

Соботович Э.В.

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ЯДЕРНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Рассмотрена роль радиогеологии в решении ряда прикладных задач геологии. Прослежена история развития радиогеологии. Детально охарактеризованы радиоактивные методы датирования геологических образований, а также методы, основанные на измерении удельной активности элементов, неравновесные методы ядерной геохронологии и др., которые применяются в основном для определения абсолютного возраста и скорости седиментации морских и океанических осадков.

Введение в радиогеологию

Радиогеология – одна из самых молодых геологических наук, над проблемами которой В.И. Вернадский работал всю свою жизнь и именно его по праву можно считать творцом радиогеологии как самостоятельного научного направления.

В 1935 г. ученый писал: «Сейчас можно и нужно говорить о новой созидающей науке – радиогеологии, науке о радиоактивных свойствах нашей планеты, о происходящих в ней, ей свойственных, особых радиоактивных явлениях. Эта новая отрасль знания находится в быстром становлении и должна быть сейчас освоена и продумана и теоретически, и практически. Ибо она не только имеет для нас глубочайшее значение, так как связывает с новой физикой и новой химией – в конкретной земной обстановке – науки о жизни и о нас самих, но и потому, что она дает в руки человеку новые пути и новые формы овладения природой, новую силу» [1].

Измерение геологического времени основывается на законах радиоактивного распада химических элементов, на соотношении материнских и дочерних продуктов распада, на распаде самого радиоактивного химического элемента (например, ^{14}C , ^{10}Be).

Проблема геологического времени, которому В.И. Вернадский придавал особо важное значение, играет большую роль и в прикладном отношении:

- составление полевых карт;
- наличие подлинных критериев определения формирования той или иной стратегии физической единицы;
- использование методов радиогеологии для установления синхронности процессов вулканизма и осадкообразования, а также установление их отличий во время проявления;
- выяснение соотношения осадочных и вулканогенных пород в случаях, когда эти соотношения замаскированы наложенными процессами.

Таким образом, качество геологического картирования значительно возросло с появлением радиогеологических методов определения возраста геологических формаций.

В.И. Вернадский так охарактеризовал существующее в этой области положение: «В начале XIX века эта проблема вылилась в геологическую карту всей суши – в некоторых частях и всей планеты – и доведена работой поколений геологов до чрезвычайной точности и глубины и играет огромную роль в нашей культуре. Но это было решение явно не окончательное. Можно сейчас точно учесть последовательность геологических систем, эр, периодов, ярусов, но нельзя выразить эту последовательность количественно, в числах. Эту возможность дает впервые изучение радиоактивных явлений планеты».

Развитие радиогеологии

Исследование радиоактивности – один из наиболее важных научных интересов В.И. Вернадского в течение всей его жизни.



Альфред Лейн
(1863—1948)

С 1909 г. он возглавил эти исследования в Российской академии наук, где под его председательством была создана специальная Радиевая комиссия, которая начала организовывать радиевые экспедиции Академии наук.

В этом же году по инициативе академика В.И. Вернадского члены Российской академии наук начали предпринимать попытки изучения радиоактивных минералов в широком масштабе по определенному плану.

Введением к этим работам и официальным началом планомерных исследований в Российской академии наук по минералогии, геологии и геохимии радиоактивных элементов может быть доклад В.И. Вернадского «Задачи дня в области радия» [2] на общем собрании Академии наук 29 декабря 1910 г. Введением и программой радиевых экспедиций Академии наук также послужила записка Владимира Ивановича «О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи» [3], составившая первый выпуск «Трудов радиевой экспедиции Российской академии наук» 1914 г.

Основателем, организатором и вдохновителем планомерного изучения радиоактивных минералов и их поиска на территории России также является академик Владимир Иванович Вернадский.

С 1917 г. правительство России было заинтересовано не столько в изучении распространения радия в пределах России, сколько в наиболее быстром использовании уже найденных запасов. В соответствии с этим развитие радиевого дела, группировавшееся ранее вокруг Минералогической и Радиологической лабораторий Академии наук, с 1918 г. получило новое направление. 12 апреля 1918 г. под председательством академика А.Е. Ферсмана был создан специальный Радиевый отдел для продолжения работ Радиевой комиссии Академии наук. С 1 июля 1918 г. при Радиевом отделе начал функционировать особый орган – Коллегия по организации и эксплуатации пробного завода для извлечения радия во главе с уполномоченным В.Г. Хлопиным. Коллегия финансировалась Химическим отделом Высшего совета народного хозяйства (ВСНХ), положение о ней было утверждено Президиумом ВСНХ.

В октябре 1918 г. при образовавшимся к тому времени Государственном рентгенологическом и радиологическом институте также было создано специальное Радиевое отделение, в задачи которого входила организация физических исследований по радиоактивности.

В это же время за подписью Председателя Совета Народных Комиссаров В.И. Ленина в Уральский Совнархоз была послана телеграмма с предписанием «немедленно начать работы по организации Радиевого завода».

Наряду с этим отдельные работы по изучению радиоактивности велись в Химической лаборатории и Физическом институте Московского университета, в научном Физическом институте академика П.П. Лазарева в Москве, в Радиологической лаборатории профессора Е.С. Бурксера в Одессе.

В конце 1921 г., когда уже было заложено прочное основание для развития радиевой промышленности в России, получены первые радиевые препараты и, таким образом, подведен прочный фундамент под дальнейшее развитие научных исследований в области радия и явлений радиоактивности, вновь возникла мысль о необходимости объединения всех работ в этой области в едином научном центре. Такой центр был создан 1 января 1922 г., когда все учреждения, занимавшиеся научными исследованиями по вопросам радиоактив-

ности в Петрограде – Радиевая лаборатория Академии наук, Коллегия по организации радиевого завода и Радиевое отделение Государственного рентгенологического и радиологического института – объединись вместе, образовав Государственный радиевый институт при Академии наук, находящийся в ведении Главнауки Наркомпроса и состоящий из трех больших отделов: физического, химического, геохимического и минералогического. Директором института был назначен В.И. Вернадский, который также заведовал геохимическим и минералогическим отделом. Его заместителем и заведующим химическим отделом был В.Г. Хлопин, а заведующим физическим отделом и ученым секретарем – Л.В. Мысовский.

Таким образом, период развития радиевого дела в России с 1918 по 1923 г., ознаменовавшийся вначале определенно наметившимся раздроблением работ, связанных с изучением радия и явлений радиоактивности, и распределением их между рядом учреждений, закончился их объединением под эгидой Российской академии наук.



**Лев Владимирович
Мысовский
(1888—1939)**

Использование радиоактивных методов для определения возраста геологических образований

Применение радиоактивных методов для определения возраста геологических образований имеет длинную историю.

Впервые мысль о том, что радиоактивный распад, протекающий с постоянной скоростью, может служить эталоном времени, высказали независимо друг от друга вскоре после открытия радиоактивности Пьер Кюри и Эрнст Резерфорд.

Дальнейшее развитие исследований в этом направлении встретило на своем пути большие трудности, так как в то время многие исследователи считали, что радиоактивные методы определения времени страдают принципиальными ошибками, которые и обуславливают имеющиеся расхождения в полученных результатах. В самом начале исследований в этой области только единичные геологи и геохимики идейно возглавили эти работы.



**Георгий Дмитриевич
Афанасьев
(1906—1975)**

Впервые идеи о необходимости применения радиоактивных методов для определения возраста начал развивать В.И. Вернадский, тем не менее, несмотря на колоссальный авторитет в среде геологов, ему не удалось в достаточной мере приобщить их к этой проблеме.

Первыми работами по решению данной проблемы в Советском Союзе были определения возраста беломорской свиты свинцовым и гелиевым методами [4, 5]. Систематические работы в этом направлении начались в 1931 г. под руководством Межведомственной комиссии в составе В.И. Вернадского (председатель), В.Г. Хлопина (заместитель председателя), И.Е. Старика (ученый секретарь).

В 1937 г. на XVII Международном геологическом конгрессе была избрана Международная комиссия по определению возраста в составе: А. Лейн (председатель), В.И. Вернадский (заместитель председателя). В эту комиссию от Советского Союза вошли также В.Г. Хлопин и И.Е. Старик. Начавшаяся Вторая мировая война прервала



**Алексей Иванович
Тугаринов
(1917—1977)**

ее деятельность. В 1950 г. Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций была организована при Академии наук. В нее вошли: И.Е. Старик (председатель), Д.И. Щербаков, В.И. Баранов (заместители председателя), Т.Б. Пекарская (ученый секретарь).

Впоследствии председателями Комиссии были чл.-кор. АН СССР Г.Д. Афанасьев, чл.-кор. АН СССР А.И. Тугаринов, академик АН УССР Н.П. Щербак.

В 1991 г. после распада СССР Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций в некоторых странах СНГ трансформировалась в самостоятельные комиссии. Так, в России начала работать Российская комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций (председатель – чл.-кор. РАН Н.М. Чернышов). В национальном Стратиграфическом комитете Украины были созданы две подкомиссии: по фанерозою (председатель – академик НАН Украины П.Ф. Гожик) и по докембрию (председатель – академик НАН Украины

Н.П. Щербак), которые проводят систематические работы по определению абсолютного возраста геологических формаций.

Существенным в проблеме возраста Земли является то, что в последнее время получен большой экспериментальный материал по изотопному составу свинца не только земных пород, но и метеоритов, а также данные о возрасте Земли, полученные стронциевым и аргоновым методами. Теоретические основы большинства методов ядерной геохронологии, обсуждение существующих проблем, анализ и систематизация большого экспериментального материала собраны в основных классических трудах по ядерной геохронологии [6—9].

Значительным отличием современных методов определения возраста является широкое и обязательное применение масс-спектрометрии, в результате чего созданы новые и в значительной степени уточнены старые методы.

В настоящее время очевидно, что основой для возрастных геологических построений должны быть данные радиоактивных методов, поэтому результаты, полученные с их помощью, следует рассматривать в свете существующих геологических идей и фактов; такой взаимный контроль радиологов и геологов окажется весьма плодотворным.



**Николай Петрович
Щербак, академик НАН
Украины**

Радиоактивные методы геохронологии

1. Основные положения

Радиоактивность, как известно, всегда сопровождается излучением, которое является чрезвычайно характерным, постоянным признаком каждого радиоактивного изотопа.

Поскольку все радиоактивные процессы протекают с постоянной скоростью, радиоактивные изотопы могут служить точными индикаторами возраста тех природных образований, в состав которых они входят.

Радиоактивные изотопы характеризуются, с одной стороны, способностью самопроизвольно распадаться, с другой – оказывать воздействие на окружающее их вещество. Поэтому можно выделить два типа методов геохронологии:

1) первичные, основанные на вычислении времени по самому процессу радиоактив-

ного распада;

2) вторичные, базирующиеся на изучении явлений, происходящих при воздействии радиоактивного излучения.

Первичные методы основаны на существовании трех радиоактивных рядов, распад атомов которых схематически можно представить в следующем виде:

$U - 8\alpha$ (He) – RaG (урановый свинец с атомной массой 206);

$Th - 6\alpha$ (He) – ThD (ториевый свинец с атомной массой 208);

$AcU - 7\alpha$ (He) – AcD (актиниевый свинец с атомной массой 207).

Распад атомов каждого ряда при наличии радиоактивного равновесия приводит к образованию стабильного изотопа свинца. Ежегодно распадается некоторое точно установленное количество атомов материнского вещества, они превращаются в атомы конечных продуктов распада рядов – в свинец. Следовательно, можно точно определить, сколько атомов свинца образуется в течение года из определенного количества материнского вещества. На основании найденных значений для свинца, урана и тория легко вычислить, сколько свинца приходится на одну массовую часть первоначально существовавшего урана.

В последние годы получили распространение методы определения возраста пород и минералов, основанные на распаде одиночных радиоактивных изотопов. При их распаде образуются стабильные изотопы. Точно так же, как и в первом случае, по количеству образовавшихся продуктов распада можно определить время образования минералов и пород.

Вторичные методы. Химическое действие, производимое радиоактивным излучением материнского изотопа, обусловлено главным образом α -лучами. Их влияние может проявляться при прохождении сквозь твердое и газообразное вещество. На вторичные методы сильно влияют внешние факторы, поэтому их достоверность значительно меньше, чем первичных.

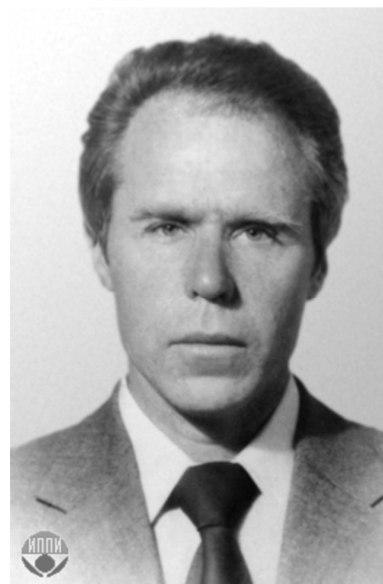
Правильность всех радиоактивных методов определяется достоверностью следующих основных условий [6]:

- 1) радиоактивный распад протекает с постоянной скоростью, не изменяющейся в геологическое время;
- 2) точно известен изотопный состав радиоэлементов родоначальников радиоактивных рядов и конечных продуктов;
- 3) конечные продукты распада радиоактивных рядов стабильны;
- 4) все существовавшие и существующие радиоэлементы исследователям известны;
- 5) в геологическое время не происходило неизвестных нам ядерных реакций, приводивших к образованию элементов, которые могли бы исказить результаты определения возраста.

Постоянство скорости радиоактивного распада в условиях геологического времени подтверждается следующими доводами:

- влияние термодинамических факторов не изменяет скорости распада природных радиоэлементов;
- постоянство дальности пробега α -частиц в плеохроических ореолах различного возраста свидетельствует о том, что скорость распада радиоактивных ядер, по крайней мере урана и тория, за последние 10^9 лет не изменилась;
- тождество результатов определения возраста по различным минералам, полученных разными методами.

В действительности процессы в природе обычно протекают не идеально и минералы



**Николай Михайлович
Чернышов,
член-корреспондент РАН**



**Петр Федосеевич Гожик,
академик НАН Украины**

или породы за время своего существования претерпевают значительные вторичные изменения.

Поэтому при практическом использовании радиоактивных методов для получения правильных результатов требуется соблюдение добавочных условий, которые являются общими для всех радиоактивных методов и состоят в следующем:

- необходимо знать точные значения констант распада радиоактивных изотопов, по которым производится определение возраста (в настоящее время они вычислены с достаточной точностью);
- необходимо иметь возможность точно устанавливать содержание радиоактивных изотопов и конечных продуктов распада, по которым производится определение возраста;
- необходимо быть уверенным в отсутствии процессов, нарушавших в образце радиоактивное равновесие.

Кроме этих условий имеются еще дополнительные, обязательные для каждого радиоактивного метода в отдельности.

2. Методы ядерной геохронологии

Методы ядерной геохронологии основаны на накоплении дочерних нуклидов вследствие распада материнских веществ, измерении удельной активности элементов, смещении векового равновесия в радиоактивных рядах (неравновесные методы) и на вторичных эффектах в кристаллической решетке минералов.

Первая группа методов ядерной геохронологии основана на использовании закона радиоактивного распада:

$$-\frac{\partial N}{\partial t} = \lambda N, \quad (1)$$

где N – число материнских радиоактивных атомов, сохранившихся по прошествии времени t ; λ – константа распада, характеризующая вероятность распада материнского атома в единицу времени.

Число материнских радиоактивных атомов, остающихся по истечении времени t , определяется по уравнению:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (2)$$

где N_0 – первоначальное число материнских радиоактивных атомов.

Изменения, связанные со скоростью распада, часто выражаются через периоды полураспада, т.е. время, необходимое для того, чтобы число радиоактивных атомов уменьшилось вдвое по сравнению с первоначальным. Тогда соотношения между константой распада λ и периодом полураспада $T_{1/2}$ будут описываться зависимостями:

$$\frac{N}{N_0} = 1/2 = e^{-\lambda T_{1/2}}; T_{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0,693 \lambda. \quad (3)$$

В таблице 1 приведены данные о распространенности, характере распада и значениях периодов полураспада некоторых природных радиоактивных изотопов [10].

Изотопный возраст t вычисляется по уравнению:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(1 + \frac{D}{P}\right). \quad (4)$$

Наибольшее распространение, особенно при изотопном датировании древних геологических образований, получили U–Th–Pb, Rb–Sr и K–Ar методы. В последние годы точность и чувствительность аналитической аппаратуры достигли такого уровня, что K–Ar

метод стал довольно широко применяться и для изотопного датирования относительно молодых образований – вплоть до нескольких сотен тысяч лет.

В ядерной геохронологии используются следующие естественные типы ядерных превращений: α -распад, β -распад, электронный захват (ЭЗ) и спонтанное деление тяжелых ядер. При этом время измеряется от современности в прошлое. Соответственно основное уравнение геохронологии имеет вид:

$$\frac{D}{P} = e^{\lambda t} - 1, \quad (5)$$

где D – современное число дочерних атомов, образовавшихся за время t ; P – современное число материнских атомов.

Таблица 1. Природные долгоживущие радионуклиды

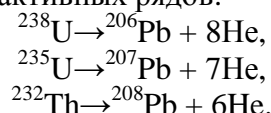
Нуклид	Распространенность, %	Период полураспада, лет	Тип распада (энергия, МэВ)
²²⁸ Th	Следы	1,913	$\alpha(5,520)$; γ
²³⁰ Th	Следы	75 400	$\alpha(4,771)$; γ
²³¹ Th	Следы	25,5 ч	$\beta(0,389)$; γ
²³² Th	100	$1,4 \times 10^{10}$	$\alpha(4,081)$; γ
²³⁴ Th	Следы	24,1 сут	$\beta(0,270)$; γ
²³⁴ U	0,005	$2,45 \times 10^5$	$\alpha(4,856)$; γ
²³⁵ U	0,720	$7,04 \times 10^8$	$\alpha(4,6793)$; γ
²³⁸ U	99,275	$4,46 \times 10^9$	$\alpha(4,039)$; γ
⁴⁰ ₁₉ K	0,0119	$1,25 \times 10^9$	$\beta(1,32)$; ЭЗ γ
⁵⁰ ₂₃ V	0,25	6×10^{15}	
⁸⁷ ₃₇ Rb	27,85	$4,88 \times 10^{10}$	$\beta(0,273)$; нет γ
¹¹⁵ ₄₉ In	95,77	6×10^{14}	$\beta(0,496)$; нет γ
¹²³ ₅₂ Te	0,87	$1,2 \times 10^{13}$	ЭЗ(0,052); нет γ
¹³⁸ ₅₇ La	0,089	$1,12 \times 10^{11}$	$\beta(1,04)$
¹⁴² ₅₈ Ce	11,07	5×10^{15}	$\alpha(1,83)$
¹⁴⁴ ₆₀ Nd	23,87	$2,4 \times 10^{15}$	
¹⁵⁰ ₆₀ Nd	5,60	10^{16}	
¹⁴⁷ ₆₂ Sm	15,07	$1,05 \times 10^{11}$	$\alpha(2,23)$
¹⁵² ₆₄ Gd	0,20	$1,1 \times 10^{14}$	$\alpha(2,24)$
¹⁷⁶ ₇₁ Lu	2,60	$2,2 \times 10^{10}$	$\beta(1,02)$; γ
¹⁷⁴ ₇₂ Hf	0,163	2×10^{15}	$\alpha(2,25)$
¹⁸⁷ ₇₅ Re	62,93	$4,3 \times 10^{10}$	$\beta(0,0025)$
¹⁹⁰ ₇₈ Pt	0,0127	$6,9 \times 10^{11}$	$\alpha(3,18)$

3. Уран-торий-свинцовый метод

U–Th–Pb метод датирования геологических образований основывается на радиоактивном распаде изотопов урана (²³⁸U, ²³⁵U) и тория (²³²Th).

Уран имеет три изотопа: ²³⁸U, ²³⁵U, ²³⁴U, атомные доли которых в природе составляют соответственно 99,28; 0,715 и 0,0058 %. Природный торий представлен одним долгоживущим изотопом ²³²Th (см. табл. 1). Их распад носит сложный характер, осуществляется путем ряда последовательных превращений нуклидов в результате α - и β -распада до получения конечных стабильных изотопов свинца (²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb) [11].

В U–Th–Pb методі визначення ізотопного віку використовуються природні ядерні перетворення всіх трьох радіоактивних рядів:



По основному рівнянню геохронології з урахуванням того, що в результаті розпаду кожного материнського радіоактивного атома урана або торію утворюється один атом відповідного радіогенного радіонукліда свинцю, для всіх трьох радіоактивних рядів маємо:

$$\begin{aligned} {}^{206}\text{Pb} &= {}^{238}\text{U}[e^{\lambda_{238}t} - 1]; \\ {}^{207}\text{Pb} &= {}^{235}\text{U}[e^{\lambda_{235}t} - 1]; \\ {}^{208}\text{Pb} &= {}^{232}\text{Th}[e^{\lambda_{232}t} - 1], \end{aligned}$$

де λ_{238} , λ_{235} і λ_{232} – константи розпаду відповідних материнських радіоактивних нуклідів урана і торію [8].

Існування в природі цих трьох рядів визначається наявністю в кожному випадку родоначального нукліда, період напіврозпаду якого порівнюємо з віком Землі. Масові числа членів будь-якого роду змінюються тільки при випусканні α -частиць (ядер He).

В ідеальному випадку, т.е. коли спостережуване в мінералі відношення дочірніх і материнських нуклідів є результатом тільки процесу радіоактивного розпаду останніх і впродовж всього часу існування мінералу не змінювалося із-за яких-небудь інших причин, для визначення віку мінералу застосовуються наступні формули:

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln\left(1 + \frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}}\right), \quad (6)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln\left(1 + \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{235}\text{U}}\right), \quad (7)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln\left(1 + \frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{232}\text{Th}}\right), \quad (8)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}. \quad (9)$$

Формули (6)–(9) таблицювані і вік визначається практично за розрахунковими таблицями, складеними за новими значеннями констант радіоактивного розпаду [12].

В більшості випадків в мінералах, використовуваних для визначення віку, крім ізотопів радіогенного свинцю (${}^i\text{Pb}_t$), накопившихся впродовж геологічного часу існування мінералів в результаті радіоактивного розпаду відповідних материнських нуклідів, знаходиться то або інше кількість примісного (звичайного) свинцю Pb_0 , захопленого мінералами в момент їх утворення. При отриманні значень ізотопного віку цей свинець повинен бути виключений з розрахунків:

$${}^i\text{Pb}_r = {}^i\text{Pb}_t - {}^i\text{Pb}_0, \quad (10)$$

де ${}^i\text{Pb}_t$ – сучасне вміщення данного нукліда свинцю в мінералі.

Така операція стала можливою завдяки існуванню в природі стабільного нукліда свинцю ${}^{204}\text{Pb}$ нерадіогенного походження, вміщення якого в мінералі зберігається незмінним з часу утворення мінералу. Тому завдання внесення поправки на звичайний свинець зводиться до визначення ізотопного складу свинцю або в супутуючих когенетичних одновікових свинцевих мінералах (частіше за все в галеніті), або в мінералах, стерильних відносно урану (в ряду випадків – в полевих шпатах). Якщо такі дані отримати неможливо, вводяться розрахункові поправки на звичайний свинець:

$${}^i\text{Pb}_0 = {}^{204}\text{Pb}({}^i\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})\tau \quad (11)$$

где $({}^i\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})\tau$ – изотопные отношения обыкновенного свинца, отвечающие времени τ образования минерала.

Изотопные отношения обыкновенного свинца в зависимости от времени, приводимые разными авторами, в связи с принятием неодинаковых исходных предпосылок несколько отличаются. Однако на конечные результаты расчета изотопного возраста эти различия влияют незначительно, особенно при небольшом содержании обыкновенного свинца.

Очевидно, что в таких идеальных случаях значения изотопного возраста, получаемые по формулам (6)–(9), будут равны между собой.

В большинстве случаев значения возраста, получаемые по различным отношениям, являются дискордантными, т.е. несогласующимися. Дискордантность может иметь различную направленность и достигать весьма существенных значений.

Основные причины дискордантности изотопного возраста:

- несоответствие изотопного состава примесного свинца изотопному составу вводимой поправки $({}^i\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})\tau$;
- нарушение замкнутости минеральных систем в отношении материнских и дочерних нуклидов.

В конце 1970-х годов значительно распространились изохронные методы определения изотопного возраста. Они широко применяются как для датирования серии когенетических проб (не менее трех), содержащих небольшие относительные количества радиогенного свинца (в частности, при определении возраста непосредственно по породам), так и для выявления причин дискордантности и установления объективных цифр, соответствующих времени протекания конкретных геологических процессов.

При значительном содержании обыкновенного свинца с неизвестным изотопным составом и отсутствии каких-либо нарушений замкнутости материнско-дочерних систем (в том числе и современных) применяются изохронные графики в системе координат ${}^i\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^j\text{U}({}^{232}\text{Th})/{}^{204}\text{Pb}$. Экспериментальные данные в этом случае описываются линейной зависимостью вида

$$\frac{{}^i\text{Pb}}{204\text{Pb}}\tau = (e^{\lambda_j t} - 1) \frac{{}^j\text{U}({}^{232}\text{Th})}{204\text{Pb}} + \frac{{}^i\text{Pb}_0}{204\text{Pb}}. \quad (12)$$

Значение возраста определяется по градиенту в системе координат [7]

$$\frac{{}^i\text{Pb}}{204\text{Pb}} - \frac{{}^j\text{U}({}^{232}\text{Th})}{204\text{Pb}}.$$

В ряде случаев вместо определения содержания урана и тория можно измерить удельную активность свинца и провести аналогичные построения в системах координат ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{210}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ и ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{212}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$.

4. Изотопный возраст рудных свинцов

В основу определения изотопного возраста свинцовых руд и минералов положены два допущения:

1) на ранней стадии остывания Земли весь свинец имел одинаковый изотопный состав (первичный свинец);

2) все последующие изменения изотопного состава свинца целиком обусловлены добавлением к первичному свинцу радиогенного, образующегося в результате радиоактивного распада урана и тория в период после остывания Земли.

С учетом этих допущений были разработаны простые модели, определяющие зависимость изотопного состава свинца от времени, когда он был изолирован в бедных ураном и торием фазах. Поэтому возраст, получаемый на основании таких моделей, называется модельным.

Любая модель эволюции изотопного состава рудного свинца является моделью одностадийной эволюции, поскольку принимается, что отношения U/Pb и Th/Pb в рассматриваемых системах остаются постоянными, т.е. существует лишь одна стадия накопления радиогенного свинца.

Процессы накопления изотопов свинца ^{206}Pb (x), ^{207}Pb (y), ^{208}Pb (z) со временем в этом случае описывается соответствующими уравнениями:

$$x = a_0 + \mu(e^{\lambda_{238}t_0} - e^{\lambda_{238}t}), \quad (13)$$

$$y = b_0 + \frac{\mu}{137,88}(e^{\lambda_{235}t_0} - e^{\lambda_{235}t}), \quad (14)$$

$$z = c_0 + W(e^{\lambda_{232}t_0} - e^{\lambda_{232}t}), \quad (15)$$

где a_0 – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, b_0 – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, c_0 – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, μ – ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$); W – ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$) – переменные в зависимости от модели.

Наиболее широкоизвестны два основных метода определения модельного возраста рудных свинцов: – Рассела–Фаркуара–Камминга и Холмса–Гаутерманса.

Модель Рассела–Фаркуара–Камминга [13] основана на предположении, что геологические процессы обеспечивают в больших масштабах перемешивание пород земной коры, в связи с чем в раннюю эпоху существования Земли изотопы U, Th и Pb были распределены абсолютно равномерно. Вследствие этого должна существовать только одна кривая эволюции обыкновенного свинца. При этом расчет возраста производится по уравнениям

$$x = a - \mu(e^{\lambda_{238}t} - 1), \quad (16)$$

$$y = b - \frac{\mu}{137,88}(e^{\lambda_{235}t} - 1), \quad (17)$$

$$z = c - W(e^{\lambda_{232}t} - 1). \quad (18)$$

В более поздних работах модель Рассела–Фаркуара–Камминга получила дальнейшее развитие в результате введения дополнительных параметров (a_0 , b_0 , c_0 , t_0), а также использования новых более точных значений всех параметров. Кроме того, было введено дополнительное условие, заключающееся в том, что кривые эволюции изотопного состава ураногенного и торогенного свинца должны проходить через точки, соответствующие изотопному составу свинца ряда месторождений, претерпевших одностадийное или близкое к нему развитие.

Для наилучшего прохождения кривой эволюции изотопного состава обыкновенного свинца через эти точки Б.Р. Дое и Дж.С. Стейси [14] применили чисто эмпирический подход, варьируя значения параметров t_0 и μ , для ураногенного и торогенного свинца, где t_0 – возраст Земли.

Несколько иной подход предложили Дж.С. Стейси и Дж.Д. Крамерс [15], которые для достижения наилучшего совпадения эволюционной кривой изотопного состава свинца с данными для 13 образцов галенита из согласных отложений предположили наличие двух стадий и варьировали значение параметра μ на разных стадиях и времени начала второй стадии при постоянном значении параметра t_0 . Кроме того, в качестве параметра они использовали фиксированную точку современного изотопного состава обыкновенного свинца, полученную на основании усреднения данных. Такие значения свинцово-изотопных отношений в зависимости от времени можно использовать для расчета модельного возраста.

В модели Холмса–Гаутерманса [16, 17] принято, что геохимические отношения U/Pb и Th/Pb имели небольшие начальные вариации региональной природы, возникшие в результате химического фракционирования, но оставались постоянными в пределах локально замкнутых U–Th–Pb систем. В качестве параметров использованы a_0 , b_0 , t_0 . Изменение свинцово-изотопных отношений со временем описывается серией кривых эволюции свинца каждая из которых характеризуется собственным значением μ . Измеренные значения отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ должны находиться на прямой линии (изохроне Гаутерманса), проходящей через точку a_0 , b_0 , с углом наклона, определяемым возрастом Земли t_0 и временем минерализации t в соответствии с уравнением

$$\frac{y - b_0}{x - a_0} = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda_{235}t_0} - e^{\lambda_{235}t}}{e^{\lambda_{238}t_0} - e^{\lambda_{238}t}}. \quad (19)$$

5. *Определение возраста пород по заключенным в них изотопам свинца и урана*

В 1960-х годах Э.В. Собо́тович и соавторы исследовали возможность определения возраста пород по изотопному составу валового свинца серии пород одного генезиса. Это дало возможность расширить круг исследуемых природных образований и определить возрастание немых пород [18, 19].

Преимущества датирования непосредственно по породам перед датированием древних радиоактивных минералов заключаются в следующем:

1) неограниченная возможность выбора каменного материала для определения возраста, в том числе пород, не содержащих заметных количеств акцессорных радиоактивных минералов (различные эффузивы, основные и ультраосновные породы и т.д.);

2) определение возраста самой породы не требует особых геологических обоснований приуроченности выделений тех или иных минералов ко времени выделения исследуемой породы;

3) незначительное влияние миграции и перераспределения изотопов свинца между отдельными зернами породообразующих и акцессорных минералов на изотопные отношения свинца в породе в целом;

4) возможность одновременного датирования аргонным и стронциевым методами.

Значительный интерес представляет датирование породообразующих минералов, входящих в состав породы. Эти минералы, как правило, имеют единый генезис и содержат единый первичный свинец. Перераспределение изотопов свинца в случае крупных кристаллов породообразующих минералов менее вероятно, чем в случае акцессорных. Процесс выделения породообразующих минералов менее трудоемок по сравнению с выделением акцессорных мономинералов. Наконец, свинцово-изохронный метод не требует минералогической чистоты. Достаточно отбирать образцы, обогащенные теми или иными породообразующими минералами. Для определения возраста можно использовать обогащенные фракции полевого шпата, слюды, роговой обманки, сумму темноцветных минералов, валовую пробу и т.д.

Количество радиогенного свинца зависит от возраста породы, содержания урана и тория: чем меньше отношения свинца к урану и свинца к торью, тем ощутимее радиогенная добавка изотопов свинца.

Если известны содержания урана, тория и изотопов свинца в серии образцов породы с различным отношением свинца к урану и торью, то возраст породы можно определить либо по соотношению урана и изотопов свинца, накопившихся за время существования породы, либо по изотопному составу первичного свинца.

Определение возраста возможно при выполнении следующих условий:

1) изотопный состав свинца, вошедшего в породу в момент ее образования, одинаков во всех исследуемых образцах данной породы;

2) отношение свинца к урану и свинца к торью в разных образцах различно;

3) за время существования образцов не было многократных процессов привноса или выноса материнских элементов и продуктов их распада, отношения содержаний свинца к содержанию урана или тория не менялись; при однократном и одновременном изменении отношений Pb/U и Pb/Th можно определить возраст породы и установить время этого изменения.

Определить изотопный состав первичного свинца и отношения содержания радиогенной части свинца к соответствующим материнским элементам можно путем решения системы уравнений, связывающих содержание радиогенных изотопов свинца с содержа-



**Эмлен Владимирович
Соботович,
академик НАН Украины
(1927—2013)**



**Ігорь Михайлович
Горохов,
доктор геол.-мин. наук**

нием соответствующих материнских элементов в данной серии образцов. Практически такое решение целесообразно выполнять методом наименьших квадратов.

Если зависимость эволюции изотопного состава свинца в земной коре от времени теоретически вычислена, то по изотопному составу первичного свинца можно установить возраст породы. В таком случае по таблице или графикам изменения отношений Pb^{206}/Pb^{204} , Pb^{207}/Pb^{204} , Pb^{208}/Pb^{204} в зависимости от времени находят возраст пород.

Математическими методами можно определить не только возраст породы, подвергшейся однократному изменению, но и дату этого изменения.

Подобный метод использовали Л.Р. Стиф, Т.В. Штерн и независимо И.Е. Старик и соавт. [20] для изучения изотопного состава свинца тектитов и минералов Витватерсранда [19]. Назовем его методом «согласованных разностей».

Свинцово-изохронный метод введен в абсолютную геохронологию в начале 1960-х годов Э.В. Собоновичем. Наибольший интерес этот метод представляет в связи с тем, что определения возраста проводятся по изохронам Pb^{206}/Pb^{204} , Pb^{207}/Pb^{204} и, что наиболее существенно, при этом не требуются количественные определения урана и тория.

Основой этого метода является другое виденье автором (Э.В. Собоновичем) формулы Холмса–Гаутерманса для вычисления модельного возраста рудных свинцов. Если при датировании рудных свинцов с нанесением на график изотопных соотношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ для разновозрастных галенитов, последние располагаются на прямой, тангенс угла наклона которой характеризует интервал времени накопления радиогенных изотопов в галенитах от момента образования Земли до момента выделения руд, то в свинцово-изохронном методе возраст пород определяется по накопившимся в них радиогенным компонентам ^{206}Pb и ^{207}Pb . С помощью этого метода впервые были датированы многие породы на территории бывшего Советского Союза, в том числе впервые получены:

- возраст 3,0 млрд лет для пород Украинского, Балтийского и Алданского щитов;
- возраст 4,0 млрд лет для эндербитов Антарктиды (первая цифра такого возраста).

6. Рубидий-стронциевый метод

Рубидий-стронциевый метод определения изотопного возраста геологических образований основан на радиоактивном распаде изотопа рубидия ^{87}Rb и превращении его в нуклид стронция ^{87}Sr . Большой вклад в его разработку внес И.М. Горохов.

Природный рубидий имеет два изотопа: ^{85}Rb и ^{87}Rb . Атомное отношение $^{85}Rb/^{87}Rb = 2,59265$ [21]. Вследствие слабой радиоактивности ^{87}Rb скорость его распада была определена с большой погрешностью. В 1976 г. Международная подкомиссия по геохронологии [22] с учетом новых результатов, полученных прямым измерением скорости радиоактивного распада ^{87}Rb , рекомендовала использовать новое значение: $1,42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

Природный стронций представляет собой смесь четырех изотопов: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr , ^{88}Sr , между тремя из которых сохраняются постоянные соотношения, независимые от времени. Атомные отношения $^{86}Sr/^{88}Sr$, $^{84}Sr/^{86}Sr$ равны соответственно 0,1194 и 0,056564 [23].

Возраст Rb-Sr методом рассчитывается по уравнению

$$t = \frac{1}{\lambda_{^{87}Rb}} \ln\left(1 + \frac{^{87}Sr}{^{87}Rb}\right), \quad (20)$$

где $\lambda_{^{87}Rb}$ – константа скорости распада ^{87}Rb ; ^{87}Sr , ^{87}Rb – содержания соответствующих нуклидов стронция и рубидия. Их отношение в зависимости от возраста было протабулировано [12]. Однако в таком виде Rb-Sr метод можно применять только для минералов,

содержащих рубидий без существенной примеси стронция. Так как самостоятельных минералов рубидий не образует, то для «прямого» Rb-Sr метода можно использовать некоторые калиевые минералы, содержащие до 1—3 % рубидия в виде примеси. Важнейшими из них являются слюды – лепидолит, биотит, мусковит, а также калиевые полевые шпаты.

В общем случае, когда наряду с радиогенным ^{87}Sr , образовавшимся в результате распада ^{87}Rb , в пробе содержится первичный стронций, общее число атомов $^{87}\text{Sr}_t$, имеющееся в настоящее время, следует вычислять по формуле

$$^{87}\text{Sr}_t = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_t \times (e^{\lambda_{^{87}\text{Rb}} t} - 1), \quad (21)$$

где $^{87}\text{Sr}_0$ – число атомов первичного ^{87}Sr ; $^{87}\text{Rb}_t$ – число атомов ^{87}Rb в пробе в настоящее время.

Теперь необходимо из числа имеющихся атомов ^{87}Sr вычесть число атомов $^{87}\text{Sr}_0$ неродиогенного происхождения. Для этого обе части уравнения (21) разделим на число атомов ^{86}Sr , содержащихся в образце. Математически это вполне оправдано, так как содержание ^{86}Sr в пробе не изменяется в течение всего времени ее существования. Тогда уравнение (21) примет вид

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t (e^{\lambda_{^{87}\text{Rb}} t} - 1). \quad (22)$$

Если для исследуемого минерала известно первичное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), или может быть принято разумное значение для него, уравнение (22) становится решаемым относительно времени t .

7. Калий-аргоновый метод

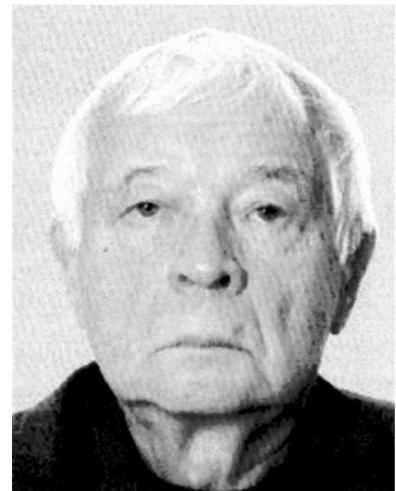
Впервые правильную схему распада ^{40}K предложил Г. Зюсс. Открытие в 1947—1948 гг. образования радиогенного изотопа аргона (^{40}Ar) в решетках калийсодержащих минералов (В.Г. Хлопин, Э.К. Герлинг) явились первым шагом на пути развития К-Аг метода.

В 1945—1955 гг. Э.К. Герлинг произвел первые расчеты константы К-захвата с использованием «геохимического» метода по возрасту других парагенетически связанных минералов, определенному разными точными методами. Значение константы [24] λ_{K} ($6,1 \pm 1,2$) $\times 10^{-11}$ в год резко отличалось от данных других авторов и было весьма близким к уточненному современному значению.

В дальнейшем в развитие этого метода большой вклад внес М.М. Рубинштейн [25].

Возможность использования для возрастных определений широко распространенных породообразующих минералов типа полевых шпатов, слюд, пород в целом и простота методики калий-аргонового метода способствовали его дальнейшему развитию. Именно это обстоятельство привело к весьма быстрому и широкому его использованию для практических целей геологического картирования и к созданию целой сети соответствующих лабораторий в СССР. Основную роль в разработке и внедрении калий-аргонового метода сыграл Э.К. Герлинг. В дальнейшем большой вклад в его развитие внес Л.К. Левский.

Природный калий имеет три изотопа: ^{39}K , ^{40}K и ^{41}K , атомные доли которых составляют соответственно 93,2581; 0,01167 и 6,7302 %. Из них ^{40}K обладает естественной радиоактивностью и превращается по двойной схеме распада в ^{40}Ca и ^{40}Ar . До последнего времени исследователи использовали разные значения констант распада ^{40}K : константы β -распада (λ_{β}) и константы электронного захвата (λ_{ϵ}). В 1976 г. Международной подкомиссией по геохронологии были рекомендованы к применению новые значения констант, по-



Лев Константинович
Левский,
доктор хим. наук

лученные более точными и чувствительными методами [26]:

$$\begin{aligned}\lambda_{\beta} &= 4,962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}; \\ \lambda_e &= 0,581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}.\end{aligned}$$

Определение возраста К-Аг методом основано на измерении отношения $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ в калийсодержащих минералах и породах, которое в зависимости от времени изменяется в соответствии с уравнением

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} = \frac{\lambda_e}{\lambda_{\beta} + \lambda_e} (e^{(\lambda_{\beta} + \lambda_e)t} - 1). \quad (23)$$

Обычно при определении содержания ^{40}Ar в породах и минералах измеряется суммарное количество ^{40}Ar , складывающееся из радиогенного $^{40}\text{Ar}_r$, образовавшегося в результате радиоактивного распада ^{40}K , и атмосферного $^{40}\text{Ar}_a$, сорбированного породами и находящегося в виде примеси в измерительной аппаратуре. Последний необходимо вычесть из общего количества определяемого ^{40}Ar , что достигается путем измерения в исследуемых пробах атомного отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и сопоставления его с атмосферным ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$) [27].

В последние годы довольно широкое распространение, особенно при определениях возраста космических и лунных объектов, получило К-Аг датирование по отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Суть метода состоит в том, что при облучении в потоке быстрых нейтронов в ядерном реакторе в образце по реакции $^{39}\text{K}(n, p) \rightarrow ^{39}\text{Ar}$ образуется нуклид ^{39}Ar (период полураспада $T_{1/2} = 269 \pm 3$ лет). Нуклид ^{39}Ar можно использовать для определения возраста К-Аг методом, поскольку его количество функционально связано с количеством калия, т.е. отношение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ является мерой соотношения материнского и дочернего элементов в образце. Эта методика имеет два основных преимущества по сравнению с обычным К-Аг методом: определение материнского и дочернего элементов проводится одновременно из одной и той же навески и отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ измеряются точнее, чем абсолютные количества калия и аргона. Кроме того, появляется возможность получения дополнительной информации о термальной истории образцов с помощью так называемых «возрастных спектров», построенных с учетом отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ во фракциях газа, выделившихся при последовательном повышении температуры нагрева образца.

Число атомов ^{39}Ar , образующихся при облучении ^{39}K в реакторе, является функцией потока нейтронов, сечения реакции $^{39}\text{K}(n, p) \rightarrow ^{39}\text{Ar}$ при данных энергии и длительности облучения. Поскольку определение потока облучения с достаточной точностью практически невозможно, одновременно с исследуемым образцом в качестве эталона облучают образец известного возраста.

Возраст измеряемого образца рассчитывается по уравнению

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} I \right), \quad (24)$$

где λ – константа распада ^{40}K ; $I = (e^{\lambda t_{эм}} - 1) / \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right)_{эм}$ – функция возраста эталона и интегрального потока быстрых нейтронов, постоянная в данной точке нейтронного потока.

Расчет возраста не представляет трудностей, если допустить, что все измеренное количество ^{40}Ar является суммой радиогенного и атмосферного, весь ^{36}Ar , используемый для коррекции на атмосферный ^{40}Ar , является атмосферным и весь ^{39}Ar образован из ^{39}K по реакции $^{39}\text{K}(n, p) \rightarrow ^{39}\text{Ar}$. В таком случае измеренное отношение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ требует лишь коррекции на атмосферный аргон:

$$^{40}\text{Ar}_r / ^{39}\text{Ar} = (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{изм} - 295,5 (^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{изм}. \quad (25)$$

Такие допущения, однако, приемлемы только для достаточно древних образцов с высоким отношением К/Са.

При облучении образцов в реакторе атомы аргона образуются и в результате побочных реакций, поэтому измеряемый аргон представляет собой смесь многих компонентов. Учитывая ядерные реакции, вклад которых в образование аргона существен, измеренные количества изотопов аргона можно представить в следующем виде:

$$\begin{aligned} {}^{40}\text{Ar}_{\text{изм}} &= {}^{40}\text{Ar}_r + {}^{40}\text{Ar}_K + {}^{40}\text{Ar}_{\text{Ca}} + {}^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}; \\ {}^{39}\text{Ar}_{\text{изм}} &= {}^{39}\text{Ar}_K + {}^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}; \\ {}^{38}\text{Ar}_{\text{изм}} &= {}^{38}\text{Ar}_K + {}^{38}\text{Ar}_{\text{Ca}} + {}^{38}\text{Ar}_{\text{атм}}; \\ {}^{37}\text{Ar}_{\text{изм}} &= {}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}; \\ {}^{36}\text{Ar}_{\text{изм}} &= {}^{36}\text{Ar}_{\text{атм}} + {}^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}, \end{aligned} \quad (26)$$

где индексы Ca и K относятся к нуклидам аргона, образовавшимся при облучении кальция и калия соответственно.

Для оценки вклада изотопов аргона, образовавшихся при облучении нейтронами Ca и K определяют соответствующие отношения изотопов аргона в чистых кальциевых и калиевых солях, облученных в реакторе в условиях, близких к условиям облучения исследуемых образцов [28].

8. Самарий-неодимовый метод

Самарий-неодимовый метод определения изотопного возраста основан на радиоактивном распаде изотопа самария ${}^{147}\text{Sm}$ и превращении его в нуклид неодима ${}^{143}\text{Nd}$. Его начали применяться в 1980-е годы для датирования древнейших образований, в частности, лунных пород [29—31]. Ограниченное его использование объясняется, в первую очередь, очень малым значением константы распада ${}^{147}\text{Sm}$ ($\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$) и связанными с этим аналитическими трудностями определения с достаточно высокой точностью доли радиогенного нуклида ${}^{143}\text{Nd}$. Однако данный метод имеет неоценимое преимущество по сравнению со всеми другими радиоактивными методами определения изотопного возраста: материнский и дочерний нуклиды являются изотопами очень близких по своим химическим свойствам редкоземельных элементов, поэтому наложение различных геологических процессов в любой момент времени не нарушает радиоактивное равновесие между материнским и дочерним изотопами.

Математический аппарат Sm-Nd метода тождествен таковому для Rb-Sr изохронного метода. Аналитическая процедура сводится к количественному определению в пробах методами изотопного разбавления содержания самария и неодима и измерению изотопного отношения ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$, которое обычно нормализуется по отношению ${}^{150}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0,236433$. Полученные для серии когенетичных проб изотопные отношения представляют графически в системе координат ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} - {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$. Угол наклона образуемой экспериментальными точками кривой соответствует изотопному возрасту, а точка пересечения ее с осью ординат – первичному отношению ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$.

9. Рений-осмиевый метод

Природный рений имеет два изотопа – ${}^{185}\text{Re}$ и ${}^{187}\text{Re}$, атомные доли которых составляют 37,07 и 62,93 %. Изотоп ${}^{187}\text{Re}$ радиоактивен и путем β -распада с периодом полураспада $T_{1/2} = 4,12 \times 10^{10}$ лет превращается в нуклид осмия ${}^{187}\text{Os}$. Все изотопы осмия нерадиоактивны и имеют следующую распространенность, %: ${}^{184}\text{Os} - 0,018$, ${}^{186}\text{Os} - 1,59$, ${}^{187}\text{Os} - 1,64$, ${}^{188}\text{Os} - 13,2$, ${}^{189}\text{Os} - 16,1$, ${}^{190}\text{Os} - 26,4$, ${}^{192}\text{Os} - 41,0$.

Геохронологически отношение ${}^{187}\text{Re}/{}^{187}\text{Os}$ аналогично отношению ${}^{87}\text{Rb}/{}^{87}\text{Sr}$. Поэтому в принципе все рассуждения и построения, в том числе и изохронные, для Re-Os метода аналогичны таковым для Rb-Sr метода. Однако использование его ограничено из-за небольшой распространенности в природных образованиях Re и Os, а также из-за отсутствия достаточно ясных представлений о геохимическом поведении этих элементов. Тем не менее, в некоторых случаях Re-Os метод с успехом использовался при исследовании метеоритов и установлении возраста молибденитов, обогащенных рением [32, 33].

Отношение $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ в земных материалах меняется от 0,88 до 1,09, в метеоритах – от 1,0 до 1,43. При нанесении на график измеренных значений $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ и $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ получается изохрона, аналогичная рубидий-стронциевой. Угол наклона ее соответствует возрасту, определенному Re-Os методом, а точка пересечения с осью $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ – первичному отношению $(^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os})_0$ исследуемой группы образцов.

10. Ксенон-урановый метод

Ксенон-урановый метод [34] основан на определении в образце урансодержащего минерала количества ксенона – продукта спонтанного деления урана. Возраст минерала рассчитывается по формуле

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{\text{Xe}_s}{^{238}\text{U}} \frac{\lambda_{238}}{\lambda_{\text{Xe}_s}} + 1 \right), \quad (27)$$

где Xe_s – содержание ксенона, образовавшегося в результате спонтанного деления ^{238}U ; ^{238}U – содержание нуклида ^{238}U ; λ_{238} – константа скорости α -распада ^{238}U ; λ_{Xe_s} – парциальная константа скорости спонтанного превращения ^{238}U в Xe.

Значение λ_{Xe_s} , определенное геохимически по измеренным концентрациям Xe и U в минералах известного возраста [35], равно $1,42 \times 10^{-17}$ год $^{-1}$.

Xe-U метод не нашел широкого применения вследствие недостаточной сохранности ксенона в структуре урансодержащих минералов.

11. Методы, основанные на измерении удельной активности элементов

В этих методах ядерной геохронологии использованы космогенные (^{14}C , ^{10}Be , ^{32}Si , ^{26}Al) и техногенные (^{55}Fe , ^{137}Cs) радиоактивные нуклиды. За исключением радиоуглеродного метода, который достаточно хорошо обоснован теоретически и практически и широко применяется, все остальные находятся в начальных стадиях разработки и применение их пока весьма ограничено. Существенный вклад в их разработку внес Ю.А. Шуколюков.



**Юрий Александрович
Шуколюков,
доктор химических наук
(1929—2013)**

Используемые космогенные нуклиды имеют следующие периоды полураспада: ^{14}C – 5730 лет, ^{10}Be – $2,5 \times 10^6$ лет, ^{32}Si – 500 лет, ^{26}Al – $7,4 \times 10^5$ лет.

При расчете возраста этими методами используется известный закон радиоактивного распада (формула (2)).

Радиоуглеродный метод. Нуклид ^{14}C образуется на высоте около 1600 км в результате взаимодействия нейтронов первичного космического излучения с элементами атмосферы в основном по реакции $^{14}\text{N} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + p$. Сечение этой реакции достаточно велико ($1,7 \times 10^{-24}$ см 2) и на несколько порядков превышает сечение захвата нейтронов космического излучения при реакциях $^{16}\text{O} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + ^3\text{He}$, $^{17}\text{O} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + ^4\text{He}$, $^{13}\text{C} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + \gamma$.

Нуклид ^{14}C в верхних слоях атмосферы эффективно окисляется кислородом до образования радиоактивного диоксида углерода, достаточно быстро смешивающегося с неактивными молекулами этого соединения. Круговорот углерода в атмосфере, гидросфере и биосфере обеспечивает однородное распределение в них ^{14}C . Основными условиями применения радиоуглеродного метода, без которых невозможно было бы получить надежные результаты, являются постоянная интенсивность космического излучения в течение всего датируемого с помощью ^{14}C интервала времени (до 6×10^4 лет) и достаточные скорости обмена ^{14}C между атмосферой, гидросферой и биосферой. Радиоуглеродный метод широко применяется в археологии и антропологии, а

также при датировании плейстоценовых отложений, современных морских и океанических донных осадков.

Весомый вклад в разработку данного метода датирования внес Х.А. Арсланов. [36].

С 1970 г. в Институте геохимии окружающей среды НАН Украины плодотворно работает радиоуглеродная лаборатория. Больших успехов добились ее сотрудники Н.Н. Ковалюх и В.В. Скрипкин [37].

Для одного и того же органогенного геологического материала возможно применение как радиоуглеродного, так и калий-аргонового метода радиометрического датирования. В этом случае иногда наблюдаются существенные расхождения геохронологических дат [38].

Радиобериллиевый метод нашел применение для радиохронологии морских и океанических осадков. Он основан на использовании радиоактивного изотопа бериллия ^{10}Be , ядра атомов которого образуются в верхних слоях атмосферы под воздействием космического излучения на ядра атомов кислорода (по реакции скалывания). Нуклид ^{10}Be достигает поверхности Земли главным образом в составе дождевой воды. Поглощение почвами, в которых ^{10}Be подвергается различным воздействиям, в частности обмену со стабильным ^9Be , приводит к резкому уменьшению удельного содержания ^{10}Be в земных образцах. Ядра атомов ^{10}Be , попадающие в океан, подвергаются разбавлению стабильными ядрами атомов ^9Be и веществом земного происхождения в меньшей степени, чем на континентах, вследствие чего удельная активность ^{10}Be в океане выше [39].

Радиобериллиевый метод дает возможность датировать третичные осадки океанического дна возрастом до 1×10^7 лет.

Определение возраста осадков и скорости их седиментации по вертикальному распределению в них ^{10}Be можно считать надежным, если выполняются следующие предпосылки: интенсивность космического излучения в течение последних 10 млн лет практически не менялась, и миграция ^{10}Be по длине осадочной колонки отсутствовала. При выполнении этих условий вертикальное распределение ^{10}Be в осадках будет определяться только его радиоактивным распадом.

Скорость образования осадков может быть вычислена с учетом содержания ^{10}Be в различных горизонтах осадочной колонки по формуле

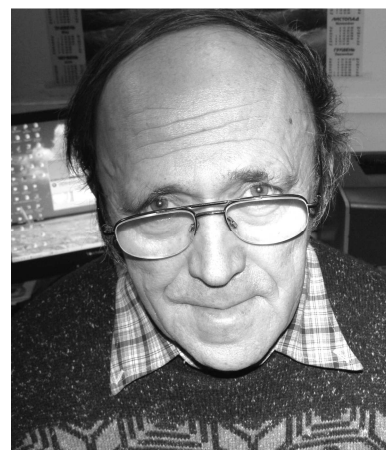
$$^{10}\text{Be}_t = ^{10}\text{Be}_0 e^{-\lambda t}, \quad (28)$$

где $^{10}\text{Be}_t$ – содержание ^{10}Be в слое осадка большего возраста, чем слоя с содержанием $^{10}\text{Be}_0$; λ – константа распада ^{10}Be ; t – период времени между образованием слоев.

Однако, согласно результатам работ [40—43] за последние 2,6 млн лет скорость образования ^{10}Be менялась в довольно широких пределах. Это обстоятельство связывают с изменением интенсивности космического облучения Земли во времени, в частности, вследствие вспышек сверхновых звезд и изменения магнитного поля Земли. Таким образом, если основная предпосылка о постоянстве интенсивности космического излучения в первом приближении справедлива для последних 50 000 лет (радиоуглеродный метод), то при использовании радиобериллиевого метода требуются дальнейшие исследования.



**Хикматула Адиевич
Арсланов,**
доктор геолого-минералогических наук



**Николай Николаевич
Ковалюх**
(1943—2012)

Кальциевый метод определения возраста минералов был предложен А. Холмсом [16]. На основании имевшихся в

то время данных он предположил, что по накоплению ^{41}Ca , образующегося в результате β -распада ^{41}K , можно определять возраст. Дальнейшие исследования показали, что радиоактивным является изотоп ^{40}K , в результате распада которого образуются ^{40}Ar и ^{40}Ca .

Практическое применение кальциевого метода затруднительно ввиду сложности выделения и определения ничтожно малых количеств радиогенного кальция.

Определив отношение $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ca}$ в стассфуртских сильвинах, М. Ингрэм и соавт. [42] установили нижний предел соотношения β -распада и K -захвата ^{40}K .

Н.И. Полевая и соавт. [43] применили кальциевый метод для выяснения возраста сильвинов. Они исследовали два образца белого сильвина из пласта «Б» Верхнекамского месторождения и один – из Половинской скважины опорного бурения. Содержание радиогенного кальция определялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Вычисление возраста производилось по следующему уравнению

$$\frac{m^{40}\text{Ca}}{n^{40}\text{K}} = \frac{\lambda_{\beta}}{\lambda_{\beta} + \lambda_{\kappa}} \left(e^{(\lambda_{\beta} + \lambda_{\kappa} t)} - 1 \right), \quad (29)$$

где $m^{40}\text{Ca}$ – содержание радиогенного кальция в образце; $n^{40}\text{K}$ – содержание изотопа ^{40}K в образце, г; λ_{β} , λ_{κ} – константы β -распада и K -захвата ^{40}K ; t – возраст, млн лет.

Возраст, полученный кальциевым методом для перекристаллизованного образца, совпадал с результатами аргонового датирования, а данные же аргонового метода для перекристаллизованных образцов отражали значительно более молодой возраст, что, как полагают авторы, связано с полной потерей ранее образовавшегося радиогенного аргона в процессе перекристаллизации. По-видимому, данные аргонового метода соответствуют времени последней перекристаллизации образца, кальциевого метода – времени образования сильвинов.

Использование нуклидов кремния и алюминия в геохронологии. Нуклиды ^{32}Si и ^{26}Al применяются в основном для определения скорости седиментации быстро отлагающихся морских и океанических осадков. Нуклид ^{32}Si образуется в верхних слоях атмосферы под действием космического излучения из ядер атомов аргона по реакции скалывания. ^{26}Al также образуется по реакции скалывания при взаимодействии космического излучения с атомами элементов атмосферы. Основные предпосылки использования нуклидов ^{32}Si и ^{26}Al для определения скорости осадконакопления те же, что и в радиобериллиевом методе.

Неравновесные методы ядерной геохронологии

Неравновесными методами ядерной геохронологии определяют абсолютный возраст и скорость седиментации морских и океанических осадков. Предпосылкой для их создания послужило установленное для осадков смещение радиоактивного равновесия в урановом и актино-урановом рядах.

Иониевый метод определения абсолютного возраста и скорости седиментации морских и океанических осадков впервые был предложен К. Пигготом и В. Урри [44–46]. В настоящее время основные теоретические положения этого метода формулируются следующим образом:

- 1) содержание ^{230}Th и ^{238}U в океане остается постоянным в течение периода времени, определяемого иониевым методом, т.е. в течение последних 400–450 тыс. лет;
- 2) в осадках миграция ^{230}Th не происходит (если она наблюдается, необходимо установить ее причины, чтобы учесть их при практическом использовании метода);
- 3) скорость осаждения ^{230}Th на океаническое дно постоянна во времени (если она меняется, нужно определить причины, ведущие к ее изменению);
- 4) размещение осадочного материала в колонке определяется нормальным процессом седиментации, последующие нарушения первоначальной стратиграфии осадков отсутствуют.

Суть метода заключается в получении кривых вертикального распределения ^{230}Th в осадках, которые в идеальном случае должны соответствовать теоретически ожидаемой экспоненте, так как радиоактивные элементы уранового ряда, содержащиеся в океаничес-

кой воде, осаждаются на океаническое дно в резко неравновесных соотношениях: $^{230}\text{Th} \gg ^{226}\text{Ra} > ^{238}\text{U}$. Содержание ^{230}Th по длине осадочной колонки должно уменьшаться по экспоненциальному закону с периодом полураспада ^{230}Th , т.е. 75 200 лет [47]. Такой экспоненциальный спад наблюдается до горизонта, соответствующего установлению радиоактивного равновесия между ^{230}Th и ^{238}U . Начиная с этого момента, содержание ^{230}Th полностью определяется содержанием в осадках ^{238}U . Так как концентрация урана в большинстве осадочных колонок практически не изменяется по их длине, содержание ^{230}Th становится постоянным и ториевая кривая переходит в прямую, параллельную оси абсцисс.

Горизонт в осадочной колонке, соответствующий радиоактивному равновесию ^{230}Th и ^{238}U , называется «равновесным». Он определяет пределы датирования, которые могут быть получены иониевым методом.

Ионий-ториевый метод датирования океанических осадков базируется на следующих основных теоретических положениях:

1) ^{230}Th и ^{232}Th осаждаются из океанической воды на дно в одинаковой пропорции, что возможно только при условии нахождения этих нуклидов в океане в одинаковой форме;

2) отношение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в районе отбора проб осадков в океане остается постоянным в течение всего датированного периода времени;

3) используемый при датировании образец осадка не содержит значительных количеств ^{230}Th и ^{232}Th , ассоциированных с терригенным материалом.

Если эти условия выполняются, отношение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в осадках уменьшается экспоненциально по мере удаления от их поверхности. Тогда возраст любого слоя может быть установлен путем сравнения отношений $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, полученных для этого слоя и поверхности осадков. Возраст датированного слоя и скорость седиментации, исходя из мощности слоя, определяются по уравнению

$$\frac{R}{R_0} = e^{-\lambda_{230\text{Th}} t}, \quad (30)$$

где $R = (^{230}\text{Th} - ^{230}\text{Th}_U)/^{232}\text{Th}$; ^{230}Th , $^{230}\text{Th}_U$ – количества иония, соответственно осажденного из воды и накопившегося в осадках из содержащегося в них ^{238}U ; ^{232}Th – количество тория, осажденного из воды; $R_0 = (^{230}\text{Th} - ^{230}\text{Th}_U)/^{232}\text{Th}$ в поверхностном слое.

Радий-иониевый метод датирования осадков основан на использовании неравновесных соотношений, в которых ^{226}Ra и ^{230}Th поступают из океанической воды в донные отложения. Идеальным случаем для применения этого метода была бы такая ситуация, когда ^{226}Ra вообще не осаждался на дно, а осаждался только ^{230}Th . Однако на практике подобные условия никогда не выполняются и в осадки вместе с ^{230}Th поступает некоторое количество ^{226}Ra .

Радий-иониевым методом можно датировать осадки, абсолютный возраст которых не превышает 10 тыс. лет. Результаты получаются достаточно надежными, если выполняются следующие условия:

1) радий и ионий осаждаются с постоянной скоростью в течение всего интервала времени, датированного этим методом;

2) подавляющая часть ^{226}Ra и ^{230}Th осаждается из воды, заметного поступления их в составе терригенного материала не наблюдается;

3) ^{226}Ra и ^{230}Th не мигрируют в осадках и не происходит значительного выщелачивания этих нуклидов окружающей водой.

Протактиний-иониевый метод датирования осадков основан на использовании двух нуклидов: ^{230}Th и ^{231}Pa . Оба нуклида входят в разные радиоактивные семейства, генетически между собой не связаны и распадаются независимо друг от друга. Общим для них является происхождение из одного элемента – урана. Поэтому отношение $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ будет функцией только времени, если выполняются следующие основные условия:

- 1) механизмы осаждения ^{230}Th и ^{231}Pa из океанической воды на океаническое дно од-ни и те же или очень близки;
- 2) в осадках отсутствует миграция ^{230}Th и ^{231}Pa или любого из этих нуклидов в отдель-ности, приводящая к нарушению первоначального отношения $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$;
- 3) доля терригенных форм ^{230}Th и ^{231}Pa в общем содержании этих нуклидов в осадках незначительна, ее можно не принимать во внимание.

Пределы датирования, фиксируемые этим методом, составляют соответственно 300, 400 и 200 тыс. лет. Абсолютный возраст отдельных горизонтов осадков определяют по формуле, выведенной И. Росхольтом [48]:

$$t = 8,66 \ln \left(2,33 \frac{(^{230}\text{Th} - \text{U})}{(^{231}\text{Pa} - \text{U})} \right) \times 10^4 \text{ лет}, \quad (31)$$

где ^{230}Th , ^{231}Pa – содержание нуклидов, выраженное в единицах равновесного урана; U – содержание ^{238}U .

Подробно эти методы описаны в работах Ю.В. Кузнецова [49] и Е. Гамильтона [50].

Методы, основанные на вторичных эффектах в кристаллических решетках минералов

Метод определения возраста минералов по трекам спонтанного деления основан на том, что при движении осколков, образующихся в результате спонтанного деления изотопа ^{238}U , возникают разрушенные участки обычно диаметром около 3 нм и длиной 0,01 мм. Эти участки, являющиеся непрерывными следами перемещения атомов, обладают повышенной химической реакционной способностью по сравнению с окружающим неизменным материалом. Обработка образцов соответствующим химическим реагентом вызывает преимущественное растворение вещества нарушенных участков. При этом выявляются фигуры выщелачивания – треки, форма которых изменяется от длинных узких цилиндров до коротких конических или пирамидальных форм.

Подсчет плотности треков и измерение содержания урана в минерале дают возможность определить возраст образца. При этом принимается, что спонтанное деление ^{238}U в земных условиях является единственным источником образования треков. Экспериментальные приемы, используемые в этом методе датирования, предельно просты. После определения плотности ископаемых треков p_s образец помещают в ядерный реактор и облучают потоком тепловых нейтронов. Это приводит к появлению новых треков с плотностью p_i , образующихся в результате индуцированного деления урана. Возраст образца определяется по соотношению плотности новых и старых треков:

$$\frac{p_s}{p_i} = \frac{\lambda_f}{\lambda} (e^{\lambda_{238} t} - 1), \quad (32)$$

где λ_{238} , λ_f – константы соответственно полного распада и спонтанного деления ^{238}U ; λ – доля атомов урана, распавшихся во время облучения, обычно определяется путем подсчета числа треков в образце калибровочного ураносодержащего стекла.

Минералы, используемые для датирования, должны обладать определенными устойчивостью и плотностью треков. Для различных минералов существуют довольно узкие температурные пределы, при которых треки исчезают. Минералы, в которых треки исчезают при температуре ниже 400 °С, являются нежелательными объектами для датирования. Наиболее широко при датировании этим методом применяются цирконы. Основным преимуществом метода треков является широкий интервал времени, в котором он применим, и пригодность для датирования небольших по размерам образцов. Один из главных его недостатков – необходимость подсчета треков вручную.

Возраст метеоритов и Земли

В.И. Вернадский был убежден, что Земля образовалась около 2 млрд лет назад. С развитием свинцово-изохронного (Э.В. Соболевич, В.А. Рудник) и других методов опреде-

ления абсолютного возраста появилось большое количество данных о возрасте различных пород и минералов в пределах 2—3 млрд лет. Стало быть, и возраст Земли соответственно отодвигался все дальше вглубь времени.

Любопытно, что возраст вещества метеоритов в $4,5 \pm 0,1$ млрд лет был установлен значительно раньше возраста Земли. Сегодня мы знаем, что возраст земного урана (по ^{235}U) должен находиться в пределах 4—6 млрд лет, а возраст Земли такой же, как метеоритов, т.е. $4,5 \pm 0,1$ млрд лет, тем более, что сейчас найдены породы и минералы (Антарктида, Гренландия, Австралия) возрастом 4,0—4,2 млрд лет. Если предположить, что земная кора образовывалась путем выплавления из верхней мантии за счет кинетической энергии падающих на нее тел в период 4,0—4,4 млрд лет назад, то сейчас трудно найти образцы, пережившие космическую катастрофу (имеется в виду развал планетозималии Фазтона между Марсом и Юпитером). Возраст лунного реголита на сегодня по данным разных методов составляет 4,2—4,5 млрд лет.

Создавая радиогеологию как самостоятельное научное направление, В.И. Вернадский предвидел становление еще одной новой отрасли геологической науки – ядерной геохронологии (этот термин был введен в 1960-х годах). Развитие его радиогеологических идей инициировало разработку новых методов ядерной геохронологии, расцвет которых пришелся на вторую половину прошлого века.



**Вячеслав Александрович
Рудник,
доктор геол.-мин. наук**

1. *Вернадский В.И.* О некоторых очередных проблемах радиогеологии // Изв. АН СССР. Сер. 7. – ОМЕН. – 1935. – № 1. – С. 1—18.
2. *Вернадский В.И.* Задача дня в области радия // Изв. Императ. Академии наук. VI серия. – 1911. – № 1. – С. 61—72.
3. *Вернадский В.И.* О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи // Труды радиевой экспедиции Российской академии наук. – Вып. 1: 3-е изд. перераб. – Пг.: Изд-во Императ. Академии наук, 1914. – 84 с.
4. *Ненадкевич К.А.* О химическом составе уранинитов Карелии и отношении в них свинца к урану // Изв. АН СССР: сер. VI. – 1926. – **20**, № 9. – С. 767—774.
5. *Хлопин В.Г.* Содержание гелия в Беломорской смоляной руде // Докл. АН СССР. – 1926. – № 10. – С. 195.
6. *Старик И.Е.* Ядерная геохронология. – М.; Л: Изд-во АН СССР, 1961. – 630 с.
7. *Соботович Э.В.* Изотопы свинца в геохимии и космохимии. – М.: Атомиздат, 1970. – 350 с.
8. *Соботович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цюнь О.В., Кононенко Л.В.* Справочник по изотопной геохимии. – М.: Энергоиздат, 1982. – 241 с.
9. *Гамильтон Е.И.* Прикладная геохронология. – Л.: Недра, 1968. – 256 с.
10. *Эмсли Дж.* Элементы. – М.: Мир, 1993. – 256 с.
11. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии (Очерк шестой: Радиоактивные химические элементы рядов урана, тория и актиноурана в земной коре) // Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського. – Т. 7, кн. 1: Праці з геохімії та радіогеології / За ред. Е.В. Соботовича, В.В. Доліна, Г.М. Бондаренка, Р.Я. Белєвцева. – Київ: НАН України, 2012. – С. 532—624.
12. *Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. – М.: Наука, 1975. – 100 с.
13. *Рассел Р., Фаркуар Р.* Изотопы свинца в геологии. – М.: Изд-во иностр. лит., 1962. – 283 с.
14. *Doe B.R., Stacey J.S.* The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review // Econ. Geol. – 1974. – **69**. – P. 757.
15. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Ibid. – 1975. – **26**. – P. 207.
16. *Holmes A.* An estimate of the age of the earth // Nature. – 1946. – **157**. – P. 680.

17. *Houtermans F.G.* Die Isotopenhaufigkeiten im naturlichen Blei und das. Alter des Urans // *Naturwissenschaften*. – 1964. – Bd. 33. – S. 185.
18. *Соботович Э.В.* О возможности определения абсолютного возраста гранитов Терской Ала-Тау по заключенному в них свинцу // *Тр. IX сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (14-18 июня 1960 г.)*. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 269—280.
19. *Соботович Э.В., Грауценко С.М.* К вопросу о возможности определения возраста пород по содержанию в них урана, тория и изотопов свинца // *Бюл. комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций*. – 1962. – Вып. V. – С. 63—71.
20. *Старик И.Е., Ловцюс Г.П., Соботович Э.В. и др.* Изотопный состав свинца в метеоритах в связи с проблемами их происхождения // *Бюл. комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций*. – 1962. – Вып. V. – С. 12—25.
21. *Catanzaro E.J., Murphy T.J., Garner E.L., Shields W.R.* Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of terrestrial rubidium // *J. Research Nat. Bureau Standards: A Physics and Chemistry*. – 1969. – **73A**. – P. 511.
22. *Neumann W. Huster E.* The half-life of ^{87}Rb measured as a difference between the isotopes of ^{87}Rb and ^{85}Rb // *Z. Physik*. – 1974. – **270**. – P. 121—127.
23. *Davis D. W. Gray J., Cumming G. L., Baadsgaard H.* Determination of the ^{87}Rb decay constant // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1977. – **41**. – P. 1745—1749.
24. *Герлинг Э.К.* Нахождение в метеоритах инертных газов и их изотопный состав // *Бюл. комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций*. – 1955. – Вып. 1. – С. 57—60.
25. *Рубинштейн М.М.* К вопросу потерь аргона калиевыми полевыми шпатами и о геологическом значении этого явления // *Тр. VII сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (8—12 мая 1958 г.)*. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 361—369.
26. *Becklingale R.D., Gale N.H.* A reappraisal of the decay constants and branching ratio of ^{40}K // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1969. – **6**. – P. 289.
27. *Nier A.O.* A redetermination of the relative abundances of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium // *Ibid.* – 1950. – **77**. – P. 789.
28. *Dalrymple G.B., Lanphere M.A.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1971. – **12**, № 3. – P. 300—338.
29. *Nakamura N., Tatsumoto M.* The history of the Apollo 17 Station 7 boulder // *Proc. Lunar Sci. Conf. 8th*. – USA; 1977. – P. 2301.
30. *Nakamura N., Tatsumoto M., Nunes P. et al.* 4.4 by old clast in Boulder 7, Apollo 17: A comprehensive chronological study by U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd methods // *Proc. 7th Lunar Planet. Sci. Conf.* – USA, 1976. – P. 2309—2333.
31. *Tilton G.R., Griinenfelder M.H.* Sphene, U-Pb ages. // *Science*. – 1968. – **159**. – P. 1458—1461.
32. *Гамильтон Е.И.* Прикладная геохронология с главой сравнительной геохимии Л.Х. Аренса: пер. с англ. / Под ред. Л.В. Комлева – Л.: Наука, 1968. – 256 с.
33. *Hirt A., Herr W., Hoffmeister W.* Age determinations by the renium-osmium method // *Radioactive dating*. – Vienna: IAEA, 1963. – P. 35.
34. *Шуколюков Ю.А., Крылов И.И., Толстихин И.Н., Овчинникова Г.В.* Треки осколков деления урана в мусковите // *Геохимия*. – 1965. – №3. – С. 291—301.
35. *Шуколюков Ю.А.* Деление ядер урана в природе. – М.: Атомиздат, 1970. – 272 с.
36. *Арсланов Х.А.* Радиоуглерод: геохимия и геохронология. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1987. – 300 с.
37. *Ковалюх Н.Н., Митропольский А.Ю., Соботович Э.В.* Радиоуглеродный метод в морской геологии. – Киев: Наук. думка, 1977. – 74 с.
38. *Лысенко О.Б., Скульский Н.А., Соботович Э.В., Флоринский И.В.* Ограничения в радиоуглеродном методе датирования // *Геол. журн.* – 2012. – № 1. – С. 31—38.
39. *Libby W.F.* Radiocarbon dating: second edition. – Chicago: Univ. of Chicago Press, 1955. – 175 p.
40. *Somayajulu B.L.K.* Analysis of causes for the beryllium-10 variation in deep sea sediments // *Geochim. et cosmochim. acta*. – 1977. – **41**, № 7. – P. 909.
41. *Holmes A.* The origin of igneous rocks // *Geol. Mag.* – 1932. – **69**. – P. 543—558.
42. *Inghram M.G., Brown H., Patterson C., Hess D.C.* The branching ratio of ^{40}K radioactive decay // *Phys. Rev.* – 1950. – **80**, № 5. – P. 916—918.
43. *Полевая Н.И., Тутов Н.Е., Беляев В.С., Спрингсон В.Д.* Опыт применения кальциевого метода для определения абсолютного возраста сильвинов // *Геохимия*. – 1958. – № 8. – С. 718—726.
44. *Piggot C.S., Urry W.D.* The radium content of an ocean bottom core // *Wash. Acad. Sci. J.* – 1939. – **29**. – P. 405.
45. *Piggot C. S., Urry W.D.* Radioactivity of ocean sediments. IV. The radium content of sediments of the Cayman Trough. // *Amer. J. Sci.* – 1941. – **240**. – P. 1—12.

46. *Urry W.D.* Radioactivity of ocean sediments. VI. Concentration of the radioelements in marine sediments of the southern hemisphere // *Ibid.* – 1949. – **24**. – P. 257.
47. *Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. – М.: Наука, 1975. – 99 с.
48. *Rosholt I.N.* Absolute dating of deep sea cores by the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ method // *J. of Geol.* – 1961. – **69**. – P. 162—185.
49. *Кузнецов Ю.В.* Радиохронология океана. – М.: Атомиздат, 1976. – 279 с.
50. *Гамильтон Е.И.* Прикладная геохронология с главой сравнительной геохимии Л.Х. Аренса: пер. с англ. / Под ред. Л.В. Комлева – Л.: Наука, 1968. – 256 с.

Соботович Е.В. СУЧАСНІ МЕТОДИ ЯДЕРНОЇ ГЕОХРОНОЛОГІЇ

Розглянуто роль радіогеології у вирішенні низки прикладних задач геології. Простежено історію розвитку радіогеології. Детально охарактеризовано радіоактивні методи датування геологічних утворень, а також методи, засновані на вимірюванні питомої активності елементів, нерівноважні методи ядерної геохронології тощо, які застосовуються в основному для визначення абсолютного віку і швидкості седиментації морських і океанічних осаdkів.

Sobotovich E.V. MODERN METHODS OF NUCLEAR GEOCHRONOLOGY

The present paper analysis radiogeological methods designed for geological issues. The short history of radiogeology is given. A number of radiogeological methods designed for determining of absolute age and rates of maritime and oceanic sedimentation are described: radioactive methods of geological dating, methods based on measures of specific activity of elements, non-equilibrium methods of nuclear geochronology, etc.