

Світлій пам'яті нашого вчителя та наставника  
МИКОЛІ ЩЕРБАКУ присвячуємо

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.9>

## ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ ТА ЇХ ВИКОРИСТАННІ В ГЕОЛОГІЇ

*Степанюк Л.М., Пономаренко О.М., **Артеменко Г.В.***

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, Київ,  
[stepaniuk@nas.gov.ua](mailto:stepaniuk@nas.gov.ua)

## NUCLEAR REACTIONS AND THEIR USE IN GEOLOGY

*Stepaniuk L.M., Ponomarenko O.M., **Artemenko G.V.***

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine,  
Kyiv, [stepaniuk@nas.gov.ua](mailto:stepaniuk@nas.gov.ua)

Natural nuclear reactions are considered, in particular, the transformation of isotopes of uranium and thorium into isotopes of lead,  $^{87}\text{Rb}_{37}$  into  $^{87}\text{Sr}_{38}$ ,  $^{40}\text{K}_{19}$  into  $^{40}\text{Ar}_{18}$ ,  $^{147}\text{Sm}_{62}$  into  $^{144}\text{Nd}_{60}$ , which are the basis of uranium-thorium-lead, rubidium-strontium, potassium-argon, and samarium-neodymium isotopic dating methods. endogenous geological processes, respectively, which were widely used in geochronological studies under the leadership of Mykola Shcherbak, as well as the transformation of  $^{176}\text{Lu}_{71}$  into  $^{176}\text{Hf}_{72}$ , which are based on the lutetium-hafnium isotope method, which has gained wide popularity in recent years.

**Вступ. Микола Щербак** – один із фундаторів ізотопної геології не лише в Україні, а й на теренах колишнього Радянського Союзу; з 1979 по 1991 рік він очолював Комісію з ізотопної геохронології при АН СРСР.

**Радіоактивність** — явище перетворення ядер нестійкого ізотопу хімічного елементу (материнське ядро) на ядра іншого ізотопу (дочірнє ядро) шляхом випромінювання гамма-квантів, елементарних частинок або ядерних фрагментів. При цьому деякі ядра випускають  $\alpha$ -частинки, інші –  $\beta$ -частинки, треті –  $\alpha$ -, або  $\beta$ -частинки.

**Ізотопи** — атоми (нукліди) одного і того самого хімічного елементу, які мають різну кількість нейтронів, а, отже, різне масове число (атомну масу).

Більшість відомих ізотопів нестабільні щодо радіоактивного розпаду. Характеристиками нестабільних ізотопів є період напіврозпаду та тип розпаду. Основними типами розпаду є бета-радіоактивність та альфа-радіоактивність. При бета-розпаді ядро ізотопу випромінює електрон або позитрон і, відповідно, або збільшує, або зменшує свій атомний номер. При альфа-розпаді ядро ізотопу випромінює альфа-частинку, і відповідно, його атомний номер зменшується на дві одиниці, а масове число на 4. Деякі ізотопи, наприклад,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ , можуть ділитися.

Період напіврозпаду нестабільних ізотопів є досить різним, від  $1 \times 10^{-24}$  с до тривалості, що перевищує вік Всесвіту. В останньому випадку слабку радіоактивність можна зареєструвати точними вимірюваннями, однак ізотоп можна вважати практично стабільним.

В навколишній природі зустрічаються здебільшого стабільні ізотопи хімічних елементів, оскільки нестабільні в решті-решт розпадаються. Однак вони продовжують утворюватися внаслідок ядерних реакцій.

Загалом, існує 254 стабільних ізотопи, що належать 81 елементу, при тому, що загалом відомо 3339 різних ізотопів. З цих ізотопів, теоретично, лише 90 є повністю стабільними, а решта просто має дуже довгі періоди напіврозпаду, проте на практиці, як прийнято говорити, впродовж наукових спостережень, їх розпад не спостерігався.

**За способом перетворення розрізняють три основні групи природних радіоактивних елементів.**

До **першої групи** належать радіонукліди земної кори, що входять до складу радіоактивних родин, родоначальниками яких є  $^{238}\text{U}$ , актиноуран, або уран-235, і торій-232. Піддаючись багатоступеневому альфа- та бетарозпаду, ці елементи утворюють ряд радіоактивних ізотопів. Розпад радіоактивних родин прийнято позначати у вигляді схеми, або ланцюга, радіоактивних перетворень, наприклад:

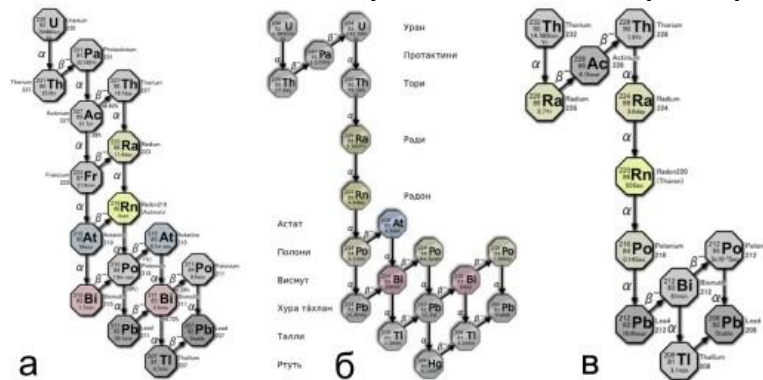


Рис.1. Радіоактивні родини: а - ряд актиноурану  $^{235}\text{U}$ ; б - ряд урану  $^{238}\text{U}$ ; в - ряд торію  $^{232}\text{Th}$  [6].

До **другої групи** входять радіонукліди, які не створюють родин. До них відносяться насамперед  $^{40}\text{K}$ ,  $^{48}\text{Ca}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{97}\text{Zr}$ ,  $^{138}\text{La}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ . Ці радіонукліди перебувають у постійній рівновазі в земній корі.

**Третю групу** складають космогенні радіонукліди, які безперервно утворюються в атмосфері Землі під дією космічного випромінювання з газами атмосфери (атомами (ядрами) водню, азоту, кисню, аргону). До них належать  $^3\text{H}$  (тритій),  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{32}\text{Si}$  та деякі інші, які потрапляють на земну поверхню з атмосферними опадами.

З 80 радіоактивних ізотопів 25 хімічних елементів, які є в земних породах, рудах, воді й атмосфері, практичне значення мають лише деякі, переважно довгоживучі радіонукліди. Радіонукліди, строк життя яких вимірюється частками секунди або секундами, мають лише теоретичне значення, допомагаючи зрозуміти механізми перетворення одних елементів в інші.

Серед радіоактивних елементів **першої групи** найпоширеніший в земній корі уран і торій.

З великої кількості радіоактивних елементів **другої групи**, які не входять до радіоактивних родин, практичне значення для геології мають калій-40, рубідій-87, самарій-147, лютецій-176 і реній-187.

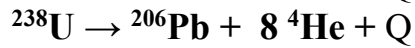
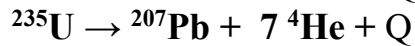
Серед великої кількості космогенних радіонуклідів (**третья група**) практичне значення для датування має важкий вуглець ( $^{14}\text{C}$ ), зрідка

використовується  $Al^{26}$ . Вони утворюються з атмосферного азоту при бомбардуванні його ядер нейтронами.

### Використання перетворення атомів в геології.

#### Перетворення $^{235}U$ $^{238}U$ $^{232}Th$

відбуваються за:



параметри розпаду наведені в табл.1.

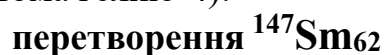
Таблиця 1. Ізотопи першої групи, що використовуються в ізотопній геології [1].

Радіоактивний (материнський) ізотоп	Константа розпаду $\lambda$ , рік <sup>-1</sup>	Період напіврозпаду років	Радіогенний (дочірній) ізотоп
$^{232}Th$	$4,948 \cdot 10^{-11}$	$1,4 \cdot 10^{10}$	$^{208}Pb + 6\ ^4He$
$^{235}U$	$9,849 \cdot 10^{-10}$	$7,07 \cdot 10^8$	$^{207}Pb + 7\ ^4He$
$^{238}U$	$1,551 \cdot 10^{-10}$	$4,47 \cdot 10^9$	$^{206}Pb + 8\ ^4He$

**U-Pb ізотопний метод** наразі є найпоширенішим методом визначення часу протікання геологічних процесів та визначення віку мінералів, гірських порід та руд. Результати датування кристалічних порід Українського щита узагальнені в серії монографій Миколи Щербака [7-11]. Розрізняють два основні типи: класичний уран-свинцевий метод (TIMS) з хімічною підготовкою зразків для мас-спектрометричного аналізу та локальні методи (SHRIMP, LA-ICP-MS, тощо), в яких мікропроби з ділянок кристалу (найчастіше циркону) відбираються іонним травленням або за допомогою лазера. Основною перевагою уран-свинцевого ізотопного методу над іншими методами ізотопного датування ж внутрішній контроль закритості ізотопної системи, вік розраховується одночасно за трьома ізотопними відношеннями.

Основною перевагою метода TIMS є його висока прецизійність, що ґрунтується на великій статистиці аналітичного визначення ізотопних відношень. Основним обмеженням – непридатність для датування складних поліциклічно сформованих кристалів, наприклад цирконів анатектичних (палінгенно-анатектичних) гранітоїдів. Найважливішою перевагою локальних методів, окрім експресності та відсутності хімічної пробопідготовки є локальність (площа кристалі діаметром 20-50 мікрон), що дозволяє датувати окремі ділянки кристалів, кристалізація яких відбувалася впродовж одного накладеного ендегенного геологічного процесу. Окрім того, поєднання локального датування та Lu-Hf ізотопних досліджень в тих же ділянках кристалів циркону дозволяє визначати походження (кора чи мантія) проторечовини вмісних порід [4, 5].

Самарій-147 перетворюється в неодим-144 в результаті  $\alpha$  – розпаду, з випромінюванням  $\alpha$ -частки (атома гелію-4):



$\alpha$  – розпад (період напіврозпаду  $1,06 \cdot 10^{11}$  років)

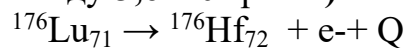


**Sm-Nd ізотопний метод** є одним із найдосконаліших методів дослідження процесів розвитку континентальної кори та мантії. Унікальність цього методу закладена вже в характері геохімічної поведінки Sm та Nd, які обоє є надзвичайно близькими за своїми хімічними властивостями рідкісноземельними елементами. Саме схожість цих властивостей не дає можливості цим елементам фракціонувати при дії переважної більшості різноманітних геологічних процесів на той, чи інший геологічний об'єкт, що їх вміщує (мінерал, породу тощо). Окрім отримання даних, щодо віку порід (датування декількох когенетичних зразків породи в цілому та (або) мінералів) дозволяє розрахувати індикаторне ізотопне відношення  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\epsilon_{\text{Nd}}$ ) [2, 3]. Обмеженням методу є досить великий період напіврозпаду, що обумовлює необхідність прецизійних аналітичних процедур і обумовлює досить велику невизначеність (великі похибки) отримуваних ізотопних дат.

**рубідій-87 і лютецій-176** перетворюються в **стронцій-87 і гафній -176**, відповідно в результаті  $\beta$ -розпаду, що супроводжується випромінюванням електрона ( $\beta$ -частки), що обумовлює геохронологічну схожість їх ізотопних систем.

#### перетворення $^{176}\text{Lu}_{71}$

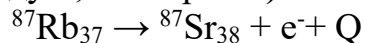
$\beta^-$  розпад (період напіврозпаду  $3,6 \cdot 10^{10}$  років)



**Lu-Hf ізотопний метод** наразі найчастіше використовується для визначення первинного відношення  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в цирконах, як індикатора походження (кора чи мантія) проторечовини вмісних порід, у поєднанні з локальними методами U-Pb ізотопного датування [4, 5].

#### перетворення $^{87}\text{Rb}_{37}$

$\beta^-$  розпад (період напіврозпаду  $4,8 \cdot 10^{10}$  років)



**Rb-Sr ізотопний метод** дозволяє за результатами аналізу декількох когенетичних зразків породи в цілому та (або) мінералів можна розрахувати як їх вік, так і ізотопний склад звичайного первинного стронцію (індикаторне  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ізотопне відношення), що вони вміщують. Індикаторне відношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  можна визначити вимірявши ізотопний склад мінералів, що не вміщує рубідій (наприклад апатит). Суттєвим обмеженням методу для визначення ізотопного віку є відсутність внутрішнього контролю, що часто унеможлиблює проведення геолого-геохронологічної інтерпретації (ототожнення отриманих ізотопних дат з часом протікання конкретних ендегенних геологічних процесів).

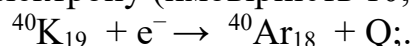
#### перетворення $^{40}\text{K}_{19}$

**Розпад калію-40 відбувається за двома напрямками** (період напіврозпаду  $1,248 \cdot 10^9$  років):

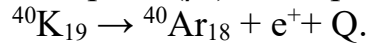
$\beta^-$  - розпад (ймовірність 89,28 %):



Захоплення орбітального електрона (ймовірність 10,72 %):



Вкрай рідко (в 0,001% випадків) він розпадається в  $^{40}\text{Ar}$  через позитронний розпад, з випромінюванням позитрона ( $\beta^+$ ) і нейтрино  $\nu^e$ :



**K-Ar ізотопний метод** був найпоширенішим методом визначення віку в 60-70-х роках минулого сторіччя. Ізотопні дати, отримані для порід Українського щита зведені в Каталозі... [8]. Перевагою методу є його відносна дешевизна і експресність. Разом з тим основним його недоліком є низький температурний поріг замкнутості ізотопної системи, обумовлений великою рухливістю дочірнього продукту розпаду - ізоотопу аргон-40 – інертного хімічного елемента.

### Література

1. Собонович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цьонь О.В., Кононенко Л.В. Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982. 240 с.
2. Степанюк Л.М., Бибикина Е.В., Клайсен С., Скобелев В.М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита. *Минерал. журн.* 1998. № 5. С. 72–79.
3. Степанюк Л.М., Довбуш Т. И., Скобелев В.М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита. Sm-Nd изотопным методом. *Минерал. журн.* 2000. № 2–3. С. 132–142.
4. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Гаценко В.О., Лісна І.М., Довбуш Т.І., Вайлд С.А., Немчин А.А., Багінські Б., Білан О.В. U-Pb геохронологія (LA-ICP-MS) геологічних процесів у гранулітах Середнього Побужжя. Стаття 1. Породна асоціація Кошаро-Олександрівського кар'єру. *Мінерал. журн.* 2020. 42, № 3. С. 50-68. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.000>
5. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Курило С.І., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Вайлд С.А., Немчин А.А. U-Pb геохронологія (LA-ICP-MS) геологічних процесів в гранулітах Середнього Побужжя. Стаття 3. Породна асоціація нижньої течії р. Ятрань. *Мінерал. журн.*, 2021, 43, №1, с. 34-50. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.01.034/>
6. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. - 590 с.
7. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1975. – 271 с.
8. Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В., Котловская Ф.И., Полевая Н.И., Комлев Л.В., Носок Г.М., Почтаренко В.И. Каталог изотопных дат Украинского щита. К.: Наук. думка, 1978. 224 с.
9. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко О.Н., Скобелев В.М. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. К.: Наук. думка, 1989. 144 с.
10. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. – Киев: Наук. думка, 2005. 243с.
11. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. К.: Наукова думка, 2008. 240 с.