

МОНАЦИТИ У ТОРІЙ-УРАНОНОСНИХ АЛЬБІТИТАХ НОВООЛЕКСІЇВСЬКОГО РУДОПРОЯВУ (УКРАЇНСЬКИЙ ШИТ)

І.І. Михальченко¹, О.В. Андреев²

1 – Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища
Національної академії наук України»
03142, просп. Палладіна 34, а, м. Київ, Україна
E-mail: alcoldan@i.ua

2 – Навчально-науковий інститут «Інститут геології»
Київського національного університету імені Тараса Шевченка,
03022, вул. Васильківська 90, м. Київ, Україна
E-mail: andreev@univ.kiev.ua

За результатами виконаної роботи встановлено, що до мінерального складу торій-ураноносних апогранітних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву входять кристали як реліктових магматичних монацитів вихідного граніту, які зазнали гідротермально-метасоматичних перетворень, так і монацитів пневматолітово-гідротермального походження. Хімічний склад пневматолітово-гідротермальних монацитів у «рудних» альбітитах відрізняється більшими значеннями вимірів $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ і $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ і значно меншими $C(\text{Pr}_2\text{O}_3)$, $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$, $C(\text{ThO}_2)$, ніж у магматичних монацитах вихідного граніту і найменш змінених магматичних монацитах альбітитів. Монацити були нестійкими мінералами під час пневматолітово-гідротермально-метасоматичних перетворень. Головними чинниками розкладання магматичного монациту і, відповідно, відділення від нього, зокрема, Th у ході утворення апогранітних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву могли бути: недонасиченість породотвірного флюїду Р (PO_4^{3-} (?)), насиченість Са і швидкість інфільтрації флюїду. Виявлення пневматолітово-гідротермального монациту з аномальними $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ і співвідношенням $C(\text{La}_2\text{O}_3) / C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ у «рудних» альбітитах з ознаками збільшення / зменшення масових часток рідкісноземельних елементів у перетворених реліктових монацитах свідчить про їхнє вилуговування, міграцію, часткове фракціонування і роздільне осадження. На мінеральному рівні організації геологічної речовини підтверджений попередній висновок про відділення геохімічної історії Th від історії La і Ce під час утворення торій-урановорудних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву. Утворення підвищених концентрацій Th з U, які разом входять до складу гідротермально-метасоматичних мінералів-концентраторів цих хімічних елементів в альбітитах свідчить про міграцію U зі ступенем окиснення U^{4+} .

Ключові слова: монацит, уран, торій, альбітит, Новоолексіївський рудопрояв.

Вступ. Натепер основою мінерально-сировинної бази урану України є об'єкти докембрійської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів, відомі у межах Центральноукраїнського, Кіровоградського і Криворізько-Кременчуцького урановорудних районів Центральноукраїнської (Кіровоградської) металогенічної області металогенічної провінції Українського щита (УЩ).

У лужних натрієвих метасоматитах у центральній частині відомі не тільки урановорудні об'єкти, а й фосфорно-рідкісноземельно-ураноторієві, скандій-ванадієві, торій-уранові [3, 4, 11]. На теперішній час доведено гідротермально-метасоматичний генезис доколорудних перетворень і руд, виявлені вертикальна і горизонтальна зональності головної та завершальної стадій породотворення рудоносних лужних натрієвих метасоматитів [4, 9].

© Михальченко І.І., Андреев О.В., 2017

Однак, дискусійним залишається, зокрема, питання щодо походження рудної речовини.

Актуальність мінералого-геохімічного дослідження акцесорної і рудної мінералізації, зокрема, монацитів (*mz*) у торій-ураноносних альбітитах центральної частини УЩ обумовлена необхідністю додаткового підтвердження положення, що утворення підвищених концентрацій (руд) Th в торій-ураноносних альбітитах Центральноукраїнського урановорудного району генетично пов'язані з процесами гідротермально-метасоматичних перетворень докембрійських порід [7], які призвели наприкінці раннього протерозою до утворення порідної асоціації лужних натрієвих метасоматитів у зонах глибинних розломів. Виявлення ознак мобілізації, переносу й осадження Th разом із U важливо для реконструкції ступеня окиснення U в рудоносному флюїді.

Аналіз попередніх досліджень і публікацій. Акцесорна мінералізація в апогранітних лужних натрієвих метасоматитах досить різноманітна. Наявні мінерали характерні як для вихідних порід, так і лужних натрієвих метасоматитів (так звані наскрізні [4]) – апатит (*ap*), *mz*, циркон, а також ті, що утворилися під час етапу гідротермально-метасоматичних та епігенетичних перетворень – титаніт, рутил, уранініт, настуран, магнетит, гематит, малакон, кальцієвий і натрієвий циртоліт, бранерит і урано-титанові окиси, кофініт, гуміти урану, давідит, ураноторіаніт, ураноторит, фериураноторит, торит (*tor*), уранова чернь, гідроокиси уранілу, уранофан, Ва-уранофан, болтвудіт, в-уранотіл, казоліт, тюямуніт, метатюямуніт, карногіт, самородний свинець радіогенного походження, ортит (*ort*), тортвейтит, фенакіт, берил, пірит, сфалерит, молібденіт (рідко) [3, 4, 8, 9].

На теперішній час відоме одне дослідження хімічного складу *mz* з ореолу лужних натрієвих метасоматитів Апрельського родовища урану Центральноукраїнського урановорудного району. Результати висвітлені в двох публікаціях. *Mz* був зустрінутий у вихідних гідротермально змінених гранітах і апогранітних лужних натрієвих метасоматитах Апрельського родовища у вигляді дрібних (0,05–0,1 мм) ізометричних кристалів або їхніх уламків від жовто-коричневого до коричневого кольору [4, 9]. У хімічному складі *mz* були визначені лантаніди (за винятком Tm і Pm), радіоактивні елементи (U, Th), Si, і, природно, P. У напрямі від зони передового гідротермального метасоматозу («діафторований» граніт) до тилової зони метасоматичної колонки (альбітит гранат-

діопсидовий) у хімічному складі *mz* було виявлено значне збільшення масової частки (C) секвіоксиду лантану ($C(\text{La}_2\text{O}_3)$), відповідно, з 12,54 % до 22,12 %, $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ – з 26,49 % до 35,75 %, незначне зменшення $C(\text{Pr}_2\text{O}_3)$ – з 3,13 % до 2,76 %, значне зменшення $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ – з 10,60 % до 6,69 %, $C(\text{Sm}_2\text{O}_3)$ – з 2,26 % до 0,33 %, $C(\text{Gd}_2\text{O}_3)$ – з 1,64 % до 0,35 %, $C(\text{Y}_2\text{O}_3)$ – з 1,77 % до 0,26 %, $C(\text{UO}_2)$ – з 0,79 % до 0,36 %, $C(\text{ThO}_2)$ – з 9,52 % до 0,82 %, $C(\text{SiO}_2)$ – з 1,77 % до 1,18 %. Майже не відрізняються *mz* нульової й тилової зон за $C(\text{P}_2\text{O}_5)$ (відповідно, 28,23 % та 28,66 %) і $C(\text{Eu}_2\text{O}_3)$ (0,52 % та 0,53 %). З наведених даних у хімічному складі *mz* тилової зони $C(\text{UO}_2)$ менша приблизно в два рази, $C(\text{ThO}_2)$ – майже в 12 разів у порівнянні з хімічним складом *mz* вихідних гранітів, при цьому в альбітитах $C(\text{U})$ і $C(\text{Th})$ більше ніж у вихідних породах (за даними [4, 9]) – тобто, незважаючи на привніс й осадження U і Th у ході утворення апогранітних альбітитів, це не позначилось відповідним чином на хімічному складі *mz*.

2012 року опубліковано результати дослідження мінерального складу проміжної зони (мікроклін-альбітового метасоматиту епідот-актинолітового) апогранітних лужних натрієвих метасоматитів із перетину того ж Апрельського родовища урану [8]. У породі були виявлені кристали *mz* розміром до 0,5 мм. Тут же були ідентифіковані *ort*, *ap*, *tor* і самородний свинець (*Pbmet*), які просторово тяжіли до зерен *mz*. Границі досліджених зерен *mz* переважно плавні, часто з ознаками кородування, що є наслідком заміщення *mz* пізнішими утвореннями. Довкола зерен *mz* була виявлена така послідовність мінеральних асоціацій: $ort + Pbmet \pm ap \rightarrow ort + ap$. Дрібні зерна *tor* (до 0,02 мм) встановлено тільки в *mz*. Невизначеним залишилося віднесення до певної групи окремих субідоморфних зерен епідоту (*ep*), що асоціювали з гідротермально-метасоматичними мінералами. Значення $C(\text{ThO}_2)$ в хімічному складі *mz* – від 2,5 % до 6,5 %, а $C(\text{UO}_2)$ – $0,3 \pm 0,25$ %. Мінімальні значення $C(\text{ThO}_2)$ в *mz* ($3 \pm 0,5$ %) встановлено навколо включень *tor*. Зерна *ort*, агрегати яких частково замістили *mz*, характеризуються $C(\text{REE}) = 26,5 \pm 1,5$ %, що відповідає мольному відношенню REE/Ca 1, а співвідношення між La, Ce, Pr та Nd в мінералі практично співпало з таким у *mz*. У межах агрегатів зерен *ort* та $ort + ap$ значення $C(\text{ThO}_2)$ і $C(\text{UO}_2)$ виявилися на межі чутливості методу [8]. На основі отриманих даних зроблено висновок про те, що унаслідок заміщення *mz* на $ort + ap$ під час утворення проміжної зони

апогранітних лужних натрієвих метасоматитів REE і Th були інертними елементами, які лише перерозподілилися в новоутворені мінерали, відповідно, *ort* і *tor* [8].

Нині відомі попередні результати дослідження хімічного складу порід із перетину торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву. Встановлено, що характер змін $C(\text{Na}_2\text{O})$, $C(\text{K}_2\text{O})$, $C(\text{SiO}_2)$, $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ у ході утворення альбітитів Новоолексіївського рудопрояву був подібним, у цілому, до відомих особливостей хімічних перетворень гранітів під час утворення тилових зон апогранітних лужних натрієвих метасоматитів, зокрема, Ватутінського й Новокостянтинівського родовищ урану. За головної стадії гідротермально-метасоматичного породотворення апогранітних лужних натрієвих метасоматитів у об'єм земної кори, який зараз займають альбітити Новоолексіївського рудопрояву, флюїдами були привнесені й осаджені, зокрема, Y, Th, U. Під час завершальної (за [7]) стадії флюїдами були привнесені й осаджені U, Th, Y, Mn, Ga, Rb, Ba, Fe, причому, за нашою інтерпретацією, U, Th, Ti, Ca, Fe концентрувались у мінералах, які заповнили порожнини в альбітитах [6].

За оцінками середніх арифметичних значень вимірів масових часток (\bar{C}) хімічних елементів групи REE у хімічному складі порід рудопрояву ряду граніт-гранат-біотитовий «діафторований» → альбітит «нерудний» → альбітит «рудний» ці хімічні елементи були розділені на дві групи [12]: I група – хімічні елементи, оцінки \bar{C} яких мають тенденцію до зменшення, це $\text{REE}_{\text{La-Pr}}$; II група – хімічні елементи, оцінки \bar{C} яких збільшуються, це $\text{REE}_{\text{Sm-Lu}}$. За попередньою оцінкою, проміжну позицію займає Nd, оцінка \bar{C} якого у альбітиті «нерудному» виявилася меншою, ніж у граніті гранат-біотитовому «діафторованому», але і меншою, ніж у альбітиті «рудному». Однак значно більше значення виміру $C(\text{Nd})$ у хімічному складі проби з найбільшими значеннями вимірів Th і U ($C(\text{Th}) - 1060$ ум. од., $C(\text{U}) - 4360$ ум. од.) дало підставу стверджувати, що цей хімічний елемент саме під час рудоутворення привносився і осаджувався. За отриманими даними і результатами розрахунків був ідентифікований привнос і осадження $\text{REE}_{\text{Sm-Lu}}$ під час рудотвірних гідротермально-метасоматичних перетворень у той об'єм земної кори, який зараз займають торій-урановорудні альбітити дослідженого перетину торій-ураноносних альбітитів. При цьому не виявлено ознак вилуговування і виносу La і Ce [7, 12], але додат-

ково підтверджений попередній висновок [7] про те, що під час утворення торій-урановорудних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву геохімічна історія цих хімічних елементів відрізнялася від історії, зокрема, Th [12].

Виділення невирішеної раніше частини загальної проблеми. На теперішній час невідомі роботи з виявлення мінералогічних ознак перерозподілу Th під час гідротермально-метасоматичних перетворень вихідних порід, як і дослідження хімічного складу *mz* з ореолів апогранітних торій-ураноносних альбітитів. В останніх наявні торій-уранові руди. Оскільки *mz* – головний мінерал-концентратор Th у вихідних гранітах Новоукраїнського масиву, дослідження хімічного складу *mz* з торій-ураноносних альбітитів, характер їхніх гідротермально-метасоматичних перетворень пов'язано з необхідністю додаткового підтвердження реконструйованого привносу рудоносним флюїдом як U, так і Th (вірніше – їхніх комплексних міграційноздатних сполук) і, відповідно, осадження цих хімічних елементів у ході утворення торій-урановорудних альбітитів [5]. Окремим важливим завданням є необхідність підтвердження відділення геохімічної історії Th від La і Ce, що було реконструйовано за результатами дослідження хімічного складу гірських порід Новоолексіївського торій-уранового рудопрояву [7, 12].

Об'єкт дослідження – монацити альбітитів Новоолексіївського рудопрояву. **Предмет дослідження** – хімічний склад монацитів.

Мета дослідження – дослідити гідротермально-метасоматичні перетворення монацитів із торій-ураноносних альбітитів.

Для досягнення мети необхідно було вирішити такі завдання: виявити в альбітитах кристали *mz*, встановити ознаки гідротермально-метасоматичних перетворень, дослідити їхній хімічний склад, по можливості – виокремити генерації *mz*.

Методи дослідження. Проведенню цієї роботи передували збір даних попередніх і сучасних геологорозвідувальних робіт, геологічна документація керна сучасної пошуково-оцінювальної свердловини, радіометричний промір керну, відбір проб і зразків, хімічний аналіз проб (результати останніх наведені в [5–7, 12]). Основою для дослідження став кам'яний матеріал, отриманий у ході сучасних пошуково-оцінювальних робіт казенним підприємством «Кіровгеологія» на Новоолексіївському рудопрояві.

Електронномікроскопічні дослідження мінерального складу альбітитів та хімічного складу

мінералів виконано на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-202 з енергодисперсійним рентгенівським спектрометром *Link Systems* (лабораторія Навчально-наукового інституту «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка). Використано напилені графітом поліровані препарати, які попередньо досліджено за допомогою методу оптичної мікроскопії. Результати електронномікроскопічного дослідження представлені у вигляді чорно-білих цифрових зображень поверхні препарату у відбитих електронах з використанням *BSE* (режим *COMPO*). Інтенсивність забарвлення в обраному режимі залежить переважно від складу зразка (спектр інтенсивності від чорного до білого відповідає збільшенню середньої атомної маси речовини). З метою діагностики мінеральних фаз у певних точках виконано якісний рентгеноспектральний (зондовий) аналіз шляхом набору спектрів і співставлення в них інтенсивності піків характеристичного рентгенівського випромінювання певних хімічних елементів. Виміри *S* хімічних компонентів здійснено для точок (локальність до 5–7 мікрон), які були прив'язані до електронномікроскопічних зображень. При використанні стандартних режимів набору спектрів (напруга прискорення електронів – 20 кВ, експозиція – 100 с) досягалась межа визначення *S* хімічного компоненту не менше 0,1 мас. %, і точність розрахунку концентрації методом *ZAF* поправки не гірше 5 відн. %. Контроль значень вимірів виконано за стандартними зразками мінералів.

Розрахунок формульних коефіцієнтів мінералів виконаний за [2].

Аномалії *Се* розраховані за формулою (з роботи [14]):

$$Ce_{ан} = \lg((3 \cdot Ce_n) / (2La_n + Nd_n)), (1)$$

де: $Ce_{ан}$ – оцінка аномалії *Се*, Ce_n – оцінка коефіцієнту концентрації *Се*, La_n – оцінка коефіцієнту концентрації *La*; Nd_n – оцінка коефіцієнту концентрації *Nd* (нормування на хондрит *S1* (значення вимірів – з роботи [13])).

Досліджений рівень організації геологічної речовини – мінерал.

Характеристика Новоолексіївського рудопрояву.

Новоолексіївський рудопрояв був відкритий наприкінці 1970-х рр. М.Ф. Сиродоевим та ін. (пошуково-знімальна експедиція № 46 Казенного підприємства «Кіровгеологія» (сучасна назва)) в центральній частині Новоукраїнського складного

гранітного масиву, який знаходиться на заході Інгульського (Кіровоградського) мегаблоку УЩ. Складне метасоматичне тіло з апогранітними рудоносними альбітитами Новоолексіївського рудопрояву знаходиться на південному заході Партизанського рудного поля.

За даними геологічної документації, керни апогранітних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву представлені андрадит-актинолітовими та андрадит-діопсидовими відмінностями високо-температурної андрадит-актиноліт-діопсидової групи апогранітних метасоматичних фацій геологічної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів з ознаками накладеної епідотизації. Виділення «нерудних» і «рудних» різновидів альбітитів зроблено за даними з роботи [5]. «Рудні» й «нерудні» альбітити розрізняються за кольором – перші переважно рожево-сірі, із зеленуватим відтінком, з бурими плямами, другі – сіро-рожеві до бурого кольору. У дослідженому перетині «нерудні» альбітити – лейкократові породи. «Рудним» різновидам властивий значний вміст крупних кристалів титаніту і гематиту. По суті, це титаніт-гематитові з андрадитом, діопсидом і актинолітом, кварцові (з кварцом) альбітити. У «нерудних» відмінностях розрізняються реліктові порфіровидна середньо-крупнозерниста структура і відносно однорідна текстура вихідних гранітів. У перетині «рудних» альбітитів ідентифіковане синальбітитове брекчіювання. Уламки альбітиту зцементовані гематитом, титанітом і рудними мінералами. Саме за цими ознаками ідентифікований більш пізній час утворення цих мінералів по відношенню до альбітиту в «рудній» частині перетину.

За результатами дослідження прозорих і полірованих шліфів підтверджено правомірність віднесення альбітитів до андрадит-актиноліт-діопсидової апогранітної групи фацій геологічної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів, та накладений характер епідотизації. Мінеральний склад альбітитів був значно доповнений, переважно, за рахунок акцесорних мінералів. Додатково були виявлені хлорит, в «рудних» різновидах – поодинокі дрібні кристали гідротермальних: біотиту, калієвого польового шпату, барієвого і калієвого польового шпату, мусковіту. У декількох мікротріщинках – кальцит. Треба зазначити, що в «рудних» різновидах альбітитів було додатково ідентифіковано наявність ознак трьох постальбітитових деструкцій порід – перша за брекчіюванням і цементуванням улам-

ків усіх попередніх продуктів головної і накладеної стадії гідротермально-метасоматичного породотворення епідотом, друга – катаклаз, цементування уламків кварцом і хлоритом, третя – наскрізна тріщинуватість із заліковуванням порожнин хлоритом, нерозпізнаною фазою урану й свинцю, рідше з кальцієм, інколи – баритом.

З акцесорних мінералів у досліджених полірованих шліфах «нерудних» альбітитів були виявлені: реліктові *mz*, циркон, *ap*; синметасоматичні: *ap*, титаніт, кальцієвий циртоліт, малакон, гематит, *ort*, бастнезит (?), церит (?), торит (*tor*), ураноторит, фериторит, сфалерит, нерозпізнана фаза уранового мінералу. У «рудних» альбітитах: синметасоматичні: нерозпізнаний торій-кальцій-урановий силікат (90–95 % від загального об'єму радіоактивної мінералізації), бастнезит (?), церит (?), рутил, марганцевистий ільменіт (останні два – в крупних кристалах титаніту з «рудних» альбітитів), пневматолітово-гідротермальний *mz*, *ort*; епігенетичні: кофініт, уранофан, барієвий уранофан, болтвудіт, настуран (?) (дрібні кристали), галеніт, нерозпізнана свинцева фаза, барит. Потрібно наголосити, що в епігенетичних мінералах-концентраторах U не виявлено домішок Th.

Одним із головних мінералів-концентраторів Th і U (і REE) у вихідному граніті гранат-біотитовому Новоукраїнського масиву є *mz* ($\bar{C}(\text{Th}) = 8,16\%$ і $\bar{C}(\text{U}) = 0,24\%$), оцінка \bar{C} якого в гранітах новоукраїнського комплексу – 232 г/т [1]. У досліджених різновидах альбітитів *mz* розподілений нерівномірно. Якщо у «нерудних» альбітитах його кристали трапляються часто, то у шліфах із «рудних» альбітитів навпаки, рідко. Під час виготовлення шліфів нами спеціально була вирізана заготовка із залишку (уламку) небрекчийованого «рудного» альбітиту з реліктом псевдоморфози альбіту по порфіробласту мікрокліну. У цьому шліфі кристалів *mz* набагато більше, ніж у «цементній» частині брекчії «рудного» альбітиту.

Кристали *mz*, які не зазнали суттєвих гідротермально-метасоматичних перетворень, в альбітитах дуже рідкісні (рис. 1, а, б). Зазвичай кристали *mz* в альбітитах мають ознаки сильного розкладення й заміщення гідротермальними мінералами (рис. 1–3). Переважно – це релікти кристалів химерної форми. На прикладі порівняно великих мінералів встановлено деякі особливості гідротермально-метасоматичних перетворень *mz*.

На початковій стадії гідротермально-метасоматичні перетворення відбулися по краях кристалів, де *mz* розкладався на *tor*, *ap* і бастнезит (рис. 2,

в). Проміжна стадія гідротермально-метасоматичних перетворень *mz* ідентифікована за появою всередині кристалів *tor* і *ap* (рис. 2, з–д). Процеси корозії проникали всередину кристалів, які поступово ставали напіврозкладеними (рис. 2, б–є; 3, а). Судячи з того, що нами зустрінуті випадки заміщення частини первинного об'єму кристалів *mz* гематитом, *ort*, хлоритом (рис. 1, в–є; рис. 2, 3), існували умови для вилуговування і подальшого транспортування частини компонентів, на які розкладався *mz*. Фінальна стадія гідротермально-метасоматичних перетворень *mz* проявлена повним заміщенням гідротермальними мінералами первинного об'єму, який займав кристал *mz*. Яскравий приклад цього явища зображений на рис. 3, б, де середина кристалу *mz* заміщена сумішшю *tor*, гематиту і хлориту, яка облямовується бастнезитом, кристалами *ap* і поодинокими кристалами кварцу.

На окрему увагу заслуговують приклади заміщення *mz* *ort*, яких ми виявили три: утворення дрібних кристалів *ort* разом з *tor*, *ap*, бастнезитом (рис. 2, а); утворення *ort* по попередньо майже розкладеному *mz* (рис. 3, а); утворення *ort* по *mz*, рештки якого не мають ознак розкладення (рис. 3, д, е).

Ця фаза дослідження потребувала залучення даних із визначення хімічного складу *mz*. Значення вимірів хімічних компонентів в складі *mz* альбітитів наведені у табл. 1 (№ 8–22). Оскільки ми мали в розпорядженні тільки зразки бокових гранітів, різною мірою «діафторованих», для порівняння наведено дані визначення хімічного складу *mz* з граніту Капустянського кар'єру Новоукраїнського масиву (табл. 1, № 1–7), опубліковані у роботі [11]. Додатково розраховано відношення атомних кількостей La/Ce, La/Nd, Ce/Nd та $\text{Ce}_{\text{ан}}$ за даними вимірів хімічного складу *mz* (табл. 2).

У *mz* із граніту гранат-біотитового Капустянського кар'єру значення $C(\text{P}_2\text{O}_5)$ коливаються в межах 27,04–29,86 %, $\bar{C}(\text{P}_2\text{O}_5) = 28,59\%$. Значення $C(\text{P}_2\text{O}_5)$ в хімічному складі *mz* з альбітитів знаходяться в межах 24,13–28,56 % (див. табл. 1).

Розмах значень вимірів $C(\text{SiO}_2)$ в хімічному складі *mz* з альбітитів значно більший 1,63–6,38 %, ніж у *mz* із граніту, у хімічному складі яких значення $C(\text{SiO}_2)$ коливаються в межах 0,84–2,27 % (див. табл. 1), а $\bar{C}(\text{SiO}_2) = 1,56\%$.

У *mz* граніту значення вимірів $C(\text{ThO}_2)$ коливається в межах 7,85–12,28 %, $\bar{C}(\text{ThO}_2) = 9,77\%$. Розмах значень вимірів $C(\text{ThO}_2)$ в хімічному складі *mz* з альбітитів значно більший – 0,12–11,41 % (див. табл. 1).

Значення $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ у mz з граніту становить 11,97–13,94 %, $\overline{C}(\text{La}_2\text{O}_3)$ – 13,06 %. Розмах значень вимірів $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ у складі mz з альбітитів набагато більший – 9,87–25,99 % (див. табл. 1).

У mz із граніту значення $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ становить 25,77–28,25 %, $\overline{C}(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ – 27,58 %. Коливання

значень вимірів $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ в хімічному складі mz з альбітитів більші – 21,7–32,94 % (див. табл. 1).

Розмах значень вимірів $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ в хімічному складі mz з альбітитів більший – 4,69–12,24 %, ніж mz з граніту – 9,54–10,70 %. $\overline{C}(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ у складі mz з граніту становить 10,21 % (див. табл. 1).

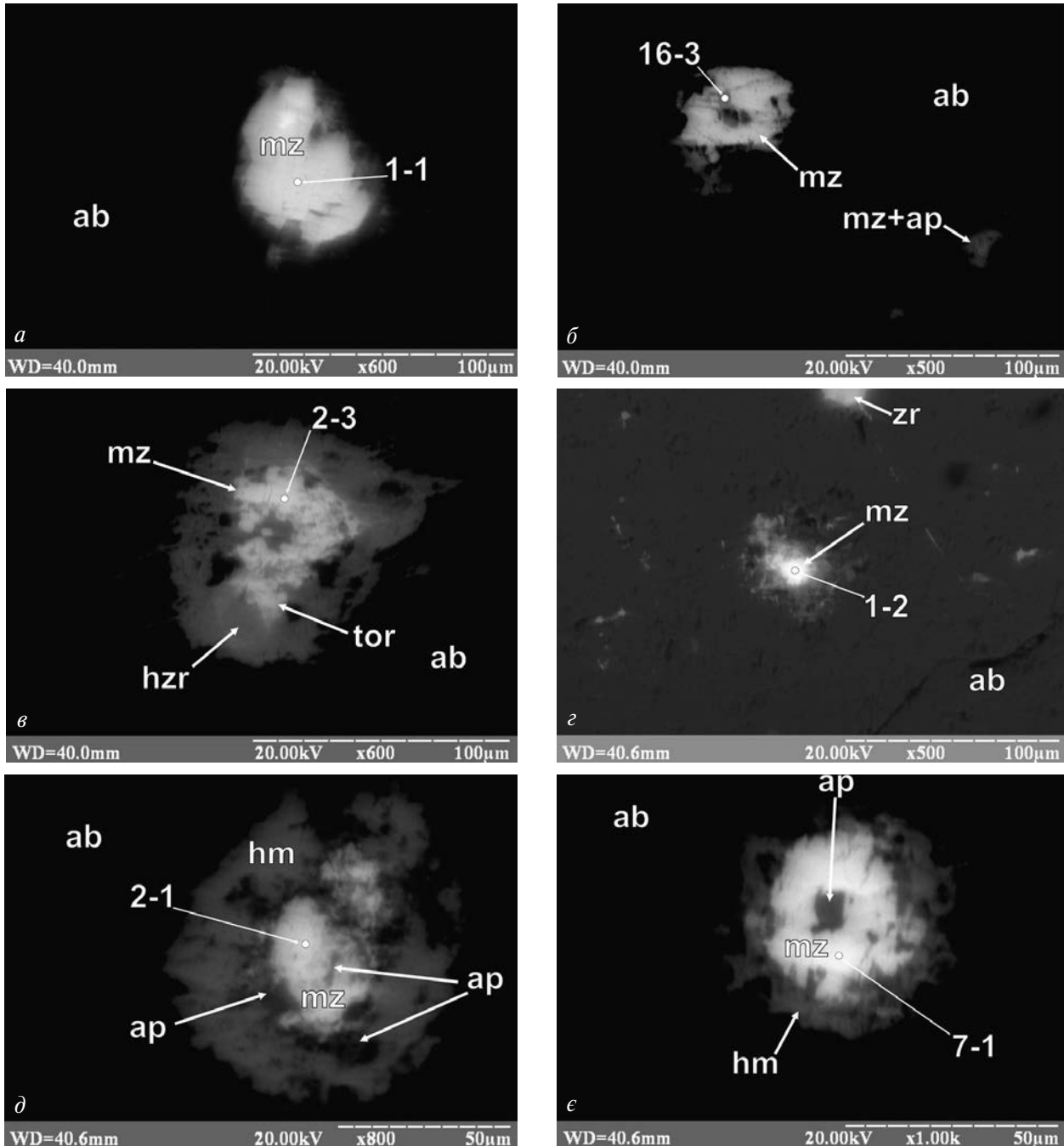


Рис. 1. Монацити з «рудного» (а) «нерудних» (б–е) і альбітитів Новоолексіївського рудопрояву. Партизанське рудне поле: а, б – початкова стадія гідротермально-метасоматичних перетворень; б–е – різний ступінь заміщення і розкладення монацитів. Точками позначені місця вимірювань хімічного складу мінералів, цифра – номер аналізу (див. табл. 1). Тут і на рис. 2, 3 скорочення назв мінералів: ab – альбіт, ap – апатит, bp – бастнезит, cl – хлорит, ep – епідот, hm – гематит, hzr – циркон гідротермально-метасоматичний, mz – монацит магматичний, mzII – монацит пневматолітово-гідротермальний, ort – ортит, sph – титаніт, tor – торит, q – кварц, zr – циркон магматичний

У *mz* із граніту значення $C(\text{CaO})$ знаходяться в межах 0,94–2,12 %, $\bar{C}(\text{CaO})$ – 1,31 %. Розмах значень вимірів $C(\text{CaO})$ у хімічному складі *mz* з альбітитів значно більший – 0,54–4,83 % (див. табл. 1).

За значеннями вимірів компонентів хімічного складу *mz* із альбітитів не виявлено кореляції $C(\text{SiO}_2)$ і $C(\text{ThO}_2)$ (рис. 4, а). Кореляція більшості $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ і $C(\text{ThO}_2)$ – від’ємна (рис. 4, в), при цьому три парних значення вимірів (табл. 1, 20–

22) цих компонентів знаходяться окремо від основної групи. Від’ємну кореляцію виявлено для $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ і $C(\text{ThO}_2)$ (рис. 4, г). Для більшості $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ і $C(\text{ThO}_2)$ кореляції не встановлено (рис. 4, б).

За відсутньої кореляції $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ і $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ (рис. 5, б) та $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ і $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ (див. табл. 1) встановлена нібито висока позитивна кореляція більшості значень відношень атомних кількостей

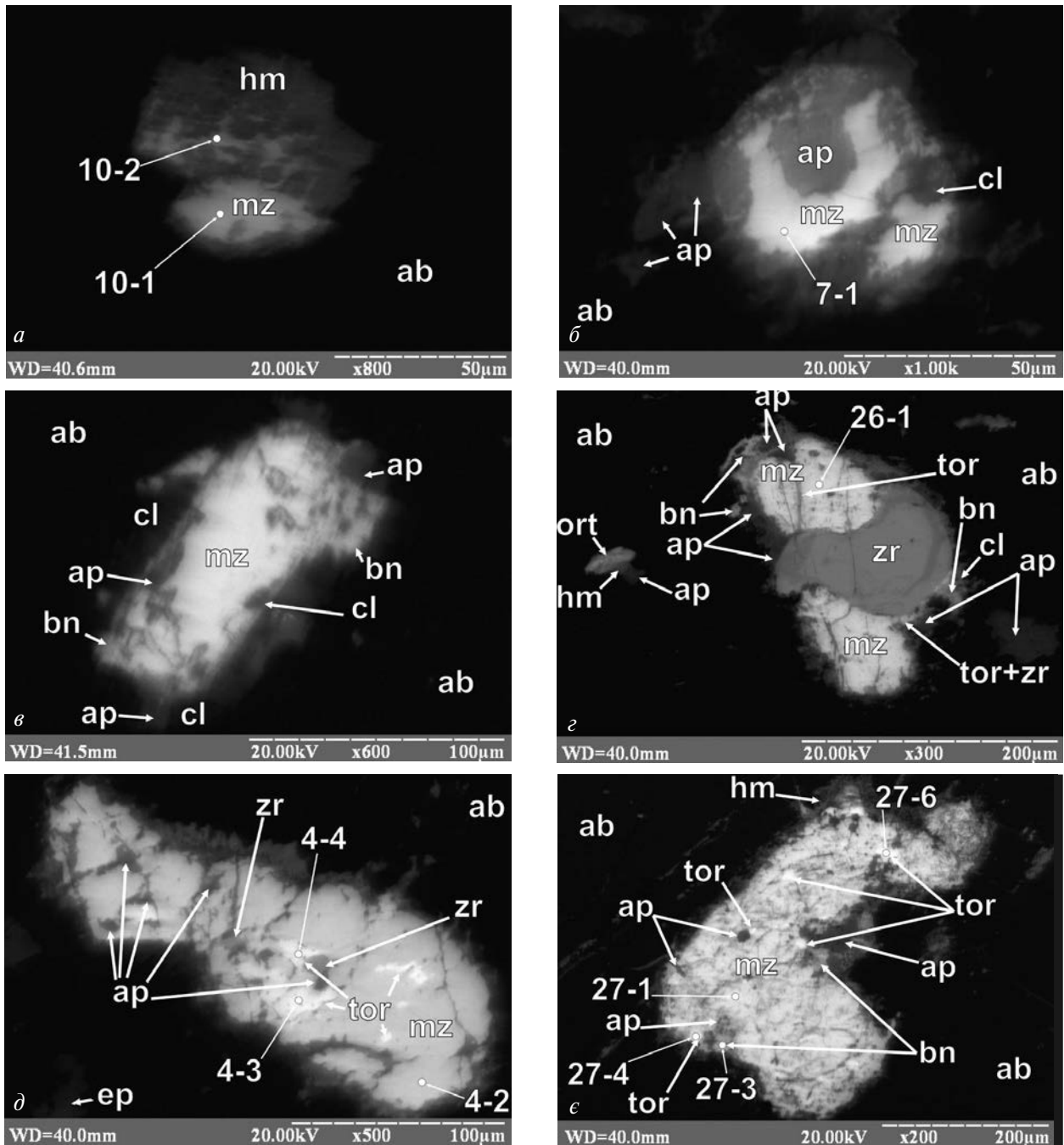


Рис. 2. Монацити з «рудного» (б, д) «нерудних» (а, в, г, е) і альбітитів Новоолексіївського рудопрояву; а, б – приклади заміщення магматичного монациту; в–е – різний ступінь заміщення і розкладення магматичних монацитів. Точками позначені місця вимірів хімічного складу мінералів, цифрами – номер аналізу (див. табл. 1)

Ce/Nd і La/Nd, як для значень вимірів цих елементів у хімічному складі *mz* із гранітів, так і *mz* із альбітитів (рис. 5, *з*). Однак на діаграмі розсіяння більшість точок (8), які характеризують відношення Ce/Nd і La/Nd в хімічному складі *mz* з альбітитів знаходяться в області разом із *mz* із гранітів (див. табл. 2, № 1–7), три точки, які характеризують найвищі значення відношення Ce/Nd і

La/Nd в хімічному складі *mz* із рудних альбітитів (див. табл. 2, № 20–22), знаходяться на значній відстані від цієї області, три точки (див. табл. 2, № 9, 16, 17) займають проміжне положення.

Обговорення результатів дослідження. Значення вимірів $C(\text{ThO}_2)$ в хімічному складі *mz* з альбітитів (див. табл. 1, № 10, 11, 13, 14, 15, 19 (останній – із рудного альбітиту) співставні зі значеннями

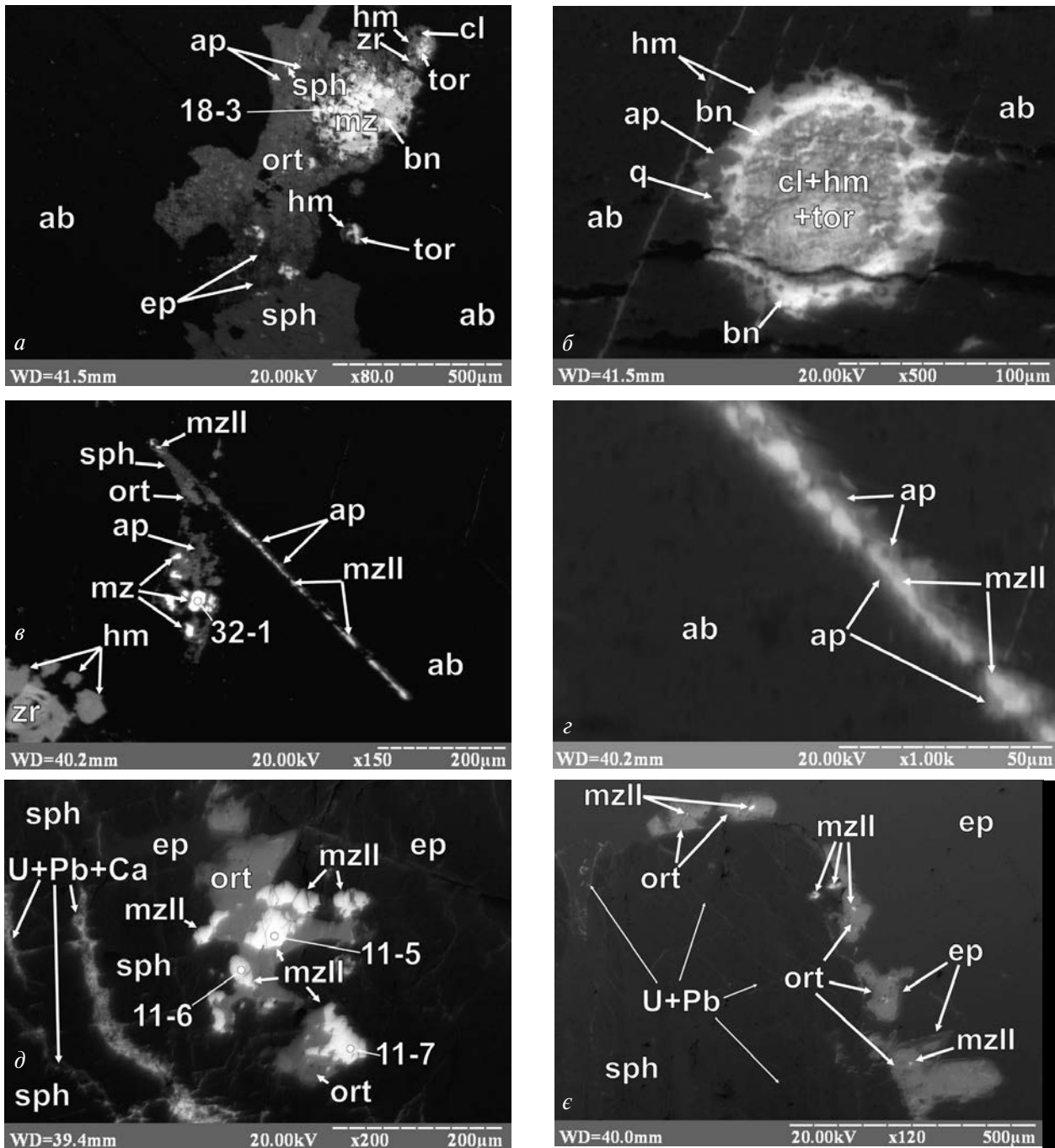


Рис. 3. Монацити з «нерудних» (а–с) і «рудного» (д–е) альбітитів Новоолексіївського рудопрояву: а – майже повністю розкладений магматичний монацит; б – повністю розкладений магматичний монацит; в, г – приклад послідовного утворення гідротермальних апатиту та монациту; д, е – гідротермальні монацити в різному ступеня заміщені ортитом. Точками позначені місця вимірів хімічного складу мінералів, цифрами – номер аналізу (див. табл. 1)

Таблиця 1. Хімічний склад монацитів з граніту гранат-біотитового (1–7 [11]), альбігиту «нерудного» (8–16), альбігиту «рудного» (17–22)

Номер з/п	Місце відбору	Зразок	Номер аналізу	Масова частка компоненту, %																				
				P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	ThO ₂	UO ₂	Al ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	CaO	PbO	Na ₂ O	
1	К. кар.	19	19-C1	29,05	1,15	–	7,85	0,3	<d,1	1,25	13,29	28,25	2,73	10,62	1,86	1,25	0,54	–	–	1,12	0,75	–		
2	К. кар.	19	19-C2	29,86	0,84	–	9,0	0,71	<d,1	2,11	11,97	25,77	2,48	10,39	2,02	1,48	0,62	–	–	1,71	1,04	–		
3	К. кар.	19	19-C3	29,18	1,24	–	7,86	0,2	<d,1	1,28	13,53	28,04	2,73	10,7	1,89	1,09	0,45	–	–	0,99	0,82	–		
4	К. кар.	19	19-C4	28,46	1,84	–	10,41	0,26	<d,1	0,17	13,94	28,02	2,62	9,73	1,52	0,68	0,22	–	–	1,23	0,88	–		
5	К. кар.	19	19-C5	27,04	2,05	–	12,28	0,26	<d,1	<d,1	13,22	27,86	2,57	9,54	1,23	0,6	0,32	–	–	2,12	0,92	–		
6	К. кар.	19	19-C6	29,1	1,56	–	9,07	0,37	<d,1	1,53	12,63	27,21	2,68	10,58	1,73	1,2	0,49	–	–	1,03	0,83	–		
7	К. кар.	19	19-C7	27,44	2,27	–	11,92	0,51	<d,1	0,16	12,84	27,93	2,62	9,91	1,49	0,8	0,05	–	–	0,94	1,11	–		
8	63012	146,9/2	2-3	26,85	2,68	<d,1	5,68	0,83	0,25	–	12,28	29,95	4,52	11,93	–	–	–	<d,1	3,72	<d,1	1,31	0	<d,1	
9	63012	146,9/2	16-3	26,1	5,6	<d,1	3,27	1,21	0,72	–	13,39	27,82	3,31	7,19	–	–	–	<d,1	5,97	<d,1	4,8	0,1	0,52	
10	63012	149,7/2	26-1	26,64	2,87	<d,1	11,1	1,07	0,01	–	12,01	25,53	3,74	12,14	–	–	–	<d,1	1,89	<d,1	1,88	1,13	<d,1	
11	63012	149,7/2	27-1	26,32	1,86	<d,1	9,01	0,42	0,74	–	12,44	26,95	5,73	12,24	–	–	–	0,87	1,34	<d,1	1,26	0,82	<d,1	
12	63012	149,7/2	32-1	27,91	3,92	<d,1	0,46	<d,1	1,23	–	15,48	29,41	4,14	11,06	–	–	–	0,2	1,45	<d,1	2,25	0	2,48	
13	63012	153,8	1-2	24,13	6,38	<d,1	9,48	1,86	1,3	–	11,22	24,32	2,99	9,81	–	–	–	<d,1	2,66	<d,1	4,83	1,03	<d,1	
14	63012	153,8	2-1	25,4	4,91	<d,1	11,41	0,79	0,74	–	10,66	24,47	3,81	10,14	–	–	–	0,94	3,24	<d,1	3,14	0,35	<d,1	
15	63012	153,8	7-1	28,3	3,11	<d,1	10,05	1,21	0,64	–	9,87	25,29	4,26	11,61	–	–	–	<d,1	1,88	<d,1	2,98	0,8	<d,1	
16	63012	153,8	10-1	26,84	3,88	<d,1	1,32	0,12	0,95	–	17,53	31,24	4,59	8,45	–	–	–	<d,1	3,17	<d,1	1,79	0,12	<d,1	
17	63012	152,7/Н1	1-1	28,56	3,16	<d,1	2,81	0,42	0,53	–	17,25	31,27	4,57	9,72	–	–	–	<d,1	0,33	<d,1	0,65	0,72	<d,1	
18	63012	152,7/Н1	4-2	25,64	2,25	<d,1	4,52	0,22	0,51	–	15,78	32,21	4,98	11,32	–	–	–	0,1	0,26	<d,1	0,84	0,42	0,95	
19	63012	152,7/Н1	7-1	27,88	3,04	<d,1	8,27	1,3	0,81	–	12,71	25,53	4,14	9,93	–	–	–	1,17	0,12	<d,1	4,48	0,62	0	
20	63012	152,7/Н2	11-5	27,62	1,63	0,29	0,39	0,13	0,07	–	24,53	32,94	2,2	6,67	–	–	–	0,42	0,69	0,44	0,54	0,2	1,25	
21	63012	152,7/Н2	11-6	24,57	5,07	1,96	0,34	0	0,42	–	25,58	30,42	2,34	4,91	–	–	–	<d,1	1,71	0,36	2,03	0,28	0	
22	63012	152,7/Н2	11-7	27,05	2,42	1,81	0,12	0,42	0,12	–	25,99	31,41	2,63	5,8	–	–	–	<d,1	0,38	0,28	1,46	0,11	0	
				С мз граніту (1–7)	28,59	1,56	–	9,77	0,37	–	1,08	13,06	27,58	2,63	10,21	1,68	1,02	0,39	–	–	1,31	0,91	–	
				С реліктових мз (8–19)	26,71	3,64	–	6,45	0,79	0,7	–	13,39	27,83	4,23	10,46	–	–	–	0,55	2,17	–	2,52	0,51	0,79
				С пп.-гідротерм. мз (20–22)	26,41	3,04	1,35	0,28	0,18	0,2	–	25,37	31,59	2,39	5,79	–	–	–	0,42	0,93	0,36	1,34	0,2	0,42

Примітка: прочерк – не визначали; <d,1 – менше порогу чутливості (визначення); К. кар. – Капустянський кар'єр; 63012 – перетин торій-ураноносних альбігитів Новоолексієвського рудопояву.

вимірів $C(\text{ThO}_2)$ в mz з граніту (див. табл. 1, № 1–7). Значення відношення La/Ce цих же mz (див. табл. 2, №№ 10, 11, 13, 14, 15 19) також близькі до значення відношень цих елементів у хімічному складі mz із граніту (див. табл. 2; № 1–7). Ми вважаємо, що за цими параметрами виміряно хімічний склад найменш змінених частин кристалів реліктових магматичних mz .

Найменші $C(\text{ThO}_2)$ в «нерудних» альбітитах виміряні в реліктах сильно перетворених mz , хімічний склад яких наведений № 12, 16 (див. табл. 1; рис. 2, а; 3, в), причому цей склад характеризується дещо більшими значеннями $C(\text{La}_2\text{O}_3)$, $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ і $C(\text{Pr}_2\text{O}_3)$ у порівнянні з mz із гранітів. Але відношення La/Ce цих mz близьке до значень цих відношень mz із гранітів (див. табл. 1, № 1–7)). Однак, щодо $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ такого висновку зробити не можна. Якщо вимір № 12 за цим параметром майже не відрізняється від значень вимірів mz з граніту, то вимір № 16 значно менший, що знайшло відображення у відповідних значеннях

відношень La/Nd , La/Nd , як і аналізів № 9, 17. На основі цих даних з'явилася підстава для висловлення припущення, що в перетворених mz частка від первинного Th і Nd була мобілізована й винесена, за рахунок чого і збільшилися $C(\text{La}_2\text{O}_3)$, $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$, $C(\text{Pr}_2\text{O}_3)$ у цих реліктах mz .

Останнє припущення підтверджено даними з вивчення продуктів розкладення відносно крупних кристалів mz (див. рис. 2, д, е). Частки, зокрема, Th і Nd , які були в магматичному монациті, який зображений на рис. 2, д, під час метасоматичних перетворень сконцентрувалися в tor . У хімічному складі цього mz (див. табл. 1, № 18), $C(\text{ThO}_2)$ значно менша, ніж у mz вихідного граніту (див. табл. 1, № 1–7), при цьому значення $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ співставні. У хімічному складі tor усередині цього кристалу (див. рис. 2, д, точки аналізів: 4-3, 4-4) значення відповідно становлять, %: $C(\text{ThO}_2) - 50,08$, $C(\text{UO}_2) - 7,83$, $C(\text{Nd}_2\text{O}_3) - 0,69$; $C(\text{ThO}_2) - 44,85$, $C(\text{UO}_2) - 4,66$, $C(\text{Nd}_2\text{O}_3) - 2,71$. Дані вимірів хімічного складу кристалів tor , які

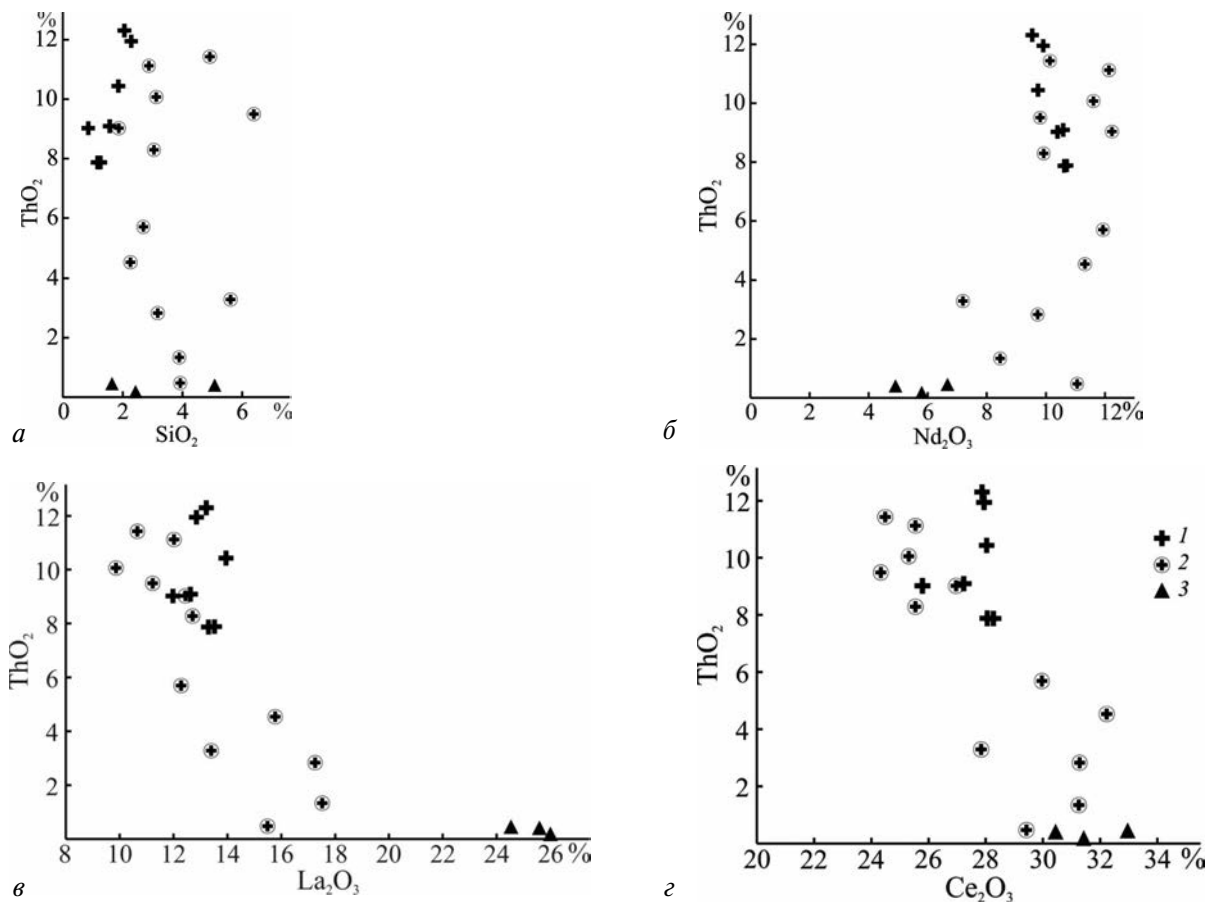


Рис. 4. Діаграми розсіяння значень вимірів компонентів у хімічному складі монацитів: а – $C(\text{SiO}_2) - C(\text{ThO}_2)$; б – $C(\text{Nd}_2\text{O}_3) - C(\text{ThO}_2)$; в – $C(\text{La}_2\text{O}_3) - C(\text{ThO}_2)$; г – $C(\text{Ce}_2\text{O}_3) - C(\text{ThO}_2)$. Вихідні дані – в табл. 1. Умовні позначення: 1 – магматичний монацит з граніту гранат-біотитового Новоукраїнського масиву, 2 – релікти магматичних монацитів у альбітитах; 3 – гідротермальні монацити з альбітитів «рудних»

утворилися всередині іншого великого кристалу mz (див. рис. 2, ϵ : точка аналізу 27-4, %: $C(\text{ThO}_2) - 49,48$, $C(\text{UO}_2) - 5,93$, $C(\text{Nd}_2\text{O}_3) - 4,39$; точка аналізу 27-6: $C(\text{ThO}_2) - 54,29$, $C(\text{UO}_2) - 5,11$, $C(\text{Nd}_2\text{O}_3) - 3,55$, свідчать на користь викладеної вище інтерпретації.

Вимір хімічного складу, наведений під № 12, був зроблений в одному з реліктів заміщеного mz поряд з яким не виявлено tor і бастнезиту, а тільки ort , ap і гематит (рис. 3, ν). Пояснення цього може бути таким – визначення хімічного складу було зроблено в одному із залишків від значно більшого кристалу магматичного mz , а найбільш перетворені частини кристалу, де був зконцентрований Th в tor (приклади див. на рис. 2, $z-\epsilon$), були розчинені породотвірним флюїдом. При цьому

частка від вилугованих складових mz відклалася поряд, у мікротріщинці. Спочатку на стінках тріщинки кристалізувався ap , а потім гідротермальний mz (див. рис. 3, $\nu-\epsilon$).

Mz з «рудних» альбітітів, хімічний склад яких наведений у табл. 1 № 20–22, знаходяться між крупним кристалом титаніту і епідотом (рис. 3, $\delta-\epsilon$). Ці mz різною мірою псевдоморфно заміщені ort без ознак попереднього розкладення на tor , бастнезит, ap і кварц, що характерно для mz , які знаходяться посеред кристалів альбіту в «нерудних» альбітітах і також мають ознаки заміщення ort (рис. 3, a). За кристалографічними ознаками псевдоморфоз ort з рештками mz (нарости решток останніх у декількох випадках збереглися на грані титаніту), наявністю домішок TiO_2 в хімічному

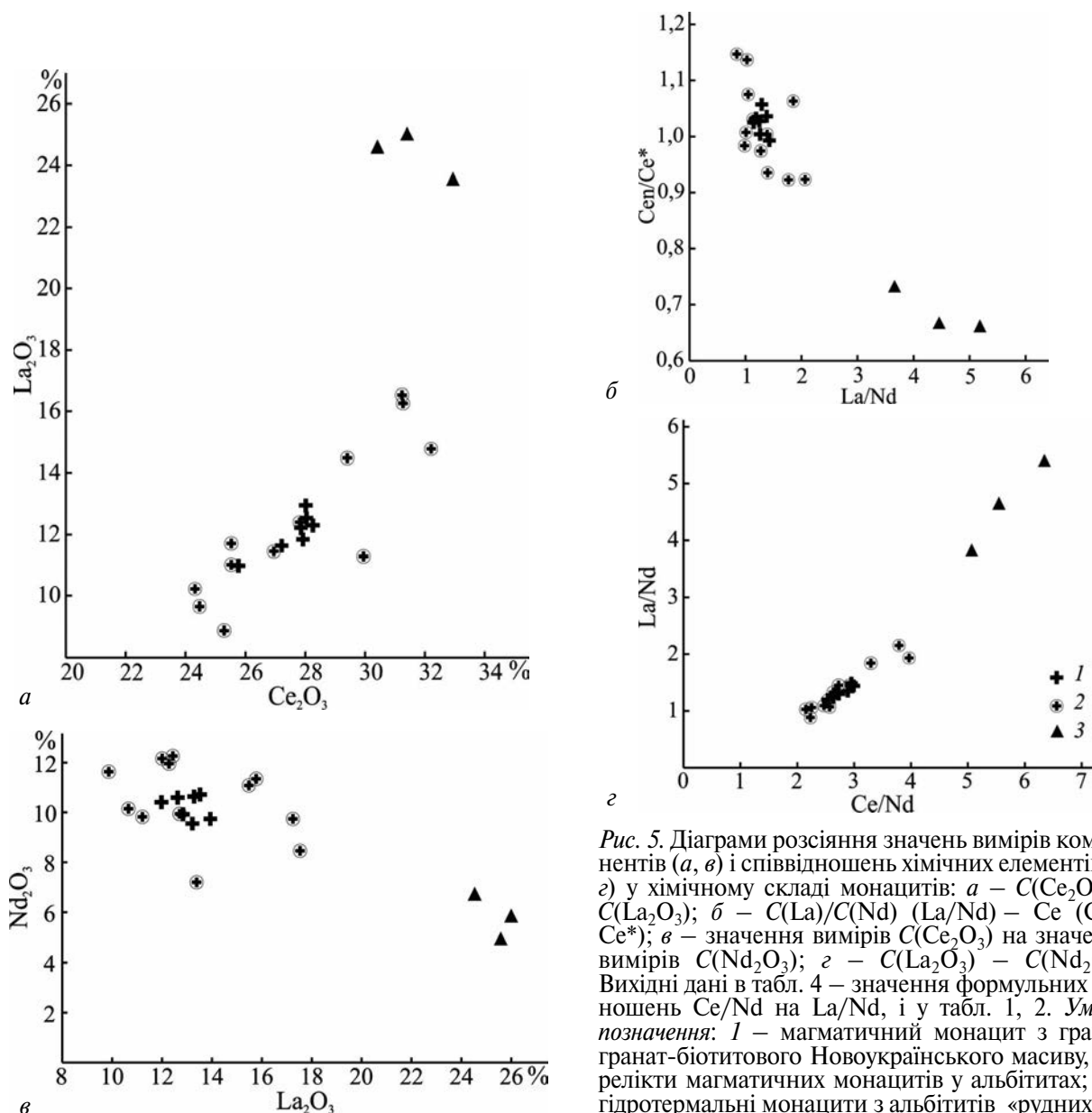


Рис. 5. Діаграми розсіяння значень вимірів компонентів (а, б) і співвідношень хімічних елементів (б, г) у хімічному складі монацитів: а – $C(\text{Ce}_2\text{O}_3) - C(\text{La}_2\text{O}_3)$; б – $C(\text{La})/C(\text{Nd})$ (La/Nd) – Ce (CeN/Ce^*); в – значення вимірів $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ на значення вимірів $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$; г – $C(\text{La}_2\text{O}_3) - C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$. Вихідні дані в табл. 4 – значення формульних відношень Ce/Nd на La/Nd , і у табл. 1, 2. Умовні позначення: 1 – магматичний монацит з граніту гранат-біотитового Новоукраїнського масиву, 2 – релікти магматичних монацитів у альбітітах; 3 – гідротермальні монацити з альбітітів «рудних»

Таблиця 2. Результати розрахунку відношень атомних кількостей La/Ce, La/Nd і Ce/Nd, Th/Nd та церієвих аномалій ($C_{e_{ан}}$) за даними визначень хімічного складу монацитів з граніту гранат-біотитового (1–7), альбітиту «нерудного» (8–16), альбітиту «рудного» (17–22). Вихідні дані – у табл. 1

Номер з/п	Зразок	Номер аналізу	La/Ce	La/Nd	Ce/Nd	Th/Nd	$C_{e_{ан}}$
1	19	19-C1	0,47	1,29	2,73	0,47	1,03
2	19	19-C2	0,47	1,19	2,54	0,55	1,02
3	19	19-C3	0,49	1,31	2,69	0,47	1,00
4	19	19-C4	0,50	1,48	2,95	0,68	0,99
5	19	19-C5	0,48	1,43	2,99	0,82	1,04
6	19	19-C6	0,47	1,23	2,64	0,55	1,03
7	19	19-C7	0,46	1,34	2,89	0,77	1,06
8	146,9/2	2-3	0,41	1,06	2,57	0,30	1,14
9	146,9/2	16-3	0,48	1,93	3,97	0,29	1,06
10	149,7/2	26-1	0,47	1,02	2,16	0,58	0,98
11	149,7/2	27-1	0,47	1,05	2,26	0,47	1,01
12	149,7/2	32-1	0,53	1,45	2,73	0,03	0,93
13	153,8	1-2	0,46	1,18	2,54	0,62	1,03
14	153,8	2-1	0,44	1,08	2,47	0,72	1,07
15	153,8	7-1	0,39	0,88	2,23	0,55	1,15
16	153,8	10-1	0,57	2,14	3,79	0,10	0,92
17	152,7/Н1	1-1	0,56	1,83	3,30	0,18	0,92
18	152,7/Н1	4-2	0,49	1,44	2,92	0,25	1,00
19	152,7/Н1	7-1	0,50	1,32	2,64	0,53	0,97
20	152,7/Н2	11-5	0,75	3,80	5,07	0,04	0,73
21	152,7/Н2	11-6	0,85	5,38	6,35	0,04	0,66
22	152,7/Н2	11-7	0,83	4,62	5,55	0,01	0,67

складі цих *mz*, дають підставу для твердження, що ці псевдоморфози утворилися по друзах кристалів *mz*, які виростили у порожнині на грані титаніту під час високотемпературних пневматолітово-гідротермально-метасоматичних перетворень. Утворення орто-діортосилікату рідкісноземельних елементів відбулося за рахунок псевдоморфного заміщення друз кристалів пневматолітово-гідротермального *mz* під час кристалізації накладеного епідоту («залікування» порожнини). Відсутність кристалів *tor*, вірогідно, обумовлена малою $C(ThO_2)$ в хімічному складі вихідного пневматолітово-гідротермального *mz*. Наведене вище дає основу для визначення відносного віку утворення пневматолітово-гідротермального *mz*: це відбулося після кристалізації титаніту, але до утворення накладеного епідоту. Оскільки епідот у «рудних» альбітитах цементує як уламки титаніту, так і альбіту, а в «нерудних» альбітитах також заповнив прожилки і зонки мікробрекчіювання, є підстави вважати, що більша частка цього мінералу утворилася під час накладеної стадії і не належить до парагенезису мінералів головної стадії гідротермально-метасоматичного породотворення. Утворення *ort* є наслідком реакції гідротермальних розчи-

нів, із яких кристалізувався епідот, з *mz*, при цьому утворення орто-діортосилікату рідкісноземельних елементів стало можливим тільки в об'ємі, який був обмежений вихідним кристалом цього мінералу.

Хімічний склад пневматолітово-гідротермальних *mz* в «рудних» альбітитах відрізняється набагато більшими значеннями вимірів $C(La_2O_3)$ ($C_{min} - 24,53; C_{max} - 25,99; \bar{C} - 25,37$) і $C(Ce_2O_3)$ ($C_{min} - 30,42; C_{max} - 32,94; \bar{C} - 31,59$) і значно меншими $C(Pr_2O_3)$ ($C_{min} - 2,20; C_{max} - 2,63; \bar{C} - 2,39$), $C(Nd_2O_3)$ ($C_{min} - 4,91; C_{max} - 6,67; \bar{C} - 5,79$), як і $C(ThO_2)$ ($C_{min} - 0,12; C_{max} - 0,39; \bar{C} - 0,28$), ніж у магматичних *mz* вихідного граніту і найменш змінених частинах магматичних *mz* альбітитів ($C(La_2O_3)$ ($C_{min} - 9,87; C_{max} - 17,53; \bar{C} - 13,39$) і $C(Ce_2O_3)$ ($C_{min} - 24,32; C_{max} - 32,21; \bar{C} - 27,83$), $C(Pr_2O_3)$ ($C_{min} - 2,99; C_{max} - 5,73; \bar{C} - 4,23$), $C(Nd_2O_3)$ ($C_{min} - 7,19; C_{max} - 12,24; \bar{C} - 10,46$), $C(ThO_2)$ ($C_{min} - 0,46; C_{max} - 11,41; \bar{C} - 6,45$)). Ці особливості хімічного складу ілюструють діаграми розсіяння: $C(Ce_2O_3) - C(La_2O_3)$ (рис. 5, а), $C(Ce_2O_3) - C(Nd_2O_3)$ (рис. 5, в), $C(La_2O_3) - C(ThO_2)$ (рис. 4, в), на яких відповідні точки, що характеризують хімічний склад цих *mz*, знаходяться окремо від основної групи. Для цих *mz* розраховані найменші

значення $Ce_{ан}$ (див. табл. 2, рис. 5, б), що свідчить про дефіцит Се у флюїді локальної комірки метасоматичної системи.

Хімічний склад «нерудних» альбітитів, як і бокових «діафторованих» гранітів, відрізняється від хімічного складу «рудних» альбітитів дослідженого перетину більшими значеннями оцінок $C(La)$, $C(Ce)$ і $C(Pr)$, і меншими значеннями оцінок (Th) [6, 7]. Під час привнесення й осадження додаткової маси Th протягом головної стадії гідротермально-метасоматичних перетворень в об'єм земної кори, який зараз займають торій-ураноносні альбітити Новоолексіївського рудопрояву, цей хімічний елемент з REE і Р вилугувався разом із вихідних магматичних монацитів, що, вірогідно, свідчить про недонасиченість флюїду розчиненим Р (PO_4^{3-} ?). Більші маси зазначених елементів увійшли до хімічного складу різних гідротермальних мінералів: La, Ce і Pr – до бастнезиту, цериту і гідротермального mz , Th – до tor , фериториту, ураноториту, малакону, кальцій-торій-уранового силікату (нагадуємо, що досліджений перетин гідротермально-метасоматичних порід представлений кварцовими і кварцумісними альбітитами). Цим на мінеральному рівні організації геологічної речовини підтверджений попередній висновок про відділення геохімічної історії Th від історії La, Ce, які були у вихідному граніті [6, 10] у ході утворення торій-урановорудних альбітитів. Головними чинниками розкладання магматичного mz і, відповідно, відділення від нього, зокрема, Th під час утворення торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву ми вважаємо недонасиченість породотвірного флюїду Р (PO_4^{3-} ?), насиченість Са і швидкість інфільтрації флюїду. У комірках з відносно більшою швидкістю фільтрації флюїду відбулися й більші перетворення вихідних mz .

За результатами експериментів [10] з вивчення продуктів (мінералів), на які розкладається mz у ході гідротермально-метасоматичних перетворень, встановлено, що склад новоутвореного мінерального парагенезису залежить від складу флюїду, співвідношення силікатних мінералів, PT умов. Зокрема, унаслідок реакції суміші з монацитом, альбітитом, калієвого польового шпату, мусковіту, біотиту, кварцу, флюориту з флюїдом зі складом $NaOH+H_2O$ за T 450 °C і P 450 МПа утворилася асоціація мінералів фтор апатит + бритоліт + вторинний mz + торіаніт [10]. У хімічному складі вторинного mz (Secondary monazite... [10, с. 1551]) $C(La_2O_3)$, $C(Ce_2O_3)$, $C(Pr_2O_3)$ значно

більші ніж у вихідному mz , а $C(ThO_2)$ – значно менші (у первинному – 8,42 %, у вторинному – 1,41 % [10, с. 1551]), причому наведений випадок утворення вторинного mz в тріщині калієвого польового шпату. Ці дані дають можливість оцінити температуру утворення парагенетичних асоціацій під час розкладання реліктових mz з альбітитів Новоолексіївського рудопрояву. Пневматолітово-гідротермальні ap + бастнезит (або церит + $tor \pm \pm (ort)$) і mz утворилися під час головної стадії гідротермально-метасоматичного породотворення за температури близько (500–450) °C (вочевидь, остання – це температура кристалізації пневматолітово-гідротермальних mz , які зображені на рис. 3, з–є).

На окрему увагу заслуговує феномен утворення пневматолітово-гідротермального mz . За особливостями хімічного складу нами встановлено ознаки привнесення й осадження додаткових мас як Na, так і Са у ході утворення апогранітних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву, тобто за міграцією хімічних елементів [7] і складом темноколірних мінералів (актиноліт, андрадит, діопсид (більшість епідоту – накладена)) вони є кальцій-натрієвими метасоматитами – представниками високотемпературної андрадит-актиноліт-діопсидової фації [4] геологічної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів. Плагіоклази альбітитів Новоолексіївського рудопрояву представлені виключно альбітом перших номерів, дрібні кристали калієвого польового шпату – поодинокі в рудних відмінностях альбітитів, при цьому коефіцієнт $(Na + K + 2Ca) / Al$ має тенденцію до збільшення в ряду граніт альбітит альбітит «рудний» (табл. 3). Це пояснює, чому за відносно невеликої $C(CaO)$ у хімічному складі альбітитів темноколірні мінерали в альбітитах представлені актинолітом, діопсидом, андрадитом та акцесорним титанітом (в «рудних» відмінностях титаніт – другорядний мінерал), утворення у результаті розкладання магматичного mz ap , наявність гідротермального кальцієвого циртоліту. За високої температури, а цей параметр утворення андрадит-піроксенових метасоматитів оцінюється 450–500 °C [4], більша частина вилугуваних La, Ce і Pr (до речі й Th) мала б увійти до складу кальцієвих акцесорних мінералів (ort , чераліту, тощо), які мали утворитися за головної стадії породотворення. Однак ми ідентифікували утворення пневматолітово-гідротермального mz і навіть бастнезиту, tor і ураноториту в «нерудних» альбітитах, хоча $C(CaO)$ в хімічному складі гідро-

Таблиця 3. Розрахунок відношення $(Na + K + 2Ca) / Al$ для порід перетину Новоолексіївського рудопрояву. Вихідні дані – з роботи [6]

Номер з/п	Порода	Масова частка, %				Атомна кількість				$(Na + K + 2Ca) / Al$
		Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Al	Ca	Na	K	
1	Граніт д.	14,44	1,13	3,07	5,49	3235	202	991	1166	0,90
2	Альбітит	16,45	2,05	10,86	0,06	3048	366	3505	13	1,32
3	Альбітит	16,01	1,80	10,91	0,03	2831	321	3521	6	1,33
4	Альбітит	16,49	1,44	11,28	0,04	2515	257	3640	8	1,29
5	Альбітит р.	15,54	1,61	10,82	0,07	2403	287	3492	15	1,34
6	Альбітит р.	14,43	2,63	9,88	0,10	2829	469	3188	21	1,46
7	Альбітит р.	12,82	4,05	9,56	0,07	2897	722	3085	15	1,81
8	Альбітит р.	12,25	3,99	9,33	0,07	3150	711	3011	15	1,85
9	Альбітит р.	14,42	3,45	9,65	0,07	3019	615	3114	15	1,54
10	Альбітит р.	14,77	3,04	10,14	0,06	2974	542	3272	13	1,51
11	Альбітит	16,06	2,14	11,01	0,03	2966	382	3553	6	1,37
12	Альбітит	15,39	2,64	10,48	0,08	2815	471	3382	17	1,44
13	Альбітит	15,16	2,03	9,96	0,18	2525	362	3214	38	1,34
14	Альбітит	15,12	2,68	10,20	0,14	2679	478	3292	30	1,44
15	Альбітит	14,35	1,88	10,32	0,08	3066	335	3330	17	1,43
16	Граніт д.	12,87	1,21	4,24	4,44	2754	216	1368	943	1,09
17	\bar{C} у граніті	13,66	1,17	3,66	4,97	3235	209	1180	1055	1,00
18	\bar{C} у альбітиті	15,63	2,08	10,63	0,08	3048	372	3430	17	1,37
19	\bar{C} у альбітиті р.	14,04	3,13	9,90	0,07	2831	558	3194	16	1,59

термальних mz і більшості вимірів хімічного складу гідротермальнозмінених магматичних mz більші, ніж у складі магматичних mz з гранітів, які знаходяться поза зонами лужного натрієвого метасоматозу. При цьому в «рудних» відмінностях альбітитів головні частки від загальних мас Th і U входять до складу кальцій-торій-уранового силікату, що і є наслідком високотемпературних умов породотворення і значної концентрації міграційноздатних сполук Ca, Th, U (і Si) у рудотвірному флюїді, за яких і відбулося ізоморфне входження цих хімічних елементів у відповідні мінерали.

Вірогідне пояснення цього можна знайти в інтерпретації особливості «заліковування» мікротріщинки в «нерудному» альбітиті, на стінках якої нами виявленій ap , а всередині – пневматолітово-гідротермального mz (рис. 3, в, г), тобто на стінках мікротріщинки спочатку відклався ap , а потім середину її «залікував» пневматолітово-гідротермальний mz – мінерали відклалися послідовно. Це може бути наслідком того, що фізико-хімічні параметри (локальні (?), в окремій комірці гідротермально-метасоматичного перетворення вихідних порід (?)) породотвірної флюїдної системи на час відкладення ap суттєво відрізнялися від параметрів на час утворення пневматолітово-гідротермального mz . Вочевидь, це ж стосується феномену утворення бастнезиту, tor , ураноториту, фериториту в «нерудних» альбітитах.

Свідченням на користь такого припущення є наявність дрібних кристалів ap з ознаками ідіоморфізму в ореолі розкладення магматичного mz , які знаходяться в цементі з бастнезиту (див. рис. 3, б). Утворення ap в ореолі розкладеного mz в «нерудних» альбітитах можна пояснити витратою частки маси розчиненого у флюїді Ca на утворення ap в локальній комірці гідротермально-метасоматичної системи, до складу якого увійшла й частка вилугуваного P. З більшої частки рідкісноземельних елементів, які були вилугувані із mz , утворився бастнезит, а з вилугуваних Th, U і Si, і меншої частки рідкісноземельних утворився tor . Збільшення $C(La_2O_3)$ і $C(Ce_2O_3)$ (зі збереженням відношення La/Ce), характерне для магматичних mz в хімічному складі реліктів mz (див. табл. 2), пояснюється залишковою концентрацією цих хімічних компонентів у частині від первинного об'єму кристалу, при цьому не виключена перекристалізація вихідного mz з відповідним зменшенням об'єму кристалу.

Оскільки утворення гематиту індукує високу фугітивність кисню у ході утворення цього мінералу, ми не виключаємо можливості окиснення частки іонів Ce^{3+} до Ce^{4+} з подальшою міграцією Ce^{4+} і осадження у вигляді мінералів з аномальною перевагою Ce над іншими хімічними елементами групи REE у їхньому хімічному складі. Підтвердженням можливості утворення дефіциту Ce в

системі REE локальної комірки метасоматичної системи є наявність кристалів баснезиту в ореолах розкладання магматичних mz , які наведені на рис. 2, δ – ϵ , 3, a . У баснезиті, який охарактеризований хімічним складом 27-3 (див. рис. 2, ϵ), %: $C(La_2O_3) - 7,39$, $C(Ce_2O_3) - 52,11$, $C(Pr_2O_3) - 2,67$, $C(Nd_2O_3) - 6,97$. Вочевидь, наслідком цього й стало утворення пневматолітово-гідротермального mz з аномальною $C(La_2O_3)$, і відповідним аномальним відношенням La/Ce (див. табл. 1, 2), за відсутністю ознак привнесення і осадження цих хімічних компонентів під час пневматолітово-гідротермально-метасоматичного породотворення.

Варіабельність значень вимірів $C(La_2O_3)$, $C(Ce_2O_3)$, $C(Pr_2O_3)$, $C(Nd_2O_3)$, як у визначеннях хімічного складу перетворених магматичних mz , так і пневматолітово-гідротермального mz є ознакою фракціонування хімічних елементів групи REE під час утворення альбітитів. Вірогідно, хімічний склад пневматолітово-гідротермального mz відображає насиченість флюїду відповідними компонентами в локальній комірці гідротермально-метасоматичної системи.

Попередній висновок [7, 12] про те, що під час утворення торій-урановорудних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву геохімічна історія La, Ce і Pr відрізнялася від історії Th, доповнений. Геохімічна історія зазначених хімічних елементів почала розрізнятися за головної стадії пневматолітово-гідротермально-метасоматичного породотворення – під час утворення високотемпературних андрадит-актиноліт-діопсидових альбітитів.

Виявлені ознаки привнесу і осадження Th і U за метасоматичних перетворень вихідних порід, у результаті яких утворилися апо-гранітні торій-ураноносні альбітити Новоолексіївського рудопрояву, висока кореляція цих хімічних елементів у «рудних» відмінностях альбітитів [7, 12] (останнє є наслідком переважної концентрації Th і U в кальцій-торій-урановому мінералі), утворення *tor*, ураноториту (гідротермально-метасоматичних мінералів-концентраторів Th і U) в «нерудних» альбітитах (частково – за рахунок розкладання вихідного магматичного mz) є підставою для висловлення припущення про те, що міграція більшої частки від загальної маси U у високотемпературному флюїді відбувалася зі ступенем окиснення U^{4+} . Однак, постає питання: чому висока леткість кисню, що інтерпретується за утворенням гематиту, не призвела до виникнення уранілію, і відповідно, розділення Th і U у процесі утворення торій-уранових руд?

Відповідь на це питання ми знайшли під час подрібнення зразків альбітитів, з яких були виготовлені шліфи, і подальшої їхньої обробки. Більша частина зерен і уламків подрібненого гематиту відійшла в магнітну фракцію. Під час самого подрібнення ми виявили, що менша частина матеріалу проби виявилася сильно магнітною (налипала на стінки металеві ступки). Це дає підставу припустити, що під час утворення андрадит-діопсид-актинолітових альбітитів дослідженого перетину Новоолексіївського рудопрояву кристалізувався магнетит, а гематит (й мінерали U, в яких немає домішки Th) виник пізніше (зараз ми бачимо результати усього спектру метасоматичних і постметасоматичних перетворень вихідної породи). На низьку леткість кисню під час високотемпературних пневматолітово-гідротермально-метасоматичних перетворень вказує наявність у мінеральному складі альбітитів актиноліту й діопсиду (за високої фугітивності кисню мали б утворитися егірин й рибекіт).

За нашою інтерпретацією, походження доданої маси Th (і U), яка була привнесена й осіла під час утворення торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву (коефіцієнти концентрації відносно вихідних гранітів цих хімічних елементів у «нерудних» відмінностях альбітитів, відповідно, – 2,2, 8,8; у «рудних» – 5,7, 192 [5]), неможливо пояснити тільки за рахунок розкладання реліктового магматичного mz (і циркону) вихідного граніту, тим більше, що релікти кристалів цього мінералу магматичного походження трапляються в альбітитах. За нашою оцінкою, головна частка від маси Th у «рудних» альбітитах, як і U [4], Na, Ca, Ti, Nb, Y [5, 6], REE_{Sm-Lu} [12] була привнесена й осаджена у той об'єм земної кори, який зараз займають торій-урановорудні альбітити, рудоносними флюїдами з глибини Землі.

Висновки. 1. До мінерального складу торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву входять як реліктові магматичні монацити вихідного граніту, які зазнали пневматолітово-гідротермально-метасоматичних перетворень, так і монацити пневматолітово-гідротермального походження.

2. У хімічному складі пневматолітово-гідротермальних монацитів з «рудних» альбітитів масові частки лантану і церію значно більші, ніж у реліктових магматичних монацитах, а торію – менші.

3. Монацит вихідного граніту гранат-біотитового Новоукраїнського масиву був нестійким під час пневматолітово-гідротермально-метасома-

тичних перетворень, але й монацит пневматолітово-гідротермального походження також був нестійким під час постметасоматичних перетворень.

4. Розкладення реліктових монацитів під час метасоматичних перетворень на бастнезит, торит, апатит, утворення пневматолітово-гідротермального монациту з аномальною масовою часткою лантану та від'ємною церієвою аномалією в «рудних» альбітитах, ознаками збільшення-зменшення масових часток рідкісноземельних елементів свідчить не на користь інертної поведінки хімічних елементів групи REE під час пневматолітово-гідротермально-метасоматичного породотворення, а навпаки, про їхнє вилуговування, міграцію, часткове фракціювання.

5. На мінеральному рівні організації геологічної речовини підтверджений попередній висновок про розділення геохімічної історії торію й історії лантану і церію під час утворення торій-урановорудних альбітитів Новоолексіївського рудопроаяву.

6. Утворення підвищеної концентрації Th і U, які разом входять до складу гідротермально-метасо-

матичних мінералів-концентраторів цих хімічних елементів в альбітитах, свідчить про міграцію урану в рудотвірному флюїді зі ступенем окиснення U^{4+} .

Напрямок подальших досліджень ми вбачаємо у виявленні пневматолітово-гідротермального монациту без ознак епігенетичних перетворень, дослідження хімічного складу торій-уранових мінералів та інших акцесорних і темнокольорових породотвірних мінералів для реконструкції фізико-хімічних умов утворення торій-ураноносних альбітитів.

Оцінка віку утворення різних мінералів-концентраторів урану й торію з одного перетину альбітитів за методами ізотопної геохронології дасть можливість уточнити віковий період утворення як торій-урановорудних альбітитів, так і формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів. Цікавим напрямом майбутніх досліджень є вивчення ізотопного складу урану, торію, свинцю, неодиму, стронцію. Наразі актуальним завданням є реконструкція послідовності утворення мінералів.

Література

- Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов центральной части Украинского щита. *Геол. журн.* 1974. Вып. 1. С. 16–33.
- Булах А.Г., Золотарев А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2014. 133 с.
- Гаврусевич И.Б., Корнева Н.Г., Пушкарев А.В. Уран-ториевая минерализация в альбититах Кировского рудопроаявления. Геохимические особенности ураноносных щелочных метасоматитов УЩ. Киев, 1986. С. 28–35. (Препринт / ИГФМ АН УССР).
- Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. Киев : Наук. думка, 1995. 396 с.
- Михальченко І.І. Уран і торій в альбітитах Новоолексіївського рудопроаяву, Український щит. *Мінерал. журн.* 2015. **34**, № 4. С. 85–97.
- Михальченко І.І., Загородній В.В., Синицин В.О. Хімічний склад торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопроаяву, Український щит. *Пошукова та екологічна геохімія.* 2015. **16**, № 1. С. 37–45.
- Михальченко І.І., Андреев О.В., Загородній В.В., Заяць О.В. Міграція хімічних елементів у процесі утворення торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопроаяву, Український щит. *Геохімія та рудоутворення.* 2016. Вип. 37. С. 86–99.
- Хлонь О.А., Андреев О.В., Синицин В.О., Михальченко І.І. Співвідношення між монацитом та аланітом в натрієвих лужних метасоматитах Апрельського родовища урану (Новоукраїнський гранітоїдний масив УЩ). *Теоретичні питання і практика дослідження порід і руд* (до 70-ти річчя Віктора Степановича Монахова): тез. доп. наук. конф. Київ, 2012. С. 35–36.
- Синицын В.А., Ходоровский М.С., Новиков М.П. Акцессорный монацит апогранитоидных ураноносных альбититов докембрия. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1991. № 10. С. 85–86.
- Budzyń Bartosz, Daniel E. Harlov, Michael L. Cilliams, Michael J. Jercinovic. Experimental determination of stability relations between monazite, fluorapatite, allanite, and REE-epidote as a function of pressure, temperature, and fluid composition. *Amer. Miner.* 2011. **96**. P. 1547–1567.
- Cinely Sandrine, Cuney Michel, Emetz Alexander, Vanderyhaenge Olivier, Boulvais Philippe. Sodium metasomatism in the Michurinka uranium ore deposit of the Kirovograd - Novoukrainsk district. *Métasomatose sodique et Minéralisations uranifères associées: Exemples du district de Kirovograd - Novoukrainsk (Ukraine), du batholite du Kurupung (Guyana), et du gisement d'Espinharas (Brésil).* 2008. P. 51–101.
- Mihalchenko I.I., Shumlyanskyu L.V., Soesoo A. Rare earth elements in Th-U-bearing albitites of the Novooleksiivka occurrence, the Ukrainian Shield. *Проблеми теоретичної і прикладної мінералогії, геології, металогенії гірничовидобувних регіонів: Матеріали X-ої Міжнар. наук.-практ. конф. (Кривий Ріг, 24–26 лист. 2016).* 2016. С. 34–38.
- Sun S.-s., McDonough C.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.

14. Wright J., Schrader H., Holser C. Paleoredox variation in ancient oceans recorded by rare elements in fossil apatite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1987. **51**. P. 631–644.

References

1. Belevtsev Ya.N., Sukhinin A.N. (1974). Some mineral, geochemical and genetical peculiarities of granitoids of central part of the Ukrainian shield [Nekotorye mineralnye, geokhimicheskie i geneticheskie osobennosti granitoidov tsentralnoy chasti Ukrainskogo shchita]. *Geol. Journ.* **1**. pp. 16–33 [in Russian].
2. Bulakh A.G., Zolotarev A.A., Krivovichev V.G. (2014). Structure, isomorphism, formulas, classification of minerals [Struktura, izomorfizm, formuly, klassifikatsiya mineralov]. SPb. 133 p. [in Russian].
3. Gavrusovich I.B., Korneva N.G., Pushkarev A.V. (1986). Uranium-thorium minerals in the albitites of the Kirovo deposit [Uran-torievaya mineralizatsiya v albititakh Kirovskogo rudoproyavleniya]. *Geokhimicheskie osobennosti uranonosnykh shchelochnykh metasomatitov UShch*. Kyiv. pp. 28–35. (Preprint / IGFM AN USSR) [in Russian].
4. Belevtsev Ya.N., Koval V.B. (Eds) (1995). Genetic Types and Laws of Location of Uranium Deposits of Ukraine [Geneticheskie tipy i zakonomernosti razmeshcheniya uranovykh mestorozhdeniy Ukrainy]. Kiev, Naukova dumka. 396 p. [in Russian].
5. Mihalchenko I.I. (2015). Uranium and thorium in albitites of Novooleksiivka ore occurrence, the Ukrainian shield [Uran i torii v albititakh Novooleksiivskoho rudoproyavu, Ukrainysky Shchyt]. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. **34**, No. 4. pp. 85–97 [in Ukrainian].
6. Mihalchenko I.I., Zahorodnii V.V., Synytsyn V.O. (2015). Chemical composition of thorium-uranium albitites of Novooleksiivka ore deposit, the Ukrainian shield [Khimichnyi sklad torii-uranonosnykh albititiv Novooleksiivskoho rudoproyavu, Ukrainysky Shchyt]. *Exploration and Environmental Geochemistry*. **16**, No. 1. pp. 37–45 [in Ukrainian].
7. Mihalchenko I.I., Andreiev O.V., Zagorodnii V.V., Zayats' O.V. (2016). Modeling migration of chemical elements during formation of thorium-uranium ore-bearing albitites of the Novooleksiivka ore deposit, Central-Ukrainian uranium ore-bearing district of The Ukrainian Shield [Mihratsiya khimichnykh elementiv u protsessi utvorenniya torii-uranonosnykh albititiv Novooleksiivskoho rudoproyavu, Ukrainysky Shchyt]. *Geochemistry and Ore Formation*. **37**. pp. 86–99. [in Ukrainian].
8. Khlon O.A., Andreiev O.V., Synytsyn V.O., Mihalchenko I.I. (2012). Relation between monacite and allanite in sodium metasomatites of Aprelevka uranium ore deposit (Novoukrainka granite pluton, the Ukrainian Shield) [Spivvidnoshennya mizh monatsytom ta alanitom v natrievykh luzhnykh metasomatitakh Aprel'skogo rodovyscha uranu (Novoukrainskyi granitoidnyi masyv UShch)]. Kyiv. pp. 35–36 [in Ukrainian].
9. Sinitsyn V.A., Khodorovskij M.S., Novikov M.P. (1991). Accessory monacites in metasomatic column of uranium-bearing pre-cambrian albitites [Aktseornyj monatsit apogranitondnykh uranonosnykh albititov dokembriya]. *Dokl. AN USSR*. Ser. B. No. 10. pp. 85–86 [in Ukrainian].
10. Budzyń Bartosz, Harlov Daniel E., Cilliams Michael L., Jercinovic Michael J. (2011). Experimental determination of stability relations between monazite, fluorapatite, allanite, and REE-epidote as a function of pressure, temperature, and fluid composition. *Amer. Miner.* **96**. pp. 1547–1567.
11. Cinely Sandrine, Cuney Michel, Emetz Alexander, Vanderyhaenge Olivier, Boulvais Philippe. (2008). Sodium metasomatism in the Michurinka uranium ore deposit of the Kirovograd - Novoukrainsk district. Métagénèse sodique et Minéralisations uranifères associées: Exemples du district de Kirovograd - Novoukrainsk (Ukraine), du batholite du Kurupung (Guyana), et du gisement d'Espinharas (Brésil). pp. 51–101.
12. Mihalchenko I.I., Shumlyansky L.V., Soesoo A. (2016). Rare earth elements in Th-U-bearing albitites of the Novooleksiivka occurrence, the Ukrainian Shield. *Kryvyi Rih*. pp. 34–38.
13. Sun S.-s., McDonough C.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publication*. No. 42. pp. 313–345.
14. Wright J., Schrader H., Holser C. (1987). Paleoredox variation in ancient oceans recorded by rare elements in fossil apatite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. **51**. pp. 631–644.

И.И. Михальченко

Государственное учреждение «Институт геохимии окружающей среды

Национальной академии наук Украины», Киев

А.В. Андреев

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

Учебно-исследовательский институт «Институт геологии», Киев

Монациты в торий-ураноносных альбититах Новоалексеевского рудопоявления (Украинский щит)

В результате выполненной работы установлено, что в минеральном составе торий-ураноносных апогранитных альбититов Новоалексеевского рудопоявления присутствуют кристаллы как реликтовых магматических монацитов исходного гранита, испытавших гидротермально-метасоматические превращения, так и монациты гидротермального происхождения. Химический состав гидротермальных монацитов в «рудных» альбититах отличается большими значениями измерений $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ и $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ и значительно меньшими $C(\text{Pr}_2\text{O}_3)$, $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$, $C(\text{ThO}_2)$, чем в магматических монацитах исходного гранита и наименее измененных магматических монацитах альбититов. Монациты были неустойчивыми минералами в процессе пневматолитово-гидротермально-метасоматических превращений. Главными факторами разложения магматического монацита и, соответственно, отделения от него, в частности, Th при образовании апогранитных альбититов представляется: недонасыщение

породообразующего флюида P (PO_4^{3-} (?)), насыщенность Ca и скорость инфильтрации флюида. Выявление гидротермального монацита с аномальными $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ и соотношением $C(\text{La}_2\text{O}_3)/C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ в «рудных» альбититах с признаками увеличения / уменьшения массовых частей редкоземельных элементов в гидротермально изменённых реликтовых монацитах свидетельствует об их выщелачивании, миграции, частичном фракционировании и раздельном осаждении. На минеральном уровне организации геологического вещества подтвержден сделанный ранее вывод о разделении геохимической истории Th и истории La и Ce во время образования торий-урановорудных альбититов Новоалексеевского рудопроявления. Образование повышенных концентраций Th с U, которые вместе входят в состав гидротермально-метасоматических минералов-концентраторов этих химических элементов в альбититах свидетельствует о миграции U в степени окисления U^{4+} .

Ключевые слова: монацит, уран, торий, альбитит, Новоалексеевское рудопроявление.

Mihalchenko I.I.

*Government organization «Institute of the Environmental Geochemistry
of the National Academy of Sciences of Ukraine»*

Andreev O.V.

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Educational-Research Institute «Institute of Geology»

Monazites in the Thorium-Uranium Ore-Bearing Albitites of the Novooleksiivka Ore Deposit (the Ukrainiane Shield)

In this paper, we present new result, that the crystals of relict magmatic monazite of initial granite, which tested hydrothermal metasomatism transformations, are included in mineral composition of thorium-uranium ore-bearing albitites Novooleksiivka ore deposit and hydatogenesis monazites of hydatogenesis. Chemical composition of hydrothermal monazites in «ore» albitites differs in the large values of measuring of $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ and $C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ and considerably less $C(\text{Pr}_2\text{O}_3)$, $C(\text{Nd}_2\text{O}_3)$, $C(\text{ThO}_2)$, what in magmatic monazites of initial granite and the least changed magmatic monazites x of albitites. Monazites were unsteady minerals during hydrothermal metasomatism transformations. By the main factors of decomposition of magmatic monazites and, accordingly, dissociating from him, in particular, Th at formation of albitites appears: resaturation of fluid of P (PO_4^{3-} (?)), saturation of Ca and speed of infiltration of fluid. Exposure of hydrothermal monazite with anomalous $C(\text{La}_2\text{O}_3)$ and correlation of $C(\text{La}_2\text{O}_3)/C(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ in «ore» albitites x with the signs of increase-diminishing of mass parts of rare-earth elements in hydrothermal relict monazites testifies to the them lixiviating, migration, partial fractionating and separate besieging. At mineral level of organization of geological substance a previous conclusion is confirmed about the division of geochemical history to thorium from history of lanthanum and cerium during formation of thorium-uranium ore-bearing albitites of the Novooleksiivka ore deposit. Formation of enhanceable concentrations to thorium with uranium, which together enter in the complement of hydrothermal-metasomatism minerals-concentrators of these chemical elements in albitites testifies to migration of uranium at the degree of oxidization of U^{4+} .

Keywords: monazit, uranium, thorium, albitite, Novooleksiivka ore deposit.

Надійшла 30.06.2017