

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.10>

ПРИРОДНІ ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ІЗОТОПНИЙ СКЛАД ВІДПОВІДНИХ ЕЛЕМЕНТІВ

Степанюк Л.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, Київ,
stepaniuk@nas.gov.ua

NATURAL NUCLEAR REACTIONS AND THEIR INFLUENCE ON THE ISOTOPIC COMPOSITION OF THE CORRESPONDING ELEMENTS

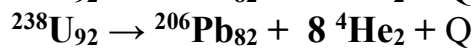
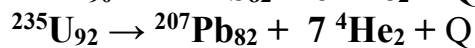
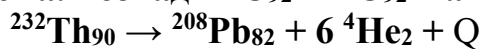
Stepaniuk L.M.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine,
Kyiv, stepaniuk@nas.gov.ua

Changes in the isotopic composition of chemical elements, which include natural radioactive (mother) and radiogenic (daughter) isotopes, are characterized. It is shown that the $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ isotopic ratio increased from 3.117 at the age of 4567 million years to 137.88 at the present time. The isotopic composition of lead directly depends on the ratio between the content of uranium (thorium) and lead (μ and W , respectively), which have significant variations in different reservoirs. In connection with the geochemical properties of Sm and Nd and similar to them Lu and Hf, and opposite to them Rb and Sr, in the process of formation of the earth's crust, their differentiation occurs and the isotopic composition of Nd, Hf and Sr in the earth's crust and mantle changes with different rate, due to which isotopic ratios of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ are used to identify the source of igneous rocks.

У попередньому повідомленні [4] було окреслено коло ядерних реакцій, які в даний час широко використовуються в ізотопній геології. Наразі ми розглянемо наслідки деяких ядерних перетворень та їх вплив на ізотопний склад урану та хімічних елементів, у складі яких є дочірні ізотопи – продукти цих ядерних реакцій.

U-Pb ізотопна система. Розпад $^{235}\text{U}_{92}$, $^{238}\text{U}_{92}$ та $^{232}\text{Th}_{90}$ відбуваються за:



У результаті, в наслідок різної константи радіоактивного розпаду ^{235}U і ^{238}U , ізотопний склад природного урану закономірно еволюціонував (відношення $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ із 3,117 на вік 4567 млн. років виросло до 137,88 в даний час) (рис.1). При цьому в результаті додавання радіогенних ізоотопів ^{206}Pb , ^{207}Pb та ^{208}Pb до первинного свинцю, ізотопний склад якого прийнято:

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=9,307$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=10,294$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=29,476$ [1], що відповідає ізотопному складу свинцю залізного (октаедриду) метеориту каньона Диявола, ці ізотопні відношення в сучасному свинці для Землі в цілому виросли до: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,700$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,628$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,630$, у випадку двостадійної еволюції за [10] (чорна суцільна лінія, рис.2).

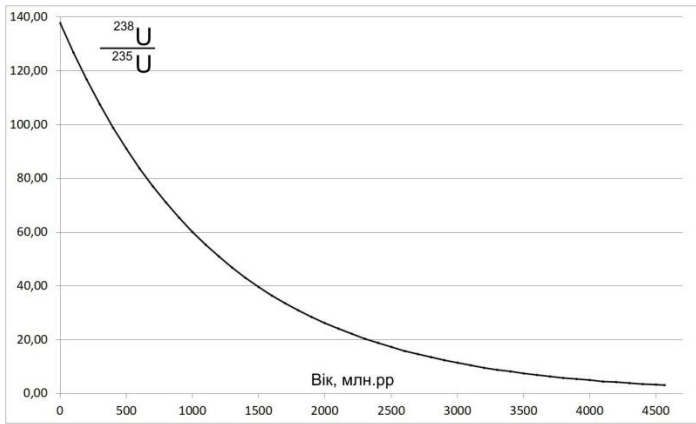


Рис. 1. Діаграма еволюції ізотопного відношення $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ – з часом

Але в різних оболонках (резервуарах) Землі співвідношення між вмістом урану (торію) та свинцю (μ та W , відповідно) мають значні варіації, що помітно впливає на швидкість зміни ізотопного складу свинцю (зростання ізотопних відношень $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ і $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (рис. 2).

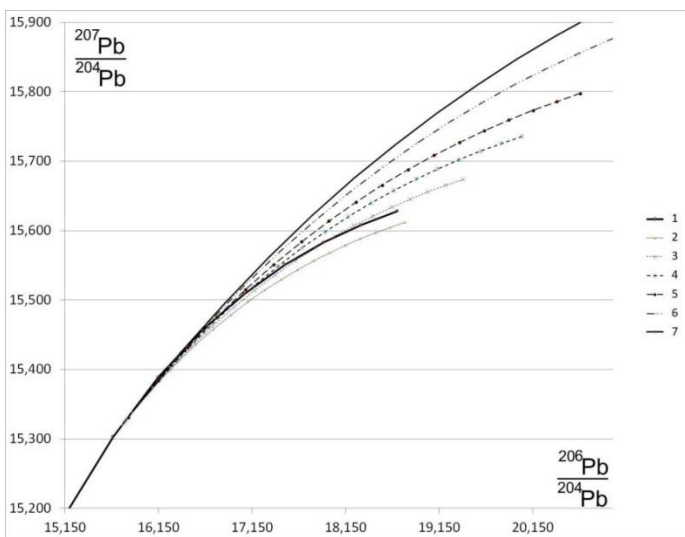


Рис. 2. Графік в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. 1 – лінія еволюції ізотопного складу звичайного свинцю за Стейсі та Крамерсом [1, 10]. 2-7 – лінії еволюції ізотопного складу звичайного свинцю, за умови зміни співвідношення $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) на 1750 млн. років тому: 2 – $\mu=10$, 3 – $\mu=12$, 4 – $\mu=14$, 5 – $\mu=16$, 6 – $\mu=20$ та 7 – $\mu=24$

Sm-Nd ізотопна система. Самарій-147 перетворюється в неодим-143 в результаті α – розпаду, з випромінюванням α -частки (атома гелію-4):

перетворення $^{147}\text{Sm}_{62}$ відбуваються за:



Ізотопна еволюція Nd в Землі може бути представлена моделлю, яка передбачає, що відношення $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в Землі дорівнює цьому відношенню в хондритових метеоритах - 0,1967 [(DePaolo D.J. and Wasserburg G.J., 1976) 26]. Модель припускає, що земний Nd еволюціонував в однорідному резервуарі, відношення $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в якому - 0,1967, а сучасне значення відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ складає 0,512636 відносно $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ [5]. Ці дані дозволяють вираховувати відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в ХУР (однорідний хондритовий резервуар) в будь-який момент часу t в минулому за допомогою рівняння:

$${}_t\text{I}^{\text{XYP}} = {}_0\text{I}^{\text{XYP}} - ({}^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^{\text{XYP}} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

де: I^{XUP} – відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ на момент геологічного часу t ; ${}_0I^{XUP}$ – сучасне відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12}$ років $^{-1}$.

Згідно з геохімічними властивостями Sm і Nd, часткове плавлення ХУР породжує магми, які мають більш низькі відношення Sm/Nd в порівнянні з ХУР, в зв'язку з чим породи, які утворились з цієї магми в даний час будуть мати більш низькі відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ніж ХУР. Тверді фази, що залишились після відділення розплаву (магми), відповідно мають більш високі відношення Sm/Nd, ніж хондритовий резервуар. Тому ці "збіднені" області резервуару мають в даний час більш високі відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в порівнянні з ХУР. Таким чином, в результаті додавання радіогенного ізоотопу ^{143}Nd ізоотопне відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в мантії Землі, відповідно [7] зростає з більшою швидкістю, порівняно з породами земної кори (рис.3).

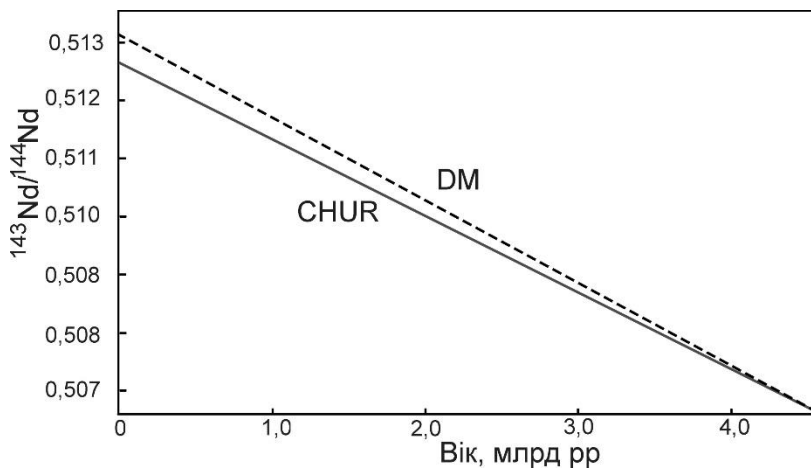
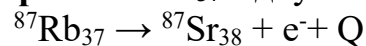


Рис. 3. Діаграма еволюції ізоотопного відношення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – з часом. CHUR – однорідний хондритовий резервуар, DM – деплетована мантія.

Rb-Sr ізоотопна система. Рубідій-87 перетворюється в стронцій-87 в результаті β^- розпаду.

перетворення $^{87}\text{Rb}_{37}$ відбуваються за:



Ізоотопна еволюція стронцію в Землі почалась приблизно $4,5 \pm 0,1$ млрд. років тому (з моменту утворення) з початкового відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близько 0,699. Ця інформація отримана в результаті вивчення кам'яних метеоритів і зразків з Місяця. З початком формування континентальної кори, еволюція відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантії відбувалася повільніше ніж в континентальній корі, так як мантія має значно нижче середнє відношення Rb/Sr, яке складає близько $0,027 \pm 0,011$. В даний час стронцій в мантії ізоотопно гетерогенний в досить вузьких межах, які відповідають відношенню $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704 \pm 0,002$ [5]. Ці дані дозволяють розраховувати зміну ізоотопного складу стронцію в мантії з часом за допомогою рівняння:

$${}_tI^{UR} = {}_0I^{UR} + ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})^{UR} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

де

${}_tI^{UR}$ - величина відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в UR (однорідний резервуар) на момент часу t ;

${}_0I^{UR}$ – первинне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,698990 \pm 47$ [9] в UR, розраховане на основі ізохронної моделі в шести зразках базальтичних ахондритів і названих

ВABI (Basaltic achondritic best initial – найкраще початкове базальтичних ахондритів); $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})^{\text{UR}}$ - середнє відношення в UR; $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ років $^{-1}$.

При визначенні джерела формування магматичних розплавів - "кора" чи "мантія" (нижня кора + мантія) з використанням, як геохімічної мітки, первинних відношень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,

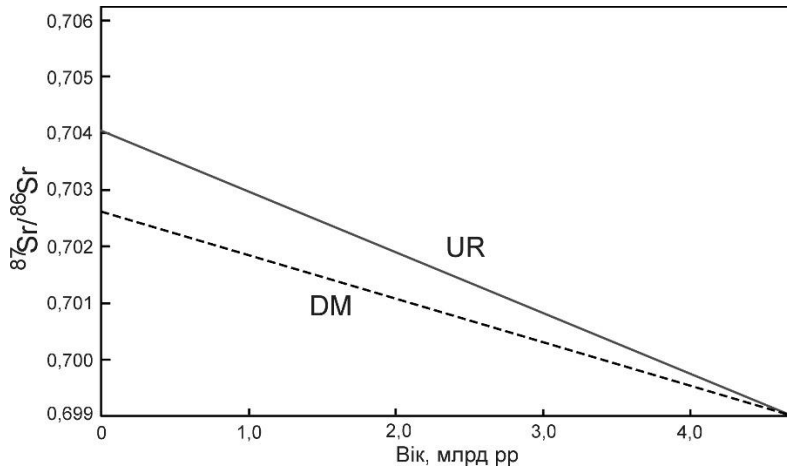
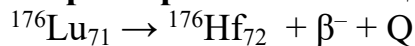


Рис. 4. Діаграма еволюції ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – з часом. UR – однорідний резервуар, DM – деплетована мантія.

Lu-Hf ізотопна система. Перетворення $^{176}\text{Lu}_{71}$ відбуваються за:



Наразі немає загальноприйнятих значень як параметрів для мантії, так і констант радіоактивного поділу лютецію-176, найбільш вживаними є $\lambda^{176}\text{Lu} = 1,86 \cdot 10^{-11}$ років $^{-1}$ [8]; сучасне відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28277$; $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0332$ [6]. За цими параметрами ізотопна еволюція гафнію в Землі може бути представлена моделлю, яка передбачає, що відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в Землі дорівнює цьому відношенню в хондритових метеоритах - 0,0332, при цьому земний Hf еволюціонував в однорідному резервуарі, відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в якому - 0,0332, а сучасне значення відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ складає 0,28277 (рис.5).

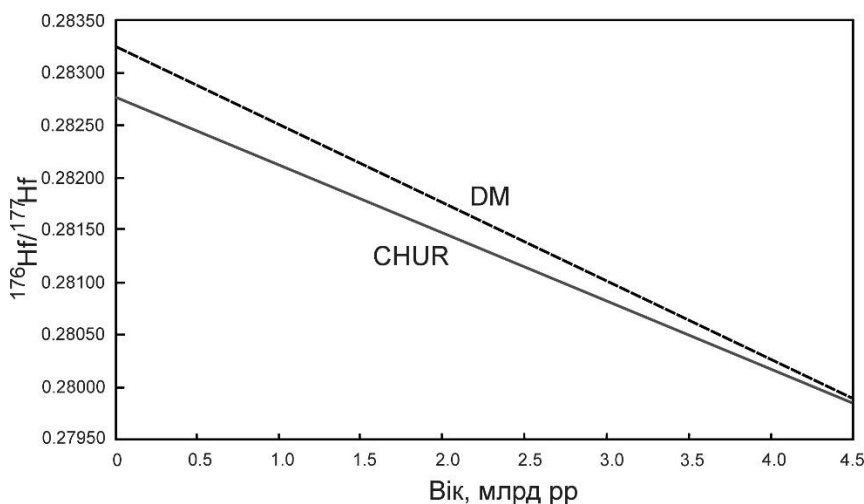


Рис. 5. Діаграма еволюції ізотопного відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ – з часом. CHUR – однорідний хондритовий резервуар, DM – деплетована мантія

Геохімічні властивості Lu і Hf схожі властивостям Sm і Nd, так як гафній концентрується відносно лютецію в силікатних розплавах, які утворилися в мантії в результаті її часткового плавлення. Тому базальтові магми, похідні від мантії, зазвичай мають нижчі відношення Lu/Hf порівняно з родоначальними породами. Після відділення магми залишкові тверді фази відповідно

збіднюються гафнієм і набувають більш високі відношення Lu/Hf, ніж первинний резервуар до плавлення. Для такого збідненого резервуару (DM) ми [2, 3] використовували такі параметри для деплетованої мантії: відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0,0384$; сучасне значення відношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0,283250$, в такому випадку ізотопне відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в деплетованій мантії еволюціонувало відповідно (рис.5).

Отже ядерні реакції, що спричиняють перетворення ізотопів одних хімічних елементів в ізотопи інших, призводять до зміни ізотопного складу як елементів, з дочірніми (радіогенними) ізотопами, так і елементів у складі яких є батьківські (радіоактивні) ізотопи. Найбільші зміни відбулися в ізотопному складі урану, в якому ізотопне відношення $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ із 3,117 на вік 4567 млн. років виросло до 137,88 в даний час. Зміни ізотопного складу інших елементів з батьківськими ізотопами (Sm, Rb, Lu) набагато менш виразні, що обумовлено значно меншими константами радіоактивного розпаду (майже на два порядки, порівняно з $\lambda^{235}\text{U} = 9,849 \cdot 10^{-10}$ років⁻¹).

Література

1. Соботович Э.В., Бартницький Е.Н., Цьонь О.В., Кононенко Л.В. Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982. 240 с.
2. 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>
3. 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/>
4. Леонід Степанюк, Олександр Пономаренко, Генадій Артеменко. Ядерні реакції та їх використанні в геології. *Матеріали конференції...* Київ, 2024
5. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. - 590 с.
6. Blicher-Toft, J. and Albared, F. (1997). The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, P. 243-258.
7. DePaolo D.J. and Wasserburg G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80. – P. 25-40.
8. Nir-El and Lavi, N. (1998). Measurement of the half-life of ^{176}Lu . *Appl. Radiat. Isot.* 49. – P. 1653-1655.
9. Papanastassion D.A., Wasserburg G.J. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, - 1969. - 5, N 6. - P. 128-138.
10. Stasey J.S., Kramers I.D. (1975)/ Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26. P.207-211.