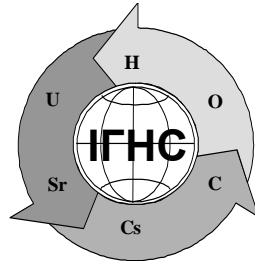


Національна академія наук України

Державна установа

«Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»



Збірник наукових праць

Інституту геохімії навколишнього середовища

випуск 22

Сборник научных трудов

Института геохимии окружающей среды

выпуск 22

Collected papers

Institute of Environmental Geochemistry

Issue 22

Київ-2013

Цей випуск збірника присвячено 150-річчю від дня народження видатного вченого і мислителя, організатора науки, першого Президента Української академії наук, академіка Володимира Івановича Вернадського (1863—1945).

У збірнику представлено статті, присвячені розвиткові ідей В.І. Вернадського в сучасних геохімічних дослідженнях, розглянуто актуальні питання з геохімії торію і золота в Україні, а також науково-технічні проблеми поводження з радіоактивними відходами.

Для наукових працівників та спеціалістів, що працюють у галузі екології, геохімії, радіогеохімії.

Этот выпуск сборника посвящен 150-летию со дня рождения выдающегося ученого и мыслителя, организатора науки, первого Президента Украинской академии наук, академика Владимира Ивановича Вернадского (1863—1945).

В сборнике представлены статьи, посвященные развитию идей В.И. Вернадского в современных геохимических исследованиях, рассмотрены актуальные вопросы по геохимии тория и золота в Украине, а также научно-технические проблемы обращения с радиоактивными отходами.

Для научных сотрудников и специалистов, которые работают в области экологии, геохимии, радиогеохимии.

The issue is dedicated to the 150th anniversary of the outstanding scientist and philosopher, President of the Ukrainian Academy of Sciences, Academician Volodymyr Ivanovych Vernadsky (1863—1945).

The Collected papers contains publications dealing with development of V.I. Vernadsky's ideas in the up-to-date geochemical researches, topical questions on geochemistry of Th and Au in Ukraine, scientific and technical problems of radioactive wastes management.

For scientific workers and specialists in the field of ecology, geochemistry, radiogeochemistry.

ГОЛОВНИЙ РЕДАКТОР

Р.Я. БЕЛЄВЦЕВ, член-кореспондент НАН України

ЗАСТУПНИКИ ГОЛОВНОГО РЕДАКТОРА:

Г.М. БОНДАРЕНКО, доктор геолого-мінералогічних наук

В.Г. ВЕРХОВЦЕВ, доктор геологічних наук

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР

В.В. ДОЛІН, доктор геологічних наук

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ:

Г.В. Лисиченко, чл.-кор. НАН України, доктор техн. наук; Б.О. Горлицький, доктор геол.-мін. наук; В.П. Семененко, доктор геол.-мін. наук; М.О. Ярошук, доктор геол.-мін. наук; Ю.Л. Забулонов, доктор техн. наук; С.М. Чумаченко, доктор техн. наук; О.Ю. Афанасьєва, доктор фіз.-мат. наук; Б.Г. Шабалін, доктор геол. наук; І.Ф. Шраменко, кандидат геол.-мін. наук.; Ю.О. Ольховик, кандидат геол.-мін. наук; Л.В. Демченко кандидат фіз.-мат. наук (відповідальний секретар).

Друкується за постановою Вченої ради ДУ «ІГНС НАН України»
Свідоцтво про державну реєстрацію: КВ № 19790-9090 ПР від 27.07.2012 р.

© ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»



R. H. Sengstacke

*До 150-річчя від дня народження видатного вченого
і мислителя, організатора науки, першого
Президента Української академії наук, академіка
Володимира Івановича Вернадського
(1863–1945)*

*К 150-летию со дня рождения выдающегося ученого
и мыслителя, организатора науки, первого
Президента Украинской академии наук, академика
Владимира Ивановича Вернадского
(1863–1945)*

*Dedicated to the 150th anniversary of the outstanding
scientist, philosopher, institutor of science, first
President of the Ukrainian Academy of Sciences,
Academician Volodymyr Ivanovych Vernadsky
(1863–1945)*

Долін В.В.

ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

«ЦАРСТВО ІДЕЙ» АКАДЕМІКА В.І. ВЕРНАДСЬКОГО У СУЧАСНОМУ ПРИРОДОЗНАВСТВІ* (Замість передмови)

Еволюція поглядів В.І. Вернадського щодо світобудови привела до поєднання наук про Землю, Життя і Космос у єдину природничо-філософську парадигму біосферознавства. Генетична мінералогія, геохімія, радіогеологія, вчення про живу речовину і біосферу та її еволюцію у ноосферу є гранями цілісного наукового світогляду академіка В.І. Вернадського, який розвивається у сучасному природознавстві та є джерелом ідей для науковців нинішнього і майбутніх поколінь.

Досі я не розумів тієї насолоди, яку відчуває людина сучасності, шукати пояснення того, що із сутності, з природи відтворюється її почуттями, не з книг, а з неї самої.

В.І. Вернадський

Багатоспрямована і багатоаспектна наукова діяльність В.І. Вернадського органічно поєднана ланками цілісної наукової програми – біосферознавства, в основу якого покладено головну парадигму творчості видатного вченого – еволюції речовини Землі й її космічного оточення. Ідея сполучення живого і неживого, завжди розділених «різкою неперехідною межею», у процесі перетворення матерії протягом геологічної історії планети яскравою стрічкою пронизує творчу спадщину видатного вченого – мислителя, філософа, природознавця. «Весь довгий життєвий шлях (з 1863 до 1945 р.) найвидатнішого природознавця останнього сторіччя, академіка Володимира Івановича Вернадського – це шлях наполегливої праці та яскравої творчої думки, шлях, що відкриває нові галузі в науці, який визначив нові напрями природознавства...» [6]. Саме цілісність, а не роздрібненість цих напрямів є основою життєвої діяльності В.І. Вернадського.

Втім у фаховій науковій літературі, геологічній, мінералогічній, геохімічній, біологічній, біогеохімічній, історичній та філософській, ця риса особистості В.І. Вернадського зазвичай оминається фахівцями в роботах, присвячених його творчості. Тим самим губиться сприйняття цілісного світогляду найвидатнішого мислителя сучасності, втрачаються найважливіші узагальнюючі ідеї. Розділення його творчості на окремі наукові напрями розриває неподільне на частини та начебто протиставляє автономне існування «Вернадського-мінералога» «Вернадському-історику» чи «Вернадському-біологу».

Стрижнем цілісного світогляду В.І. Вернадського є принцип єдності живого і неживого, Життя і Природи, що реалізується в історичному розрізі, і ті конкретні науки, які він розвивав або створював заново, стали засобом дослідження цієї єдності. На формування цього світогляду протягом навчання у Петербурзькому університеті (1881—1885) найбільший вплив здійснили лекції Д.І. Менделєєва – саме в період розквіту його таланту і створення періодичної таблиці, та В.В. Докучаєва – фундатора ґрунтознавства, ідеї якого щодо природно-історичного тіла ґрунту значною мірою визначили майбутні біогеохімічні розробки В.І. Вернадського.

Дмитро Іванович Менделєєв, за словами В.І. Вернадського, збуджував «найглибші прагнення людської особистості до знання та його активного застосування».

* У статті використано матеріали робіт [1—5].

У 80-х роках XIX ст. в Росії виникло генетичне ґрунтознавство. Його засновник – яскравий оригінальний вчений, професор Петербурзького університету В.В. Докучаєв – розглядав генезис ґрунту як результат взаємодії низки ґрунтоутворюючих чинників: ґрунтоутворюючої гірничої породи, рослин і тварин, кліматичних умов, форм рельєфу, ґрунтових вод. Учення В.В. Докучаєва поглибило та конкретизувало уявлення попередників щодо діяльності живих організмів на прикладі найбільш поширеного природного утворення – ґрунтового покриву суші. Водночас вперше було показано нерозривну єдність живих організмів з іншими компонентами природної системи та неможливість існування цієї системи поза явищем життя.

Концепція живої речовини створювалася на рубежі XIX—XX ст. Ідеї В.В. Докучаєва про загальний взаємозв'язок компонентів природи і живі організми, як невід'ємну складову частину ґрунту та водночас найважливіший чинник його утворення, виявилися відправною науково-філософською основою, на якій сформувалися розроблені В.І. Вернадським генетична мінералогія і геохімія, а в подальшому – біогеохімія і вчення про біосферу [7].

Саме в період співпраці з В.В. Докучаєвим сформувався світогляд В.І. Вернадського як природознавця. Можна без перебільшення вважати, що джерелом більшості значних відкриттів В.І. Вернадського став розроблений В.В. Докучаєвим новий метод наукового пізнання – «ядро істинної натурфілософії», що полягає у вивченні «співвідношення генетичного віковичного та завжди закономірного зв'язку, який існує між силами, тілами і явищами, між мертвою і живою природою, між рослинними, тваринними та мінеральними царствами, з одного боку, та людиною, її побутом, і навіть духовним світом – з іншого» [8].

Продовжуючи справу свого вчителя, В.І. Вернадський розвивав дві основні ідеї В.В. Докучаєва: щодо «географічного розподілу ґрунтів у зв'язку з їх генезисом» та «про ґрунт як особливе природне тіло» [9]. І якщо його ранні роботи (1889—1892 рр.) з ґрунтознавства носять здебільшого описовий характер, у працях наступних років В.І. Вернадський розглядає ґрунт як цілісну біокосну систему, біотична та абіотична компоненти якої нерозривно пов'язані між собою потоками речовини та енергії.

Протягом понад 20 років викладання в Московському університеті (1890—1911) В.І. Вернадський перетворив мінералогію з описової науки у нову генетичну мінералогію, внісши до неї дух динамізму. Своїми натхненниками у цьому відношенні він вважав французького вченого XVIII століття Ж.-Л. Леклерка де Бюффона та шведського хіміка Якоба Берцеліуса, який писав: «Мінералогія, як учення про неорганічні сполуки, що складають нашу земну кулю, є лише частиною хімії, на даних котрої вона цілком та історично ґрунтується» [10]. Отримавши кафедру Московського університету, В.І. Вернадський розділив кристалографію і мінералогію, вважаючи що перша спирається на фізику і математику, а друга – є хімією земної кори і пов'язана з геологією.

Генетичний підхід до вивчення ґрунтів і мінералів, дослідження природи в цілому привели В.І. Вернадського до геохімії, котра на початку XX століття не мала єдиної концепції. Сам термін «геохімія» запропоновано швейцарським хіміком Ф. Шенбейном у 1838 р., але В.І. Вернадський надав йому нового сенсу. Уявлення про геохімію як науку про історію земних атомів виникло у В.І. Вернадського на фоні новітньої атомістики, хімії і фізики у тісному зв'язку з генетичною мінералогією. «Геохімія науково вивчає хімічні елементи, тобто атоми земної кори та наскільки можливо – всієї планети. Вона вивчає їхню історію, їхній розподіл і рух у просторі-часі, їхні генетичні на нашій планеті співвідношення. Вона істотно відрізняється від мінералогії, яка вивчає у тому ж просторі і в тому ж часі історії Землі лише історію сполук елементів – молекул і кристалів. У цій строго обмеженій земній планетній області геохімія відкриває ті ж явища і закони, існування яких ми могли б досі лише передчувати в безмежних областях небесних просторів. Для нас наразі очевидно, що хімічні елементи не розподілені безладно у згущеннях матерії цих просторів, в туманностях, зірках, планетах, атомних хмарах, космічному пилу. Їхній розподіл залежить від будови їх атомів» [11]. В.І. Вернадський не лише виявив закономірності концентрування та розсіювання хімічних елементів при формуванні Землі та її оболонок (створив концепцію геохімії), але й напов-

нив окремі розділи цієї науки конкретним науковим змістом, та дуже багато зробив для розвитку прикладних напрямів геохімії.

Уперше в світі курс лекцій з геохімії прочитав блискучий учень і сподвижник В.І. Вернадського О.Є. Ферсман у 1912 р. в Московському міському народному університеті ім. А.Л. Шанявського. Протягом 1918—1922 рр. В.І. Вернадський прочитав декілька циклів лекцій з геохімії: 9 – у Київському університеті, 17 – у Петрограді в Академії наук та Сільськогосподарському інституті дослідної справи, а протягом 1922—1926 рр. – у Сорбонні. Власне матеріали цих лекцій покладено в основу «Нарисів геохімії». Водночас вони органічно доповнюють «Нариси...» «аналізом тих нових фактів та ідей, котрі пов'язані з бурхливим розвитком фізики й хімії на рубежі нашого* століття і які по суті зумовили саму можливість виникнення геохімії – атом став, як писав В.І. Вернадський, фізичною реальністю і вивчення його природної історії стало на порядку дня» [12].

У 1924 р. у Франції виходить перше видання «Геохімії» [13]. Роботу над цією книгою В.І. Вернадський розпочав у Києві та мріяв завершити в Українській Академії наук. Склалося так, що перше видання російською мовою побачило світ аж у 1927 р. під назвою «Нариси геохімії» і з тих пір витримало вісім видань, у тому числі п'ять російських.

Геохімія В.І. Вернадського істотно відрізнялася від уявлень Ф.У. Кларка і В.М. Гольдшміда. Тому перша публікація не викликала резонансу в Європі, а окремі відгуки на неї були швидше негативними, ілюструючи нерозуміння вперше викладеного комплексного підходу до опису природних явищ.

Спираючись на природознавчі роботи Ф. Енгельса щодо форм руху матерії, В.І. Вернадський уявляє міграцію атомів хімічних елементів, як одну з цих форм, заклавши нову методологію геохімії – вивчення геологічних процесів на атомарному рівні. Вчений визначає одну з центральних проблем геохімії – характер та особливості хімічних реакцій в біосфері, її хімічну рівновагу. До головних засад геохімії, розроблених В.І. Вернадським, відносяться:

- теоретичне обґрунтування геохімічної класифікації хімічних елементів;
- вчення про форми знаходження хімічних елементів у земній корі та «наскільки це можливо» планеті в цілому;
- поняття геохімічного циклу;
- термодинамічний підхід до вивчення історії хімічних елементів земної кори – часових закономірностей зміни форм їх знаходження;
- виділення у земній корі термодинамічних областей, що характеризуються певними парагенезисами хімічних елементів.

В.І. Вернадський доходить висновку, що «геохімія – історія хімічних елементів нашої планети могла виникнути лише після остаточного виявлення нових понять щодо атома та хімічних елементів. Вона могла виникнути лише у наш час. Але корені її йдуть глибоко в минуле науки і ми зараз бачимо, як розрізнені вишукування численних учених минулих століть, не зовсім зрозумілі сучасникам, під впливом великих наукових узагальнень нашого часу приймають нові форми, отримують нову сутність і виявляються між собою пов'язаними» [11].

Базуючись на досягненнях сучасної атомістики учений усі хімічні елементи Менделєєвської системи класифікує на шість груп: благородні гази, благородні метали, циклічні елементи, розсіяні елементи, елементи сильно радіоактивні, елементи рідкісних земель і наводить маси геохімічних груп хімічних елементів у літосфері. Він виділяє чотири форми їх знаходження у земній корі:

- молекули та їхні сполуки у мінералах, гірських породах, рідинах і газах;
- хімічні елементи у живій речовині;
- елементи у кремнієво-алюмінієвих магмах;
- стан розсіяння хімічних елементів.

* Мається на увазі XX століття.

Велику роботу провів В.І. Вернадський щодо вивчення рідкісних і розсіяних елементів (рубідію, цезію, талію та ін.), геохімія яких детально описана у серії статей [14].

В.І. Вернадський обґрунтовує термодинамічний підхід до вивчення геосфер і земних оболонок, виділяє три головних форми енергії геохімічних міграційних процесів: космічну, планетарну і внутрішню енергію матерії. «Можливість ототожнення геосфер і земних оболонок з явищами фізико-хімічних рівноваг, що характеризуються певними параметрами, з якими пов'язуються і на основі яких розглядаються усі спостережувані в них явища, дозволяє спиратися в геохімії на теоретичні побудови фізичної хімії... Вивчаючи земні оболонки з цієї точки зору можна говорити про знаходження в них *термодинамічних геосфер*, які визначаються у своїх властивостях температурою і тиском...

Але в геохімії виключного значення набувають ще декілька змінних, з яких особливо має значення *форма знаходження* хімічних елементів... У біосфері такою змінною є *жива речовина*», яка «є однією з форм знаходження хімічних елементів. *Можна говорити про форми знаходження елементів, як про особливі змінні величини земних динамічних рівноваг*» [11].

Саме цією цитатою розкривається суть тези В.І. Вернадського щодо необхідності вивчення «історії хімічних елементів» земної кори і планети в цілому, яка повторюється у більшості його наукових праць. Саме у вивченні часових закономірностей зміни форм знаходження хімічних елементів та їх ізотопів у біосфері полягає термодинамічний підхід, який успішно застосовується у сучасних наукових дослідженнях [15].

Геохімія та мінералогія сполук силіцію – сфера найбільш ранніх інтересів та розробок В.І. Вернадського. Його перша експериментальна робота в Парижі у лабораторії *College de France* (пізніше – *Ecole de mines*) у співпраці з видатними хіміками і геологами А.-Л. Ле Шательє та Ф. Фуке стосувалася геохімії силікатів та була опублікована у 1891—1892 рр. французькою і російською мовами [16]. «Кремній вирисовується у всесвіті як елемент, що має виключне значення. Він зосереджується, ймовірно, у зовнішніх оболонках небесних світил. О. Ферсман... пов'язує це з особливою будовою ядра кремнію аналогічно Fe і Mg» [11].

У той же період В.І. Вернадський зацікавився іншим елементом світобудови, аналогом силіцію – вуглецем. «Вуглець – один з найважливіших хімічних елементів земної кори. Його значення у ній несумірно велике порівняно з кількістю його атомів, що в ній знаходяться» [11]. Можливо, саме у кінці 80-х – на початку 90-х років XIX століття, під впливом лекцій Л. Пастера та І.І. Мечникова зародилися ідеї біогеохімії, які через 30 років висунули В.І. Вернадського «на арену світової науки» [6].

Вчення про хімічний склад живої речовини і біосфери у творчості В.І. Вернадського знаходиться в центрі світобудови. Через призму його наукової парадигми найбільш яскраво сконцентровано пізнання ролі живих організмів в історії планети Земля, теоретичну основу якого складає це вчення. У різноманітні розмірів, морфології та фізіології живих організмів загальною умовою їх життєдіяльності є обмін речовин з середовищем існування. Незважаючи на незначну відносну масу у зовнішніх оболонках Землі, сумарний ефект геохімічної діяльності організмів з урахуванням фактора часу має важливе планетарне значення. Організми, поглинаючи хімічні елементи селективно, виходячи з фізіологічних потреб, викликають у навколишньому середовищі біогенну диференціацію хімічних елементів.

У вченні В.І. Вернадського про живу речовину тісно переплітаються природознавчі та філософські аспекти. «Все живе утворюється з живого у біосфері, комплекс фізико-хімічних явищ в якій точно обмежений та визначений» [17]. Утворення живого лише з живого досі не отримало наукового пояснення та дає підстави для розширення поглядів на життя від земного до космічного явища.

Спираючись на праці Л. Пастера та П. Кюрі щодо дисиметрії живого В.І. Вернадський вважав, що жива речовина існує в особливому просторі, геометрія якого відрізняється від геометрії земних абіогенних тіл. Початковою стадією абіогенезу вчений вважає утворення Місяця, коли спіральньо-вихровий рух земної речовини створив умови для тимчасо-

вого виникнення дисиметрії на поверхні планети. Саме до цього короткочасного періоду (якщо, звісно, життя зародилося на Землі) відноситься утворення біосфери та живої речовини, яка повинна була виникнути у вигляді сукупності організмів – біоценозів [17].

Вплив організмів на навколишнє середовище безперервно здійснюється протягом геологічної історії – близько 4 млрд років*. Постійно існуючу планетарну сукупність організмів В.І. Вернадський розглядав з позицій геохімії як особливу форму матерії – живу речовину, головною властивістю якої є постійний і безперервний масообмін хімічних елементів з навколишнім середовищем. У геохімії елементів – йоду, марганцю, кисню, алюмінію, магнію, кремнію – «ми всюди бачили вирішальне значення в міграції їх атомів живої речовини, вочевидь пов'язаної з властивостями атомів вуглецю. Той же вплив життя розкривається незмінно й для інших елементів» [11]. З цієї причини діяльність живої речовини виступає провідним чинником геохімічної еволюції зовнішньої частини планети. Ці міркування покладено в основу нового наукового напрямку – біогеохімії, який, вивчаючи історію формування хімічного складу літосфери під впливом живої речовини, нерозривно пов'язує живу та неживу речовину нашої планети, що завжди розділені «різкою неперехідною межею» [20].

В.І. Вернадський не роз'єднував поняття живої речовини і біогеохімії. Підготована до друку в 1929 р. збірка «Жива речовина» була видана через десять років під назвою «Біогеохімічні нариси». Автор писав: «Пройшло багато часу та маса втрати часу і зусиль доки я добився видання – переконавшись, що потрібно змінити назву. Ця збірка, сильно пощипана цензурою (неосвіченою анекдотично), ...виходить під заголовком «Біогеохімічні нариси» лише зараз, у 1940 р. ...Ця книга була надрукована і повинна була вийти в 1930 р. під заголовком «Жива речовина»**. Тут вперше вводиться поняття «живої речовини», як сукупності організмів, що беруть участь у геохімічних процесах. «... Живою речовиною я називатиму... сукупність організмів, зведених до маси, хімічного елементарного складу та до енергії» [22]. «У такому застосуванні «жива речовина» є новим поняттям у науці» [23].

В.І. Вернадський вважав, що будь-який організм є невід'ємною частиною земної кори, являє собою механізм, що її змінює, та може бути відділений від неї лише в нашій абстракції. Повне уявлення про нього можна отримати лише за сполученого вивчення його морфологічних та фізіологічних властивостей у поєднанні з геологічними, зокрема, геохімічними – його зміни внаслідок сукупності хімічних явищ у біосфері [24].

У роботі «Два синтези космосу» вчений застерігає дослідників від надмірного захоплення абстрагованим знанням, відірваним від діалектичного розуміння всієї природи як єдиного цілого. Потужний апарат математичних і фізичних абстракцій виявляється даремним, як тільки вчений забуває, що предметом вивчення є не та чи інша модель реальності, а об'єктивна реальність у всьому різноманітті взаємозв'язків речовини та енергії.

У наш час подрібнення наук на окремі наукові дисципліни науковий працівник не має можливості у своїх дослідженнях охопити величезне коло проблем, як це робили найвидатніші натуралісти минулого, що давало їм можливість у своїх працях сприймати природу, космос як єдине ціле. Таким був Гете – художник і натураліст водночас. «Це був мудрець, а не філософ, мудрець-природознавець» [25]. Таким же постає перед нами і В.І. Вернадський. У поставленні проблем він виходить не лише з єдності природи, але й із єдності колективної людської свідомості, розглядаючи її мультиаспектний розвиток в історичному розрізі. Він прагне знайти джерела зародження наукового пізнання і бачить, як одна й та сама реальність, наближаючись до наукової істини, може в свідомості поколінь набувати форми поетичної картини, релігійного міфу або натурфілософської абстракції, залежно від етапу розвитку суспільства [26].

* Тут наведено сучасну оцінку. В.І. Вернадський вказував вік найдревнішого мінералу 2 млрд років, посилаючись на роботи [18, 19].

** Цитується за [21].

Сучасна диференціація природничих наук призвела до втрати розуміння зв'язку між природними явищами, взаємозумовленості природних процесів [27]. Тому доречно висловити припущення про те, що одним зі способів вирішення парадоксу доповненості у пізнанні може стати створення в майбутньому принципу Великого доповнення, що уможливлується узагальненням принципу Н. Бора стосовно проблеми космології (єдності та протилежності живої та неживої речовини). На цій основі В.П. Казначеев формулює наступний постулат: «Будь-яке масштабне дослідження неживої матерії (на рівні меґасвіту, космологічних об'єктів) повинно бути доповнено результатами дослідження живої речовини (включаючи розумну речовину) такого ж масштабу. І навпаки: крупномасштабне дослідження живої речовини (включаючи розумну живу речовину) повинно доповнюватися новими знаннями щодо організації потоків неживої матерії аналогічного масштабу» [28].

Аналізуючи особливості біологічного пізнання, які склалися історично, В.І. Вернадський неодноразово підкреслював, що при вивченні земного життя біологія зосереджується на власне живому організмі, вичленяючи його з навколишнього середовища, з яким він нерозривно пов'язаний. «Вивчаючи живі організми, біологи в більшості своїх робіт лишають без уваги нерозривний зв'язок, найтіснішу функціональну залежність, яка існує між навколишнім середовищем і живим організмом. Ясно усвідомлюючи організованість організму, вони абсолютно не враховують організованість середовища, в якому живе організм, тобто біосфери» [23]. Цим критичним аналізом спрямованості біологічних досліджень фактично було закладено основи сучасної екології – науки про взаємодію організмів та їх угруповань між собою і з навколишнім середовищем (термін запропоновано у 1866 р. Е. Геккелем), яка наразі об'єднує природо- та суспільствознавців у пізнанні еволюційного розвитку біосфери.

Конттури біогеохімії обрисовувалися поступово на фоні загального розвитку природознавства. Основні ідеї цієї науки зорієнтовані на оцінювання явищ життя, діяльності живої речовини з наукових позицій, тобто «числом і мірою». Разом з тим вони невідомо торкалися сфери споконвічних інтересів релігії, філософії, та, відповідно, ідеології. Ця обставина в усі часи вимагала непересічних якостей від особи дослідника.

Розвиткові ідей біогеохімії сприяли роботи багатьох вчених. Найбільш помітний слід в історії цих ідей залишили неординарні фігури видатних вчених, які водночас були яскравими особистостями. Наприкінці XVIII ст. завдяки відкриттю кисню, азоту, двооксиду вуглецю (вуглекислого газу) та розшифруванню хімічного складу повітря у наукових колах Парижу і Лондона активно обговорювалося значення газів у житті рослин. До цього періоду відносяться роботи А. Лавуазьє щодо кількісного оцінювання хімічних елементів, які беруть участь у реакції, та явища еквівалентного обміну кисню і вуглекислого газу у рослинах. Цими роботами було закладено основу сучасних уявлень щодо геохімії вуглецю в біосфері. Переконавшись, що головний хімічний елемент органічної речовини – вуглець – рослини отримують з атмосфери, а при розкладенні рослинних залишків – він повертається у вигляді вуглекислого газу, А. Лавуазьє дійшов висновку щодо універсальності колообігу при взаємодії живих організмів з природою. У його трактаті «Колообіг елементів на поверхні Земної кулі» обґрунтовано ідею щодо циклічного обміну хімічних елементів між трьома царствами природи: мінеральним, рослинним та тваринним та поставлено питання, на яке 200 років по тому біогеохімія прагне дати відповідь: «Якими шляхами здійснює природа цей дивовижний колообіг речовин між трьома своїми царствами?».

На початку XIX ст. Де Соссюр досяг сучасного розуміння щодо живлення рослин. У зв'язку зі з'ясуванням живлення рослин зразу ж перед людством постала в усій силі різниця між тваринами і рослинами і той колообіг речовин, який викликано на нашій планеті їхнім спільним існуванням. Ця думка, певне, виникла незалежно у багатьох природознавців. У 1779 р. президент Лондонського королівського товариства шотландський лікар Прингл яскраво намалював ту своєрідну картину рівноваги, яка існує між тваринами та зеленими рослинами, але яка являє собою тільки побічний коловий процес, що відбува-

ється лише за рахунок частини кисню – «життєвого газу», як називав його Лавуазьє, що виділяється зеленими рослинами [24].

Ця проблема залишалася в центрі уваги протягом XIX ст. У 1841 р. два видатних французьких вчених Ж.-Б. Дюма і Ж.-Б. Буссенго сформулювали ідею циклічного колообігу газів між живими організмами і атмосферою у дещо парадоксальній формі: «... ми бачимо, що первинна атмосфера Землі розділилася на три великих частини: одна з них утворює сучасне атмосферне повітря, інша – представлена рослинами, третя – тваринами... Таким чином, все, що повітря дає рослинам, рослини надають тваринам, тварини ж повертають повітря; вічне коло, в якому життя тріпотить та виявляється, але де матерія лише змінює своє місце».

Обмін речовин між живими організмами та навколишнім середовищем не обмежується колообігом газів. Наступний крок у пізнанні біогеохімічних циклів на суші пов'язано з дослідженнями видатного німецького хіміка Ю. Лібіха, який визначив два головних шляхи надходження хімічних елементів у рослини – через газовий обмін та з водних розчинів. По суті він вперше застосував метод сполученого аналізу, який наразі широко застосовується у геохімії ландшафтів, що виявилось у послідовному визначенні складу ґрунтів та вмісту мінеральних речовин у різних органах рослин і тварин, а також продуктах їх життєдіяльності. Ю. Лібіх довів експериментально вибірковість поглинання хімічних елементів рослинами, чим було закладено основу теорії мінерального живлення рослин, та започаткував вивчення циклічної міграції елементів у системі «ґрунт–рослина–ґрунт», яка в подальшому отримала назву біологічного колообігу. Визначивши шляхи експериментального вивчення біогеохімічних циклів хімічних елементів, він перевів проблему взаємодії живих організмів з мінеральним середовищем з галузі філософських побудов до площини конкретних наукових досліджень і практичної діяльності. У його книзі «Хімія у доповненні до рільництва та фізіології рослин» (Німеччина, 1840) вперше здійснено спробу розглянути долю народів та країн у зв'язку з порушенням природного масообміну окремих хімічних елементів.

Низка спостережень і досягнень, які вказували на величезне значення організмів у земній корі, зокрема, в хімічних її процесах потребувала систематичного зведення і наукового оброблення з позицій загального проявлення властивостей усього живого. Численні, проте розрізнені факти і гіпотези потребували узагальнення на новій методологічній основі, яку надала геохімія. Згідно принципів цієї науки, будь-який об'єкт можна охарактеризувати співвідношенням атомів хімічних елементів, які його утворюють. Геохімічний підхід дозволяє зіставляти і порівнювати різноманітні тіла і процеси. Зокрема, визначивши середній сумарний хімічний склад живих організмів Землі і порівнявши його з середнім складом земної кори, можна оцінити спрямованість геохімічної діяльності живої речовини у часі. Геохімічний підхід дає можливість об'єктивно, на строго науковій основі оцінити планетарний ефект діяльності живої речовини або окремих груп живих організмів.

В.І. Вернадський зазначав, що біогеохімічні проблеми почали його цікавити з 1891 р., коли він приступив до роботи зі створення курсу генетичної мінералогії у Московському університеті. Очолюючи кафедру мінералогії Московського університету В.І. Вернадський читав курс генетичної мінералогії, у якому особливу увагу приділяв історії утворення мінералів. Вивчення природних процесів на атомарному рівні було покладено вченим в основу фундаментальних положень геохімії щодо міграції хімічних елементів у земній корі, форм їх знаходження і явища їх розсіювання, які зіграли визначальну роль у формуванні біогеохімії.

У 1916 р. В.І. Вернадський починає багаторічну працю над створенням «науки про життя». Передусім необхідно було розробити підхід до об'єктивного оцінювання живої речовини та ефекту її діяльності. Шляхи вирішення цього завдання В.І. Вернадський намітив у 1918—1919 рр., коли під його керівництвом здійснювалися перші біогеохімічні дослідження в Україні, де він очолював новостворену Академію наук. На початку 20-х рр. він викладає свої ідеї у доповідях в Петрограді, Празі, а затим у курсі лекцій, прочитаних

в Сорбонні. «Щоб вірно оцінити значення живої речовини, ми повинні знати для цього, по-перше, середній елементарний хімічний склад усіх організмів живої речовини та, по-друге, виразити його кількісно, знати вагу живої речовини. Цей склад і вагу ми повинні пов'язати зі складом і вагою середовища, в якому земна речовина знаходиться» [29].

У результаті титанічних зусиль В.І. Вернадського у 1928 р. було створено Біогеохімічну лабораторію АН СРСР, яку він очолював до кінця своїх днів. На жаль, з причин невеликої чисельності співробітників лабораторії та недостатності коштів експериментальні дослідження обмежувалися визначенням вмісту хімічних елементів у різних організмах. Велика і дуже трудомістка робота з визначення мас живих організмів залишилася нездійсненою. Ці роботи було широко розгорнуто після смерті В.І. Вернадського у другій половині ХХ ст. екологами, ґрунтознавцями, океанологами. Отримані ними дані щодо динаміки живої речовини повністю підтвердили думки В.І. Вернадського щодо біогеохімічних циклів міграції хімічних елементів як основи існування біосфери.

За ініціативи В.І. Вернадського в середині 30-х років ХХ ст. було розпочато розроблення біогеохімічного методу пошуку родовищ корисних копалин, який втілено його учнями й послідовниками [30, 31]. Наразі цей метод успішно застосовується для пошуків родовищ берилію, бору, ванадію, золота, кобальту, нікелю, літію, міді, молібдену, урану, радію, свинцю, селену, цинку, цирконію та інших елементів.

В.І. Вернадський вираховував сумарну кількість живої речовини в біосфері Землі, з'ясував величину енергії, що міститься в ній, ретельно дослідив процес поглинання сонячної енергії за допомогою хлорофілу зеленими рослинами суші і водоростями Світового океану, відстежив шляхи її перетворення та впливу багатьох «вадозних» мінералів, власних виключно біосфері, з'ясував характер надходження сонячної енергії в глибини Землі при захороненні створеної нею органічної матерії та дав аналіз усіх перетворень, які відбуваються в живій, біокосній та неживій речовині цієї найважливішої для людини оболонки Землі.

Результати досліджень В.І. Вернадський виклав у численних статтях, книзі «Біосфера», вперше опублікованій у 1926 р. та у фундаментальній праці «Хімічний склад біосфери Землі», опублікованій після його смерті.

Аналізуючи еволюційні процеси у розрізі «біогеохімічних проявів життя» вчений сформулював фундаментальні біогеохімічні принципи та визначив чинники біогенної міграції хімічних елементів, серед яких «найбільш потужною формою біогенної міграції» є «зміни в положенні атомів унаслідок вкинутих організмами в біосферу нових речовин» [32], чим було закладено основи теорії біогенезу та техногенезу, розвинутої в подальшому у працях О.Є. Ферсмана [33].

Радіогеологія (ядерна геологія, ядерна геохімія) – одна з найбільш молодих геологічних наук, що сформувалася на початку ХХ століття та отримала розвиток у багатьох країнах світу. В Росії В.І. Вернадський першим зрозумів важливість вивчення радіоактивних процесів для геології. У світі дослідження в галузі ядерної геохімії розпочалися незадовго після відкриття явища радіоактивності А. Беккерелем наприкінці 1895 р. Багато важливих відкриттів належить П. Кюрі, який спільно з Л. Лабордом встановив, що радіоактивний розпад супроводжується виділенням теплоти, кількість якої пропорційна числу розпадів. Він же висунув ідею щодо можливості визначення геологічного часу за радіоактивним розпадом природних ядер. У 1902 р. у виступі на засіданні Французького фізичного товариства П. Кюрі зазначив, що стала швидкість радіоактивного розпаду надає людству міру часу – «еталон часу», який не залежить від протікання процесів на Землі. Практичну можливість визначення віку природних об'єктів за накопиченням продуктів розпаду довели Б. Болтвуд та Е. Резерфорд у 1904 р.

Р. Стретт у 1906 р. та Д. Джолі у 1908 р. оцінили геологічне значення цього відкриття. Р. Стретт провів велику роботу щодо визначення вмісту U, Th, Ra і He в мінералах і породах. У 1908 р. він показав, що величина співвідношення He/U залежить від геологіч-

ного віку мінералів.

Ці відкриття спонукали В.І. Вернадського до поглибленого вивчення ролі радіоактивності в енергетиці геологічних процесів. Його інтерес до явищ радіоактивності виявився у 1908 р. на з'їзді Британської асоціації наук у Дубліні після доповіді Д. Джолі щодо ролі радіоактивності в земних процесах. Ця доповідь та її обговорення з Д. Джолі спонукали В.І. Вернадського до організації робіт щодо вивчення радіоактивності земних надр Росії. Основні завдання нового напрямку геохімії було поставлено В.І. Вернадським ще у 1910 р.: «Уже зараз у картині реальної природи висунуто значення радіоактивності для пояснення теплоти земної кулі, для визначення її віку, для ліку роками геологічних періодів, для утворення гірських ланцюгів; ми бачимо її прояв у вченні про атмосферну електрику, про хімічні реакції земної поверхні» [34].

В.І. Вернадського вважають засновником радіогеології як окремого наукового напрямку. «Наразі можна і потрібно говорити про утворення нової науки – радіогеології, науки про радіоактивні властивості нашої планети, про радіоактивні явища, які їй властиві й у ній відбуваються. Ця нова галузь знання знаходиться у швидкому становленні та повинна бути зараз освоєна й осмислена і теоретично, і практично...» [35].

Цю нову галузь він пізніше назвав радіогеологією та дав їй визначення: «Радіогеологія вивчає хід радіоактивних процесів на нашій планеті, їх відображення та їх прояв у геологічних явищах» [36].

Першим завданням, поставленим В.І. Вернадським перед вітчизняною наукою, було дослідження радіоактивних мінералів та їх родовищ на території Росії. Починаючи з 1908 р. він постійно проводив величезну роботу щодо організації експедицій та створенню лабораторної бази для пошуків та вивчення радіоактивних мінералів. У перших експедиціях 1908—1913 рр. разом з В.І. Вернадським брали участь К.А. Ненадкевич, О.Є. Ферсман, Д.С. Белянкін, Я.В. Самойлов, Л.О. Кулик, В.І. Крижановський, Б.Н. Лінденер, Г.І. Касперович, Є.Д. Ревуцька, Д.І. Щербаков, Й.І. Танатар, Є.С. Бурксер та ін. Хід досліджень радіоактивних родовищ відображався у «Працях Радієвої експедиції Академії наук»; в основному це були експедиції на Урал, в Приуралля, Байкал і Забайкалля, Ферганську область і Кавказ. Відкриття радіоактивних руд у Фергані, пошуки на Уралі та в Забайкаллі дозволили створити власну сировинну базу. У грудні 1921 р. учень В.І. Вернадського В.Г. Хлопін отримав перший російський радій з ферганської руди. За ініціати́ви В.І. Вернадського у січні 1922 р. на базі постійної Радієвої експедиції Академії наук, створеної у 1913 р., в Петербурзі було засновано Радієвий інститут, який сьогодні носить ім'я В.Г. Хлопіна, та його філію в Москві. У той час Радієвий інститут був єдиною організацією з вивчення природної радіоактивності, де поряд з фізичним і хімічним відділеннями, функціонувало радіогеологічне (Й.Є. Старик, Л.В. Комлев та ін.).

В.І. Вернадський вказував на необхідність подібних досліджень у південних регіонах, передусім на узбережжі Чорного і Азовського морів. У 1916 р. таке завдання було поставлено Радієвою експедицією, і у 1917 р. Є.С. Бурксер, який завідував радієвою лабораторією Одеського відділення Технічного товариства, розпочав його виконання за дорученням Академії наук.

В.І. Вернадський розробив і розпочав реалізацію широкої програми робіт з вивчення радіоактивності мінералів і порід:

- розподіл радіоактивних елементів у речовині Землі з метою побудови радіогеологічної карти земної поверхні;
- пошуки радіоактивної сировини;
- геохронологія – можливість визначення геологічного часу за радіоактивним розпадом природних ядер;
- геотерміка – вивчення явища радіоактивності для пояснення тепла земної кулі;
- радіоактивність та енергетика;
- радіоактивність та медицина;
- радіоактивність та біосфера.

Метою радіогеологічної карти є виявлення зв'язку геотерміки та структур літосфери. «Ясно, що така карта повинна дати розподіл фізично дуже різних та дуже важливих ділянок на земній поверхні: суміжних областей, які термічно дуже неоднорідні... Такі суміжні області повинні мати велике значення для різних геологічних та геофізичних явищ, і на цих смугах повинні мати місце нові явища, в інших місцях відсутні» [37]. Природно, така карта могла бути побудована лише після накопичення величезного банку даних щодо концентрацій урану, торію і калію в гірських породах тієї частини літосфери, яка доступна для систематичного опробування. Радіогеологічна карта території СРСР була побудована лише в кінці 1970-х рр. у Всесоюзному геологічному інституті в Ленінграді А.А. Смиловим, який узагальнив результати досліджень багатьох колективів.

З проблемою радіоактивності гірських порід тісно пов'язано дослідження термічної історії Землі та сучасної геотерміки. Цей напрям розвивається у роботах О.О. Любимової, А.А. Смилова, Я.Б. Смирнова, В.І. Кононова, Б.Г. Поляка, О.Б. Сафронова та ін.

Пошуковий напрям у початковий період розвитку був спрямований передусім на пошуки радію, який у ті роки був єдиним джерелом радіоактивного випромінювання. У 1920—1930-ті рр. було виявлено значний вміст радію у високомінералізованих хлоридно-кальцієво-магнієвих пластових водах нафтових родовищ. З нафтових розсолів було налагоджено промислове вилучення радію [38]. У цих роботах брали участь Л.М. Богоявленський, В.І. Вернадський, В.І. Баранов, І.Д. Курбатов, В.В. Чердинцев та ін.

Наступний етап пошуково-геохімічного напрямку ядерної геохімії пов'язаний з пошуками сировини для атомної промисловості – уранових родовищ. Протягом 1930—1940-х рр. основним об'єктом вивчення були граніти, найбільш збагачені радіоактивними елементами порівняно з іншими типами порід. Починаючи з 1950-х рр. інтенсивно досліджується геохімія урану в зв'язку з процесами рудоутворення.

В Україні пошуки урану ведуться з 1944 р. У 1945 р. було відкрито Першотравневе – перше в СРСР уранове родовище, згодом – Жовторічинське. У 1953 р. в Інституті геологічних наук АН УРСР було створено відділ № 5, на базі якого у 1965 р. – Сектор металогенії під керівництвом Я.М. Белевцева. Наразі в Інституті геохімії навколишнього середовища НАН України продовжується широкий комплекс експериментальних досліджень щодо з'ясування природи утворення уранових руд.

У процесі розвитку пошукової геохімії урану виник новий самостійний напрям, що застосовується наразі у різних галузях геології – ізотопна геохімія. Це – вивчення співвідношення окремих радіонуклідів, що входять у природні ряди розпаду. Метод, що використовує ці співвідношення, називається ізотопним нерівноважним методом. Його засновник – В.В. Чердинцев – передбачив теоретично та довів аналітично (спільно з П.І. Чаловим) наявність ізотопних зсувів у природному урані для співвідношення $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. У сучасній геохімії та космохімії широко використовуються ізотопні методи вивчення співвідношення природних та штучних ізоотопів [39], які мають також прикладне значення, зокрема, в екологічних дослідженнях [40].

Особливу увагу в роботах з радіогеології В.І. Вернадський приділяв проблемі геологічного часу – «точного визначення геологічного віку найбільш древніх ділянок суші» [35], яка має важливе прикладне значення для побудови геологічних карт, для пошуків, розвідки і виявлення закономірностей розміщення різних видів корисних копалин. З метою широкого впровадження радіологічних методів у геологічні дослідження, вікової кореляції різних формацій земної кори за ініціативою та під головуванням В.І. Вернадського у 1931 р. була організована Міжвідомча, а в 1937 р. – Міжнародна комісія з визначення абсолютного віку геологічних формацій, до якої від Радянського Союзу увійшли В.І. Вернадський (співголова), В.Г. Хлопін та Й.Є. Старик. У 1950 р. Комісія з визначення абсолютного віку геологічних формацій була організована при Академії наук СРСР під головуванням Й.Є. Старика.

Становлення і розвиток радіологічних методів геохронології тісно пов'язано з іменами Й.Є. Старика, Е.К. Герлінга, Л.В. Комлева, Е.В. Соботовича, І.М. Горохова, Ю.В. Кузнєцова, Х.А. Арсланова та ін. На ранніх етапах розвитку радіогеології для визначення віку

гірських порід використовувався гелієвий метод. При вирішенні сучасних завдань ядерної геохронології використовуються уран-свинцевий, свинець-свинцевий, калій-аргоновий, рубідій-стронцієвий, радіовуглецевий та інші методи [41]. У 1947 р. А. Холмс вперше зробив загальну шкалу геологічного віку, яка постійно уточнюється.

Перші роботи щодо застосування радіоактивних методів встановлення абсолютного віку мінералів і гірських порід в Україні було розпочато у 1950 р. Є.С. Бурксером в Інституті геологічних наук АН УРСР. У 1960—1962 рр. М.П. Семененко на основі аналітичних результатів, отриманих у лабораторіях Інституту геологічних наук та Інституту фізичної хімії АН УРСР, вніс істотні корегування до геохронологічної шкали докембрію [42]. У 1965 р. відділ абсолютного віку та ядерних процесів очолив М.П. Щербак, котрий заснував єдину в Україні ізотопно-геохронологічну лабораторію, де розвиваються калій-аргоновий, рубідій-стронцієвий, уран-свинцевий, самарій-неодимовий методи визначення віку гірських порід. Микола Петрович Щербак, протягом 1977—2008 рр. директор Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, наразі очолює геохронологічну школу в Україні. Під його керівництвом продовжуються роботи з уточнення хроностратиграфічних схем та узагальнення геохронологічних даних [43].

У 1969 р. у створеному за ініціативи М.П. Семененка Інституті геохімії і фізики мінералів АН УРСР відділ ядерної геохімії та космохімії очолює Емлен Володимирович Соболевич, який організовує низку лабораторій: радіовуглецеву, масс-спектрометричну, нейтронно-активаційного та ядерно-фізичного аналізу. Йому належить світовий пріоритет у розробленні і впровадженні методу свинцево-ізохронного датування, який наразі вважається найбільш коректним та інформативним [44].

Починаючи з 1970 р. здійснюється радіовуглецеве датування донних морських та океанічних відкладів Азовського, Чорного, Середземного морів, Атлантичного, Індійського, Тихого океанів [45]. Широка географія досліджень – від льодовиків Кавказу і Камчатки до історичних пам'яток України – визначила міжнародне визнання радіовуглецевої лабораторії, що нині функціонує в Інституті геохімії навколишнього середовища НАН України, яка наразі є однією з провідних у Європі.

Ще наприкінці XIX ст. увагу В.І. Вернадського притягала зростаюча технічна могутність людства, масштаби діяльності якого ставали порівнянними з впливом найбільш потужних геологічних процесів. Ця діяльність у фізико-географічному і хімічному відношенні незворотно змінює весь лик Землі, всю її природу [46].

Подібні думки народжувалися під впливом сучасників і попередників В.І. Вернадського. У 1933 р. американський геолог Чарлз Шухерт запропонував розглядати сучасну епоху як початок нової психозойської ери історії Землі, підкреслюючи цією назвою значення психічної діяльності людства як геологічного чинника [47]. Російський вчений А.П. Павлов, який запросив В.І. Вернадського викладати мінералогію в Московському університеті, також вважав, що з появою на Землі людини почався новий геологічний період, який він запропонував назвати антропогенним [48].

Уже в курсах «Мінералогії», які видавалися протягом роботи в Московському університеті В.І. Вернадський відзначав мінерали та хімічні сполуки, які утворилися внаслідок індустріальної діяльності та давав перші оцінки сумарного обсягу і ваги таких «техногенних» мінералів. У праці «Досвід описової мінералогії» (1912—1922), що охоплює всі самородні, включаючи газоподібні, елементи та їх сірчисті і селенисті сполуки, вчений повсюди включає розділи «Діяльність людини», «Праця людини» тощо [49]. Звертаючись до впливу людської діяльності на гідросферу вчений писав «Уся природа плейстоцену, вся біосфера змінюється діяльністю цивілізованого людства. «Незаймані» річки швидко щезають або зникли і замінилися утвореннями нового типу, новими водами, раніше не існувалишими... На всій біосфері змінюються і зникають старі види поверхневих, пластових вод, вод ґрунтів і джерел, створюються нові культурні води» [50].

Паралельно з вивченням впливу людської діяльності на зміну природи Землі у 1914—1916 рр. В.І. Вернадський починає розробляти вчення про біосферу – унікальну оболонку планети, в якій зосереджено життя. У цей термін, вперше застосований Е. Зюссом, В.І. Вернадський вклав новий, більш глибокий сенс. Ця єдина область поширення живої речовини планети, що протягом геологічної історії перетворювала лик Землі, корінним чином визначала динаміку літосферних, гідросферних та атмосферних процесів і подій. За цей період часу, живлячись енергією космічних випромінювань, біосфера сформувала складні саморегулюючі механізми, які забезпечили їй внутрішній саморозвиток і засоби захисту від руйнівних чинників космічного середовища. Він охарактеризував моноліт живої речовини і біосферу планети як явища вічні в геологічному часі, які водночас еволюціонують в силу удосконалення організованості, перерозподілу значення форм, видів, окремих організмів живої речовини у бік збільшення значення тих, які своєю життєдіяльністю максимізують біогеохімічну енергію в біосфері. «Еволюція видів, яка веде до створення форм життя, стійких у біосфері, повинна йти у напрямі збільшення проявів біогенної міграції атомів у біосфері» [51].

У середині ХХ століття з біосферознавства В.І. Вернадського виклинується низка нових наукових напрямів, в основу яких покладено його геохімічні, радіогеологічні, біогеохімічні ідеї:

- екологічна геохімія;
- еволюційна екологія;
- еволюційна біогеографія;
- геохімія ландшафтів;
- морська геологія;
- біогеоценологія.

Вивчення міграції природних та штучних радіонуклідів у біосфері, передусім пов'язане з радіоактивним забрудненням середовища, отримало назву *радіоекології*. Перші радіоекологічні дослідження було розпочато ще у 1930-ті рр. за ініціативи В.І. Вернадського під його керівництвом у Біогеохімічній лабораторії, яка в подальшому була перетворена А.П. Виноградовим в Інститут геохімії та аналітичної хімії ім. В.І. Вернадського. Роботи того часу полягали у вивченні природних радіонуклідів, передусім, радію, в рослинах та середовищі їх живлення. У післявоєнний період ці дослідження продовжувалися в Інституті геохімії та аналітичної хімії в Москві, Радієвому інституті в Ленінграді, Уральській філії АН СРСР, відділі радіоекології Комі філії АН СРСР та ін.

У 1950-ті рр. у зв'язку з розвитком виробництва і випробувань ядерної зброї та початком ери атомної енергетики, що призвело до глобального радіоактивного забруднення планети, за ініціативи І.В. Курчатова пріоритетного значення набули роботи з геохімії штучних радіонуклідів у біосфері. Одним з перших дослідників у галузі радіоекології штучних радіонуклідів була Ф.І. Павлоцька. Родоначальником сільськогосподарської радіоекології в Радянському Союзі вважається В.М. Ключковський. Істотний внесок у вирішення радіоекологічних проблем належить Р.М. Алексахіну, Ф.А. Тихомирову, В.М. Прохорову, Ю.А. Полякову, О.Б. Тюрюкановій, О.В. Юдинцевій та іншим. Розвиток цього напрямку в Україні пов'язаний з роботами Б.С. Пристера, М.О. Лощилова, М.П. Архіпова, В.О. Кашпарова, Ю.О. Іванова, Ю.В. Хомутініна.

Інтенсифікація радіоекологічних та радіогеохімічних досліджень в кінці ХХ століття пов'язана зі забрудненням навколишнього середовища після Чорнобильської катастрофи. Саме в цей період фахівцями Інституту геохімії навколишнього середовища НАН України розроблено концептуальні основи формоутворення в геохімії техногенних радіонуклідів [52] та самоочищення радіоактивно забрудненого природного середовища [53]. Особлива увага приділяється проблемам біогеохімії штучних радіонуклідів [54]. Одним з найбільш істотних результатів цих досліджень є унікальна здатність навколишнього природного середовища до протидії техногенному втручання, яка визначається стійкістю біогеохімічних циклів у зв'язку з незначною кількістю штучних речовин, що до них залучаються, та свідчить про

стійкість біосфери на сучасному етапі її еволюції [55].

В.І. Вернадський чітко усвідомлював та передбачав можливі негативні наслідки перетворення біосфери внаслідок геохімічної діяльності людства. Ним вперше було піднято проблему щодо меж впливу людської діяльності на біосферу Землі та її масштабів, сумірних з найкрупнішими геологічними процесами. Учений підкреслював необхідність переходу від стихійного неконтрольованого споживання природних ресурсів до свідомого науково обґрунтованого управління процесами перетворення біосфери. «Приходиться технічний процес спрямувати в інше русло, змінити геохімічну роботу людства в залежності від хімії земної кори» [22].

Доводячи хімічну єдність світу, В.І. Вернадський побачив у вивченні земних атомів шлях до пізнання Космосу і висунув ідею щодо матеріального обміну і енергетичної взаємодії між Землею і Космосом. «Речовина Всесвіту і, не тільки нашої галактики, – єдина. Закони, що їй відповідають, повсюди однакові. Геохімія явно виходить тому за межі геологічних наук та є частиною хімії, вірніше, це – частина науки, яка створюється на наших очах у ХІХ, і особливо, у ХХ столітті – космохімії» [11].

Космічна речовина є унікальним об'єктом дослідження еволюції нашої планети в історичному розрізі. Вивчення доступних космічних об'єктів новітніми методами дало уявлення щодо хімічного, ізотопного, мінерального складу, структурних особливостей метеоритів, тектитів, космічного пилу, ударних астроблем, тунгуських зразків, еволюції космічної речовини, характеру походження і розвитку Сонячної системи, зокрема, нашої планети. Особливий інтерес являють дані щодо ізотопного віку метеоритів, який становить 4,5—4,7 млрд років.

В.І. Вернадський вважав, що саме «... атомна радіоактивна енергія, а не залишкове тепло планети, що охолоджується, як це думали зовсім нещодавно, є основним джерелом того тепла, яке пояснює усі геологічні процеси, що йдуть на Землі... Раніше тепло пояснювалося космогонічними гіпотезами про розтоплену колись планету, чому досі, на жаль, вчать у наших школах» [56].

Детальний аналіз матеріалів щодо будови, хімічного та ізотопного складу, віку земної і космічної речовини, новітні досягнення астрофізики та космохімії лягли в основу побудови космогеохімічної моделі формування Землі [57]. Головна концепція цієї моделі полягає в тому, що речовина метеоритів – це сучасник речовини, з якої утворилася Земля. Ще у 1970-х рр. В.А. Рудник та Е.В. Соботович дійшли висновку, що Земля ніколи не проходила вогняно-рідкої стадії і що земна кора не є «накипом» на поверхні планети подібно до доменних шлаків [58]. У цій моделі час утворення Сонячної системи, Сонця, планет та деяких дрібніших тіл знаходиться в порівняно вузькому інтервалі – 4,6—4,8, а власне Землі – $4,6 \pm 0,1$ млрд років. Це підтверджується найсучаснішими оцінками віку Землі ізотопними методами – 4,54—4,55 млрд років [59], абсолютний вік Місяця оцінюється у 4,53 млрд років [60].

Механізм утворення Землі згідно цієї моделі полягає у поліхронно-гетерогенній акреції, котра встановлює послідовність «вичерпування» металічним зародком планети (внутрішнє ядро) протопланетного матеріалу відповідно до його щільності, питомого поширення та з урахуванням первинної гетерогенності космічної речовини. Периферичні частини первісної Землі були збагачені леткими елементами та їх сполуками, у т.ч. водою. Гідросфера та атмосфера утворилися у процесі наступної дегазації.

В останнє десятиліття свого життя В.І. Вернадський доходить висновку щодо неминучої еволюції біосфери Землі, зумовленої розумовою діяльністю людини, розвитком наукової думки, – у ноосферу. Цей термін, вперше застосований Е. Леруа у статті, написаній в 1927 р. під враженням лекцій В.І. Вернадського в Коледж де Франс (1922—1926), нині став символом майбутнього нашої цивілізації.

Природничо-філософські аспекти еволюції біосфери та формування ноосфери В.І. Вернадський виклав у роботі «Наукова думка як планетарне явище», написаній у

1937—1938 рр. «Завдяки еволюції видів, яка безперервно відбувається та ніколи не припиняється, змінюється різко відображення живої речовини у навколишнє середовище. Завдяки цьому процес еволюції – зміни – переноситься у природні біокосні та біогенні тіла, які відіграють основну роль у біосфері, – в ґрунти, в наземні і підземні води (в моря, озера, річки і т.д.), у вугілля, бітуми, вапняки, органогенні руди і т.п. Ґрунти і річки девону, наприклад, інші, ніж ґрунти третинного часу і нашої епохи. Це область нових явищ, яка заледве враховується науковою думкою. Еволюція видів переходить в еволюцію біосфери.

Еволюційний процес при цьому набуває особливого геологічного значення завдяки тому, що він створив нову геологічну силу – наукову думку соціального людства.

Ми якраз переживаємо її яскраве входження в геологічну історію планети. В останні тисячоліття спостерігається інтенсивне зростання впливу однієї видової живої речовини – цивілізованого людства – на зміни біосфери. Під впливом наукової думки та людської праці біосфера переходить до нового стану – ноосфери» [61].

Перебудова біосфери науковою думкою через організовану людську працю є сучасним результатом стихійного природного еволюційного процесу, що триває понад два мільярди років, а власне людина – неминучий закономірний прояв цього процесу. Водночас вчений застерігає щодо активізації глобальних геологічних процесів унаслідок перетворення довкілля: «...ми повинні відзначити та враховувати, що процес еволюції біосфери, перехід її в ноосферу, явно виявляє пришвидшення темпу геологічних процесів. Тих змін, які виявляються зараз у біосфері протягом небагатьох тисяч років у зв'язку зі зростанням наукової думки та соціальної діяльності людства, не було в історії біосфери раніше» [61]. Ці застереження як ніколи актуальні сьогодні, у час, коли науковою думкою створено зброю, якою практично можна знищити довкілля, технології, що ведуть до глобальних катастроф, коли ми тонемо у відходах, якими отруюємо власні продукти споживання, коли набувши «головної геологічної сили» людство неповною мірою усвідомлює наслідки її застосування.

Проте В.І. Вернадський був щиро переконаний, що наукове знання – геологічна сила, що створює ноосферу, – не може призвести до результатів, які суперечать геологічному процесу, що її створив, що теорії краху цивілізації, самознищення людства – це лише наслідок «недостатньо глибокого проникнення у довкілля». Він напевно сподівався, що врешті-решт у нас вистачить свідомості й розуму не зруйнувати дім, в якому ми живемо. І дуже хотілося б, щоб ці переконання стали меморандумом для майбутніх поколінь науковців.

У червні 1917 р. у листі дружині В.І. Вернадський писав: «Дивно якось себе і весь хід людської історії з усіма її трагедіями та особистими переживаннями оглянути з позицій безпристрасного хімічного процесу природи». Не лише безпристрасний огляд, а й логічне поєднання усіх ланок Знання вирізняють непересічного вченого і мислителя з кола його сучасників та послідовників. Через призму наукової думки В.І. Вернадського усі матеріальні об'єкти навколишнього світу від атомів до космічних тіл, від найпростіших одноклітинних організмів до *Homo Sapiens Faber* поєднані у нову логічну систему біосферознавства, оспіваного й інтегрованого в його творах у цілісну неподільну систему знань. Роль цього видатного вченого, мислителя, філософа у становленні методологічної основи та ідеології природничих наук можна порівняти зі впливом Тараса Шевченка на становлення української культури. І так само, як і Великий Кобзар В.І. Вернадський лишив нам свій заповіт: «Життя святе – є життя за правдою. Це таке життя, щоб слово не розходилося з переконанням, щоб якомога більше, по силам, допомагав я своїм браттям, усім людям, щоб якомога більше хорошого, чесного, високого я зробив, щоб причинив якомога менше, зовсім, зовсім мало горя, страждань, хвороби, смерті. Це таке життя, щоб помираючи я міг сказати: я зробив усе, що міг зробити. Я не зробив нікого нещасним, я домігся, щоб після моєї смерті до тієї ж мети й ідеї на моє місце стало таких же, ні, кращих працівників, ніж яким був я» [62].

В.І. Вернадський, геній якого об'єднав науки про Землю, Життя, Суспільство і Космос, – одна з найвидатніших особистостей в історії науки ХХ ст. Його різностороння дія-

льність залишила глибокий слід в історії світової науки. Він є засновником кількох великих наукових напрямів у сучасному природознавстві. Вершина його наукової творчості – вчення про живу речовину, її планетарну і геохімічну роль та породжену нею унікальну оболонку Землі – біосферу. Його ідеї щодо еволюції біосфери під впливом розумової діяльності людини наразі набувають все більшої актуальності та успішно розвиваються світовою науковою спільнотою.

«Царство моїх ідей – попереду» – писав В.І. Вернадський у 1931 р. А в 1946 р. його учень і сподвижник О.Є. Ферсман писав: «Десятиліттями, цілими сторіччями, будуть вивчатися та поглиблюватися його геніальні ідеї, а в працях його – відкриватися нові сторінки, які слугуватимуть джерелом нових пошуків; багатьом дослідникам доведеться вчитися його гострої, наполегливої і відкарбованої, завжди геніальної, але важко зрозумілої творчої думки; молодим же поколінням він завжди буде слугувати вчителем у науці та яскравим зразком плідно прожитого життя» [6]. Творча спадщина В.І. Вернадського на довгі роки лишиться тим кристалево чистим джерелом, з якого черпатимуть знання та розвиватимуть ідеї науковці нинішнього і майбутніх поколінь.

1. Бояринцев В. Русские и нерусские ученые. – М.: Русская Правда, 2005. – 319 с.
2. Назаров А.Г. Космологический принцип единства жизни и природы в творчестве В.И. Вернадского // Материалы торжественного заседания Президиума РАН, посвященного 140-летию со дня рождения академика В.И. Вернадского. – М.: Ноосфера, 2003. – С. 150–172.
3. Саенко Г.Н. Владимир Иванович Вернадский: Ученый и мыслитель. – М.: Наука, 2002. – 235 с.
4. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. – М.: МГУ, 2000. – 336 с.
5. Щербак Н.П. Владимир Иванович Вернадский. – Киев: Наук. думка, 1988. – 106 с.
6. Ферсман А.Е. Жизненный путь академика Владимира Ивановича Вернадского (1863–1945) // Записки Всероссийского минералогического общества. – 1946. – Сер. 2, ч. 75, вып. 1. – С. 5–24.
7. Вернадский и современность / Под ред. Б.С. Соколова и А.Л. Яншина. – М.: Наука, 1986. – 232 с.
8. Докучаев В.В. Преобразование природы степей: работы по исследованию почв и оценке земель, учение о зональности и классификация почв. 1888–1900 / Под ред. Л.И. Прасолова, И.В. Тюрина // Сочинения. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1951. – Т. 6. – 596 с.
9. Вернадский В.И. Страница из истории почвоведения: Памяти В.В. Докучаева // Научное слово. – 1904. – № 6. – С. 5–26.
10. Berzelius J.J. *Larebok i Kemien*. – Stockholm, 1808–1818. – In 3 vol. Цитується за: Ферсман А.Е. Жизненный путь академика Владимира Ивановича Вернадского (1863–1945) // Записки Всероссийского минералогического общества. – 1946. – Сер. 2, ч. 75, вып. 1. – С. 5–24.
11. Вернадский В.И. Очерки геохимии. – 4-е (2-е рус.) изд. – М.: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1934. – 380 с.
12. Ярошевский А.А. Предисловие // Вернадский В.И. Труды по геохимии. – М.: Наука, 1994. – С. 5–6.
13. Vernadsky W. *La Géochimie*. – Paris: F. Alcan, 1924. – 404 p.
14. Вернадский В.И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре // Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського. – Т. 7: Праці з геохімії та радіогеології. – Кн. 1 / За ред. Е.В. Соботівича, В.В. Доліна, Г.М. Бондаренка, Р.Я. Белєвцева. – Київ, 2012. – С. 655–725.
15. Бондаренко Г.Н. Физико-химическая трансформация техногенных радионуклидов, рассеянных в верхней оболочке Земли // Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського. – Т. 7: Праці з геохімії та радіогеології. – Кн. 2 / За ред. Е.В. Соботівича, В.В. Доліна, Г.М. Бондаренка, Р.Я. Белєвцева. – Київ, 2012. – С. 623–634.
16. Вернадский В.И. О группе силлиманита и роли глинозема в силикатах. – М.: Унив. тип., 1891. – 100 с.
17. Вернадский В.И. Об условиях появления жизни на Земле // Изв. АН СССР. – 1931. – С. 633–653.
18. Hahn O. // *Naturwissensch.* – 1930. – V. 18, № 47/48/49. – P. 1013–1019.
19. Hevesy J. // *Science*. – 1930. – V. 72, № 4. – P. 154.
20. Вернадский В.И. Биосфера, очерки первый и второй. – Л.: Научно-техн. изд-во, 1926. – 146 с.
21. Аксенов Г.П. Закончилось ли научное одиночество В.И. Вернадского? // Знание – сила (Москва). – 26.12.2003. – № 12. – С. 30–37.
22. Вернадский В.И. Труды по геохимии / Под ред. А.А. Ярошевского. – М.: Наука, 1994. – 496 с.
23. Вернадский В.И. Биогеохимические очерки. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – 241 с.
24. Вернадский В.И. Два синтеза космоса // Живое вещество. – М.: Наука, 1978. – С. 12–20.

25. Вернадский В.И. Гете как натуралист // Бюл. Моск. Об-ва. Испыт. Природы: Нов. сер., Отд. геол. – 1946. – Т. XXI (I). – С. 1—37.
26. Флоренский К.П. В.И. Вернадский – натуралист, естествоиспытатель // Бюл. Моск. об-ва. испыт. природы: Отд. геол. – 1963. – Т. XXXVIII (3). – С. 111—119.
27. Сидоренко А.В. Задачи исследований природных ресурсов Земли космическими методами // Исследования Земли из Космоса. – 1980. – № 1. – С. 20—35.
28. Казначеев В.П. Учение В. И. Вернадского о биосфере и ноосфере. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1989. – 248 с.
29. Вернадский В.И. Записка об изучении живого вещества с геохимической точки зрения // Изв. Рос. Акад. наук: Сер. 6. – 1921. – Т. 15, № 1/18. – С. 120—123.
30. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. – М.: АН СССР, 1957. – 238 с.
31. Ковалевский А.Л. Биогеохимические поиски рудных месторождений: Изд. 2-е. – М.: Недра, 1984. – 172 с.
32. Вернадский В.И. Эволюция видов и живое вещество // Природа. – 1928. – № 3. – С. 227—250.
33. Ферсман А.Е. Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – Т. IV. – 587 с.
34. Вернадский В.И. Задача дня в области радия // Известия Академии Наук. – 1911. – Т. 5, № 1. – С. 61—72.
35. Вернадский В.И. О некоторых очередных проблемах радиогеологии // Изв. АН СССР: Сер. 7. ОМОН. – 1935. – № 1. – С. 1—18.
36. Вернадский В.И. О значении радиогеологии для современной геологии // Тр. 17-й сессии Международного геологического конгресса: Москва, 21—29 июля 1937 г. – М., 1939. – Т. 1. – С. 215—239.
37. Вернадский В.И. Радиоактивность и новые проблемы геологии // Основные идеи геохимии. – Л., 1935. – Вып. 2. – С. 23—39.
38. Погодин С.А., Либман Э.П. Как добыли советский радий. – М.: Атомиздат, 1977. – 248 с.
39. Соботович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цюнь О.В., Кононенко Л.В. Справочник по изотопной геохимии. – М.: Энергоиздат, 1982. – 240 с.
40. Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Ветштейн В.Е. и др. Изотопно-геохимические методы оценки степени взаимосвязи подземных и поверхностных вод / Под ред. Э.В. Собоновича. – Киев: Наук. думка, 1977. – 154 с.
41. Старик И.Е. Ядерная геохронология. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. – 630 с.
42. Бурксер Е.С. Развитие геохронологических исследований в Академии наук УССР с 1950 по 1964 г. // Геохронология докембрия Украины. – Киев: Наук. думка, 1965. – С. 189—193.
43. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 2005. – 243 с.
44. Соботович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. – М.: Атомиздат, 1970. – 349 с.
45. Ковалюх Н.Н., Митропольский А.Ю., Соботович Э.В. Радиоуглеродный метод в морской геологии. – Киев: Наук. думка, 1977. – 74 с.
46. Письма Н.Е. Вернадской: 1886—1889 // Архив АН СССР / Сост. Н.В. Филиппова; Отв. ред. Б.В. Левшин. – М.: Наука, 1988. – 304 с.
47. Schuchert C., Dunbar C. A text book of Geology. – N.-Y., 1933. – P. 80.
48. Павлов А.П. Ледниковые и межледниковые эпохи Европы в связи с историей ископаемого человека // Академическая речь. – 1922. – № 2.
49. В.И. Вернадский. Избранные сочинения / Под ред. А.П. Виноградова. – М.: Изд-во АН СССР. – Т. II, 1955. – 615 с. – Т. III, 1959. – 507 с.
50. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Том второй: история природных вод // Избранные сочинения / Под ред. А.П. Виноградова. – М.: Изд-во АН СССР. – Т. IV, кн. 2. – 651 с.
51. Вернадский В.И. Эволюция видов и живое вещество // Природа. – 1928. – № 3. – С. 227—250.
52. Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Кононенко Л.В. и др. Геохимия техногенных радионуклидов / Под ред. Э.В. Собоновича, Г.Н. Бондаренко. – Киев: Наук. думка, 2002. – 332 с.
53. Долін В.В., Бондаренко Г.М., Орлов О.О. Самоочищення природного середовища після Чорнобильської катастрофи // За ред. Е.В. Собоновича. – Київ: Наук. думка, 2004. – 221 с.
54. Орлов О.О., Долін В.В. Біогеохімія цезію-137 у лісоболютних екосистемах Українського Полісся / За ред. Е.В. Собоновича. – Київ: Наук. думка, 2010. – 198 с.
55. Соботович Э.В., Долін В.В. Эколого-геохимические проблемы техногенной эволюции биосферы // Научное наследие В.И. Вернадского и современность / Под ред. Н.В. Багрова, Л.Г. Руденко, Е.А. Позаченюка и др. – Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2013. – С. 29—58.
56. Вернадский В.И. О геологических оболочках Земли как планеты // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. – 1942. – № 6. – С. 251—262.
57. Соботович Э.В. Изотопная космохимия. – М.: Атомиздат, 1974. – 205 с.
58. Рудник В.А., Соботович Э.В. Ранняя история Земли. – Л.: Недра, 1973. – 21 с.
59. Dalrymple G.B. The Age of the Earth. – Stanford University Press, 1991. – 492 p.

60. *Touboul M., Kleine T., Bourdon B. et al.* Tungsten isotopes in ferroan anorthosites: implications for the age of the Moon and lifetime of its magma ocean // *Icarus*. – 2009. – V. 199. – P. 245—249.
61. *Вернадский В.И.* Научная мысль как планетарное явление // Отв. ред. А.Л. Яншин. – М.: Наука, 1991. – 270 с.
62. *Вернадский В.И.* Философские мысли натуралиста. – М.: Наука, 1988. – 520 с.

Долін В.В. «ЦАРСТВО ІДЕЙ» АКАДЕМІКА В.І. ВЕРНАДСЬКОГО В СОВРЕМЕННОМ ЕСТЕСТВОЗНАНИИ (Вместо предисловия)

Эволюция взглядов В.И. Вернадского о мироздании привела к объединению наук о Земле, Жизни и Космосе в единую естественно-философскую парадигму биосфероведения. Генетическая минералогия, геохимия, радиогеология, учение о живом веществе и биосфере и ее эволюции в ноосферу являются гранями целостного научного мировоззрения академика В.И. Вернадского, которое развивается в современном естествознании и есть источником идей для ученых нынешнего и будущих поколений.

Dolin V.V. “THE WORLD OF IDEAS” FROM ACADEMICIAN V.I. VERNADSKY IN MODERN NATURAL SCIENCE (In lieu of the Preface)

The evolution of V.I. Vernadsky’s views on the universe leads to unification of Sciences on Earth, Life and Space forward to indivisible natural & philosophical paradigm biospherology. Genetically mineralogy, geochemistry, radiogeology, doctrine on living matter and biosphere, and its evolution to noosphere are crystal faces of integrated scientific ideology of academician V.I. Vernadsky that is developing in modern natural science and to be a source of ideas for researchers of modern and future generations.

Соботович Э.В., Долин В.В.

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СТАБИЛИЗАЦИИ БИОСФЕРЫ

В развитие идей В.И. Вернадского об эволюции биосферы в ноосферу определены ключевые проблемы ее современной промежуточной стадии – техносферы. Проиллюстрирована временная динамика природного и техногенного катастрофизма. Темпы техногенеза оценены по развитию ядерной энергетики. На примере искусственных радионуклидов рассмотрена интенсивность биогеохимических циклов вещества техногенного происхождения. Определены глобальные задачи экологической стабилизации биосферы.

Ноосфера – биосфера, переработанная научной мыслью, подготовлявшаяся шедшим сотни миллионов, может быть, миллиарды лет процессом, создавшим Homo Sapiens Faber, – не есть кратковременное и преходящее геологическое явление.

В.И.Вернадский

Эта статья – одна из последних работ академика НАН Украины Э.В. Соботовича (1927—2013), основателя Института геохимии окружающей среды НАН Украины и первого в Украине со времен В.И. Вернадского научно-исследовательского отдела биогеохимии в структуре Института. Эмлен* Владимирович развивал ряд научных направлений, основанных академиком В.И. Вернадским: радиохимию, геохимию и радиогеологию, космохимию и метеоритику, учение о живом веществе и биосфере. Именно учение о биосфере и живом веществе сконцентрировано через призму научной парадигмы В.И. Вернадского.

Эволюция биосферы является, пожалуй, ключевой проблемой, нашедшей отражение в большинстве работ В.И. Вернадского и трансформированной в его позднем творчестве в естественно-философское мировоззрение. Наблюдая современное глобальное преобразование окружающей среды, анализируя последствия антропогенной трансформации нашей планеты, в поиске путей преодоления противоречий между человеком и биосферой, мы все чаще обращаемся к трудам этого великого ученого – натуралиста и философа, где обнаруживаем гениальные предвидения происходящих сегодня процессов.

Биосфера, как геологическая оболочка Земли

Исследуя происхождение термина «биосфера», В.И. Вернадский писал: «Понятие «биосферы», т.е. «области жизни», введено было в биологию Ламарком (1744—1829) в Париже в начале XIX в., а в геологию – Э. Зюссом (1831—1914) в Вене в конце того же века» [1]. Первоначально биосферами называли гипотетические глобулы (видимо под влиянием идей французских ученых XVIII века П.Л. Мопертюи и особенно Ж.Л. Бюффона о бессмертных органических молекулах), якобы составляющих живую основу всех организмов. Такое понимание продержалось во Франции до середины века [2]. И хотя в факсимильном издании “Hydrogéologie” [3] этот термин не встречается, Ж.-Б. Ламарком впервые сделана попытка естественнонаучного описания жизни в качестве планетарного явления, т.е. он вплотную подошел к современному пониманию биосферы.

Предтечей естественнонаучного подхода в описании биосферы по праву может счи-

* Из первых букв фамилий Энгельс, Маркс, Ленин.

таться и А. Гумбольдт – один из крупнейших естествоиспытателей XIX века. И в своих ранних работах, и в позднем синтетическом произведении «Космос» он обобщил понимание того, что «...живое вещество есть неразрывная и закономерная часть поверхности планеты, неотделимая от ее химической среды» [4].

На последних страницах книги «Происхождение Альп» Э. Зюсс впервые представляет глобальное видение Земли, состоящей из взаимосвязанных оболочек, окружающих ядро и мантию: атмосферу, гидросферу, литосферу и биосферу. «Единственное, что выглядит чужеродным на этом большом построенном из сфер небесном теле – это, собственно говоря, органическая жизнь. Эта жизнь ограничивается одной определенной зоной – поверхностью литосферы. Растения, чьи корни в поисках питания проникают в почву и одновременно, дыша, устремляются в воздух, – великолепная иллюстрация местоположения жизни в области взаимодействия высших сфер и литосферы. И таким образом на поверхности земной тверди необходимо вычленить независимую Биосферу. Она простирается над сушей и изрезанной [гидросетью] поверхностью, но последовательность развития жабр и легких свидетельствует о том, что именно эта покрытая водой поверхность была первичной средой [обитания организмов]. Жабры на шее человеческого эмбриона – это одно из проявлений следов отдаленного времени, когда эта [покрытая водой] поверхность имела значительно большие размеры и жизнь еще не вышла на сушу. Возникновение и распространение органической жизни в высокой степени зависело от формирования поверхностного образа литосферы» [5] – перевод Н.Н. Григолинской. В дальнейшем он понимал под биосферой (синоним – Лик Земли) тонкую пленку жизни на земной поверхности: «совокупность организмов, ограниченную в пространстве и во времени и обитающую на поверхности Земли» [6].

Такой подход является наиболее распространенным, и вместе с тем наиболее односторонним. В нем биосфера представляется только как современная живая пленка (условно – оболочка) планеты, т.е. достаточно автономная совокупность всех организмов (животных, растений, бактерий), населяющих поверхность Земли и ее гидросферу и проникающих в той или иной мере в приповерхностные зоны атмосферы и литосферы. Такая биосфера сложным образом соотносится с другими геосферами Земли, что лишь усиливает иллюзию ее автономности. Биосфера Вернадского имеет неизмеримо большую глубину и характеризуется большим количеством основополагающих параметров. «Э. Зюсс (1831—1914) и геологи того времени могли смотреть и на проявление жизни и на Лик Земли, как на независимые друг от друга явления. Сейчас для нас ясно, что Лик Земли не является результатом «случайных явлений», а отвечает определенной резко ограниченной геологической земной оболочке – биосфере – одной из многих других, имеющих определенную структуру, характерную для земных планет» [7].

В «Очерках геохимии» В.И. Вернадский писал: «Живое вещество более или менее непрерывно распространено на земной поверхности, оно образует на ней тонкий, но сплошной покров, в котором концентрирована свободная химическая энергия, выработанная им из энергии Солнца. Этот слой есть земная оболочка, которую знаменитый австрийский геолог Э. Зюсс назвал биосферой и которая представляет одну из самых характерных черт организованности нашей планеты. Только в ней сосредоточена та особая форма нахождения химических элементов, которую мы называли живым веществом» [8].

Возможность абиогенетического формирования биосферы В.И. Вернадский связывал с периодом образования Луны из земного вещества. Основываясь на открытии дисимметрии органических молекул Л. Пастером и сформулированном П. Кюри принципе: «Дисимметрия может возникнуть только под влиянием причины, обладающей такой же дисимметрией», он предполагал, что такие условия могли возникнуть на поверхности нашей планеты, «если Луна образовалась из Земли» (по Дарвину). «Ибо отделение Луны было связано со спиральным – вихревым движением земного вещества (должно быть, правым), вторично не повторявшимся» [9]. Вероятно, это произошло на ранней догеологической стадии развития Земли, поскольку современные оценки ее возраста изотопными методами

находяться в межах 4,54—4,55 млрд лет [10], абсолютний вік Луни оцінюється в 4,53 млрд лет [11]. Древніша датировка дивергенції органічного речовини, заснована на знахідках біомаркерів, відповідає 3,97 млрд лет [12, 13]. Якщо слідувати теорії абіогенезу, то процес формування біосфери тривав більше півмільярда лет після виникнення умов дисиметрії.

При цьому В.І. Вернадський, не відкидаючи теорію Ч. Дарвіна, ґрунтуючись на принципі Реді «Все живе походить від живого», приходив до космогенної теорії формування життя. «Признаючи біогенез, згідно науковому спостереженню, за єдину форму зародження живого, неминуче приходиться допустити, що початок життя в тому космосі, який ми спостерігаємо, не було, оскільки не було початку цього космосу^{*}. Життя вічно постільки, оскільки вічний космос, і передавалася завжди біогенезом. Те, що вірно для десятків і сотень мільйонів лет, протеклих від архейської ери до наших днів, вірно і для всього нескінченного ходу часу космічних періодів історії Землі. Вірно і для всієї Всесвітньої» [14].

В уявленні В.І. Вернадського «земна оболонка, біосфера, обіймаюча весь земний шар, має різко обособлені розміри; в значительній мірі вона обумовлюється існуванням в ній живого речовини – їм *заселена*. Між її космою безжиттєвою частиною, її космою природними тілами і живими речовинами, її населяючими, йде неперервний матеріальний і енергетичний обмін, матеріально виражаючийся в русі атомів, викликаному живим речовиною. Цей обмін в часі виражається закономірно змінюючись, неперервно прагнучим до стійкості *рівноваги*. Він пронизує всю біосферу, і цей *біогенний потік атомів* в значительній ступені її створює. Так невіддільно і нерозривно біосфера на всьому протязі геологічного часу пов'язана з живим заселяючим її речовиною... *Живе речовина біосфери є сукупністю живих організмів, в ній живущих*» [15].

Структура біосфери характеризується суттєвою фізико-хімічною, геометричною і просторово-часовою різноманітністю. Вона складається з живого і космою речовини, розділених між собою «різкою непрохідною гранню». Маса живого речовини в біосфері лише складає кілька сотих частин відсотка. І одночасно вона є найбільш потужною геологічною силою біосфери, визначає циклічний біогенний потік атомів, в процесі якого виділяється велика вільна енергія. Процеси діяльності живого речовини відбуваються в *історичному* часі, перетворення неживої природи – в масштабі *геологічного* часу.

В сучасному розумінні біосфера – оболонка Землі, заселена живими організмами і змінювана ними. Вона розташована на перетині верхньої частини літосфери, нижньої частини атмосфери і займає майже всю гидросферу. Її верхня межа в атмосфері (15—20 км) визначається озоновим шаром, затримуючим короткохвильове ультрафіолетове випромінювання, шкідливе для живих організмів. Нижня межа в літосфері (3,5—7,5 км) визначається температурою переходу води в пар і температурою денатурації білків. Головна маса живих організмів суші мешкає в межах кількох метрів від поверхні землі. Межа біосфери в гидросфері (10—11 км) визначається дном Мирового Океану, включаючи донні відкладення.

Біосфера населена багатством живих організмів. В ній мешкає більше 3 000 000 видів рослин, тварин, грибів, бактерій і комах. Людина також є частиною біосфери. «Людина, **як живе речовина**, нерозривно пов'язана з матеріально-енергетичними процесами певної геологічної оболонки землі – з **її біосферою**. Вона не може фізично бути від неї незалежною ні на одну хвилину» [16]. «Людина... не є випадковим, незалежним від оточуючого (біосфери або ноосфери) вільно діючим природним явищем. Він складає неминуче проявлення великого природного процесу, закономірно протікає в часі, по крайній мірі, двох мільярдів лет» [15].

^{*} Згідно сучасної теорії «Великого Вибуху» вік Всесвітньої і часу, як фізичної величини, оцінюється приблизно в 13,8 млрд лет.

Эволюция биосферы неразрывно связана с эволюцией живого вещества. В ходе геологического времени возрастает степень его влияния (воздействия) на косное вещество биосферы. Одновременно в процессе биологической эволюции происходит изменение самих живых природных тел. Процесс биологической эволюции переносится в природные биокосные и биогенные тела, играющие основную роль в биосфере. *«Эволюция видов переходит в эволюцию биосферы»* [15]. При этом эволюционный процесс создает новую геологическую силу – «научную мысль социального человечества», – под влиянием которой в сочетании с человеческим трудом происходит эволюция биосферы в ноосферу. «Человеческий разум меняет ход природных процессов в такой же степени, как меняют их и другие известные нам проявления энергии...».

В.И. Вернадский собирался разработать учение о ноосфере более подробно, но не успел этого сделать. В статье «Несколько слов о ноосфере» и посмертно изданных монографиях содержатся условия, необходимые для перехода биосферы в ноосферу, которые выбраны из этих трудов и опубликованы Ф.Т. Яншиной [17, 18]:

- Заселение человеком всей планеты.
- Резкое преобразование средств связи и обмена между различными странами.
- Усиление связей, в том числе политических, между всеми государствами Земли.
- Преобладание геологической роли человека над другими геологическими процессами, протекающими в биосфере.
- Расширение границ биосферы и выход человека в космос.
- Освоение новых мощных источников энергии.
- Равенство людей всех стран и религий.
- Увеличение роли народных масс в решении вопросов внешней и внутренней политики.
- Свобода научной мысли и научного изыскания от давления религиозных, философских и политических построений и создание в общественном государственном слое условий, благоприятных для свободной научной мысли.
- Подъем благосостояния трудящихся. Создание реальной возможности не допустить недоедания, голода, нищеты и ослабить влияние болезней.
- Разумное преобразование природы Земли с целью сделать ее способной удовлетворять все материальные, эстетические и духовные потребности численно растущего человечества.
- Исключение войн из жизни общества.

К концу прошлого – началу нынешнего столетия, в основном, эти предпосылки были выполнены, либо находились в стадии активной реализации. В частности, «преобладание геологической роли человека над другими геологическими процессами, протекающими в биосфере», то есть, оправдывая прогнозы В.И. Вернадского, человек в настоящее время является главной геологической силой нашей планеты.

Техносфера – современное эволюционное состояние биосферы

В.И. Вернадский не употреблял термины «техногенез» и «техносфера». Они появились уже после смерти ученого. Однако в своем творчестве он вплотную подошел к описанию тех процессов эволюции, которые мы наблюдаем сегодня. «Равновесие в миграции элементов, которое установилось в течение геологических времен, нарушается разумом и деятельностью человечества. Мы находимся в настоящее время в периоде изменения этим путем условий термодинамического равновесия внутри биосферы» [8].

Сопряжение «геометрического» (биологического) и «арифметического» (геохимического) подходов к описанию явлений жизни и эволюции видов положено В.И. Вернадским в основу нового научного направления – биогеохимии, на представлениях которого базируется теория эволюции биосферы. В течение геологического времени «в сложной организованности биосферы происходили в пределах живого вещества только перегруппировки химических элементов, а не коренные изменения их состава и количества – перегрупп-

пировки, не отражающиеся на постоянстве и неизменности геологических – в данном случае геохимических – процессов, в которых эти живые вещества принимали участие» [19]. К основным факторам биогенной миграции, связанным с веществом живого организма, ученый относил:

- генетические свойства живого организма,
- интенсивность биогенного тока атомов,
- технику жизни живых организмов,
- а также изменения в положении атомов вследствие внесения в биосферу новых соединений.

Последний по своему эффекту является наиболее мощным фактором биогенной миграции, который впоследствии был положен А.Е. Ферсманом в основу теории техногенеза [20].

Миллиарды лет развивающаяся биосфера в течение последних нескольких тысячелетий подвергалась процессу техногенеза, заключающемся в антропогенном преобразовании окружающей среды с целью создания материальных условий (благ) для развития цивилизации. Переход человека к скотоводству и земледелию вызвал изменение состава растительного покрова, а последующее развитие промышленности и, соответственно, энергетики – к образованию мощных техногенных потоков химических элементов в литосфере, гидросфере и атмосфере. Вся история человечества сопровождается концентрированием одних и рассеиванием других химических элементов в окружающей среде.

Основные потоки техногенных веществ возникают в результате хозяйственной деятельности человека. Отторжение естественных угодий ведет к формированию новых агробиогеоценозов, облик ландшафтов изменяется под влиянием горной и металлургической промышленности. Развитие промышленности приводит к возрастанию энергопотребления и необходимости наращивания энергетических мощностей, требует новых, все более мощных, источников энергии.

Зона техногенеза кратко характеризуется следующим образом [21]. Ее мощность достигает 7,5 км, что практически соответствует нижней границе биосферы в литосфере. Перемещение и переотложение относительно пустых пород в верхней части гидролитосферы в 8,1 раза превышает интенсивность осадкоотложения в фанерозое – 2,3 млрд т×год⁻¹. Поступление отходов промышленного и сельскохозяйственного производств, включая удобрения и пестициды, превосходит по массе осадконакопления в фанерозое в

3,2 раза [25]. Ежегодно на каждого человека планеты добывается около 20 т полезных ископаемых. Превышение техногенной эмиссии ряда элементов над природной составляет один-два порядка и более (табл. 1). Человек использует более 10 % общего речного стока и около 11 % территории суши [26]. В пределах землепользования существуют участки максимального скопления населения (крупные города), к которым, как правило, привязаны мощные промышленные и энергетические объекты.

Таблица 1. Глобальная эмиссия химических элементов (по данным [21, 22, 23, 24])

Элемент	Эмиссия, тыс. т×год ⁻¹		Соотношение, раз
	Природная	Техногенная	
Cd	0,1—3,9	5,6—37,7	9,7—56
Cr	4,5—83,0	30,5—1310,0	6,8—16
Cu	2,2—53,8	35,4—1403,0	16—26
Hg	0,16—4,9	1,6—15,0	3,1—10
Mn	51,5—582,0	516—2633	4,5—10
Ni	2,9—56,8	55,7—494,0	8,7—19
Pb	0,9—23,5	332—1039	44—369
Zn	4,0—86,0	132—1954	23—33
V	66,1—70,0	86—138	1,3—2,0
As	1,1—23,5	18,8—111,6	4,7—17
Se	0,4	3,8—76,5	9,5—191
F	2,8—8,8	6,8	2,4

Главной чертой минувшего столетия является развитие энергоемких технологий, что привело к бурному развитию энергетики. В результате антропогенеза был создан ряд веществ (искусственных изотопов и органических соединений), не существующих в природе либо не присущих геохимической среде. Антропогенный фактор привел к определенным изменениям биосферы, как

глобальным, например климатическим, так и локальным – появлению новых, либо мутации существующих биологических видов. Опыт минувших исследований показал, что поведение химических элементов техногенного происхождения в окружающей среде коренным образом отличается от их естественных аналогов, что привело к образованию техногенных аномалий [27].

К концу прошлого – началу нынешнего столетия прогнозы В.И. Вернадского оправдались: антропогенное преобразование биосферы по своей интенсивности сравнялось, а в некоторых случаях – превышает мощность естественных геологических процессов. Ученый не успел раскрыть до конца понятие ноосферы как сферы разума, но, вероятно, он полагал, что ноосфера – это не только область проникновения в суть природы через ее познание, и не только область деятельности человека во взаимодействии с природой, но и направленная также на ее сохранение. «...Тот химический процесс, который ведется... коллективной работой человечества, ...в немногие десятилетия или столетия... разрушает и переводит в новые соединения то, что скопилось в многомиллионной жизни земной коры». В связи с чем «приходится технический процесс направить в другое русло, изменить геохимическую работу человечества в зависимости от химии земной коры» [28]. Наверняка он полагал, что человечеству хватит разума бережно относиться к дому, в котором оно живет: «Научное знание, проявляющееся как геологическая сила, создающая ноосферу, не может приводить к результатам, противоречащим тому геологическому процессу, созданием которого она является» [15]. Мы же сегодня пожираем несущие конструкции своего дома ради необходимой нам жизненной энергии, и, в конечном итоге, продуцируем отходы. В процессе техногенеза сформировался ряд проблем [29]:

- Отравление воздуха, воды и почвы отходами промышленности и сельского хозяйства, отсюда недостаток чистой пресной воды, а, возможно, и кислорода воздуха, отсутствие экологически чистых территорий на Земле.
- Недостаток продуктов питания вследствие перенаселения планеты, истощения и эрозии почв.
- Истощение минеральных ресурсов и энергетический голод.
- Нарушение геологического, геохимического, биологического и климатического равновесий в природе.
- Тепловое загрязнение планеты.

Техногенез, движущей силой которого является антропогенный фактор, ведет к трансформации биосферы в техносферу. В процессе эволюции биосферы вследствие антропогенной деятельности наблюдается нарушение одного из основных геохимических принципов – о неизменности биосферы и геохимических циклов химических элементов, сформировавшихся в течение геологического времени. Таким образом, современный период антропогенной эволюции биосферы определяется интенсивным развитием техносферы, которая является промежуточной стадией между биосферой и ноосферой:

Биосфера $\xrightarrow{\text{техногенез}}$ *Техносфера* $\xrightarrow{\text{ноогенез}}$ *Ноосфера* .

Человечество не может существовать без невосполнимых изъятий из природы того, что дает ему энергию. Лозунг Мичурина: «Мы не должны ждать милостей от природы, взять их у нее – наша задача!» понимался слишком буквально. Нужна электроэнергия – построили Днепрогэс, а затем и целый каскад ГЭС на Днепре. Истощали Шебелинку «до дна», – уничтожаем черноземы ради угля, руды и т.д. Если развитие техногенеза будет продолжаться в соответствии с этим лозунгом, то человечество приговорено к уничтожению.

Научная общественность ясно осознала угрозу существования человечества около 40 лет тому назад: в 1970 г. Римский клуб выпустил книгу «Пределы роста». В последние годы уже не только ученые, но и политики забили тревогу по этому поводу.

Основные проблемы человечества – это энергия и отходы. В широком смысле отходы – это все, что является результатом нашей деятельности по производству энергии и ее

использованию. Даже если бы мы не имели проблем с производством энергии и производили бы ее в неограниченных количествах, то все равно производили бы отходы в виде теплового загрязнения Земли.

Газ и нефть будут полностью исчерпаны в текущем столетии, уголь – в следующем. При сохранении современной структуры ядерной энергетики запасов урана хватит на 100 лет. Ресурсы энергии больших рек практически исчерпаны, альтернативные источники энергии – солнечная и ветровая, – никогда не смогут скомпенсировать неизбежные потери современных энергетических ресурсов. Альтернативные виды топлива, производимого из рапса или других масличных культур, также не смогут стать заменой нефти и газа.

Уже сейчас значительная часть населения Земли испытывает недостаток в продуктах питания, часть – прямо голодает. Ежегодные потери ресурсов плодородных почв в мире составляет 16 млн га.

Обращение с отходами – это вторая мировая проблема после энергетической. В настоящее время только в Украине накоплено около 2,5 млрд т отходов [30]. Уменьшение объемов отходов сопровождается увеличением затрат энергии. Однако уменьшение объемов отходов не может быть беспредельным, сколько бы энергии мы на это не затрачивали. Стало быть, нужно стремиться пользоваться такими источниками энергии, отходы которых в наименьшей степени влияют на состояние биосферы.

Таким образом, переход от техногенеза к ноогенезу, прежде всего, определяется глобальным внедрением замкнутого безотходного производственного цикла, а также приведением уже накопленных отходов в состояние, которое вписывается в природные биогеохимические циклы.

Очевидно, назрела необходимость расширения подхода к биогеохимическим исследованиям, которые уже сегодня выходят далеко за пределы изучения влияния живого вещества на формирование химического состава земной коры, и развития нового направления научных исследований – *биогеохимии ноосферы*, изучающей взаимное влияние живого и неживого вещества на формирование химического и ценотического состава биосферы в условиях становления человека как главной геологической силы планеты.

Стратегическим заданием этого направления является определение критериев перехода количественных характеристик в качественные – отражение изменений химического состава зоны аэрации и присущих ей организмов, вызванных развитием техногенеза, – в ценотическом составе биогеоценоза. Глобальная задача современности – это определение пределов емкости биосферы к побочным продуктам техногенной деятельности, ее способности к самоочищению с учетом синергетических эффектов. В будущем – именно это будет определять жизнь Человечества на Земле.

Катастрофизм, как характерная черта техногенеза

В работе «Научная мысль, как планетарное явление» В.И. Вернадский выдвинул гипотезу об активизации геологических процессов в процессе преобразования биосферы вследствие деятельности живого вещества: «Эволюция биосферы связана с *усилением эволюционного процесса* живого вещества».

В истории земной коры наблюдаются критические периоды, в которые геологическая деятельность в самых разнообразных ее проявлениях усиливается в своем темпе. Это усиление, конечно, незаметно в историческом времени и может быть научно отмечено только в масштабе времени геологического.

Можно считать эти периоды *критическими* в истории планеты, и все указывает, что они вызываются глубокими с точки зрения земной коры процессами, по всей видимости, выходящими за ее пределы. Одновременно наблюдается усиление вулканических, орогенических, ледниковых явлений, трансгрессий моря и других геологических процессов, охватывающих большую часть биосферы одновременно на всем ее протяжении. Эволюционный процесс совпадает в своем усилении, в своих самых больших изменениях с этими периодами. В эти периоды создаются важнейшие и крупные изменения структуры живого

вещества, что является ярким выражением глубины геологического значения этого пластического отражения живого вещества на происходящие изменения планеты.

Пока это не сделано, мы должны отметить и учитывать, что *процесс эволюции биосферы, переход ее в ноосферу, явно проявляет ускорение темпа геологических процессов* (выделено авт.) Тех изменений, которые проявляются сейчас в биосфере в течение немногих тысяч лет в связи с ростом научной мысли и социальной деятельности человечества, не было в истории биосферы раньше» [15].

К сожалению, этот тезис не нашел развития ни в этой, ни в последующих работах ученого. Попробуем проиллюстрировать его, используя статистику землетрясений по материалам Геологической Службы США [31].

С середины XVI столетия (крупнейшее землетрясение в Китае в 1556 г. унесло 830 тысяч жертв) до нынешних дней произошло около 1000 землетрясений с магнитудой 6 и более баллов по шкале Рихтера. Известны и более ранние события, относящиеся к периоду до нашей эры, однако авторы решили ограничиться пятивековым периодом, в течение которого велась более или менее достоверная статистика сейсмических событий.

В последние два столетия наблюдается явная тенденция к ежегодному увеличению количества землетрясений, которая особенно остро проявляется на рубеже нынешнего тысячелетия. Лишь в период с января до октября 2011 г. произошло 55 землетрясений с магнитудой свыше 4,1 балла, а 2003 год отмечен рекордным количеством крупных сейсмических событий – 69 землетрясений с магнитудой 6 и более баллов (рис. 1,а).

Однако значительные флуктуации количества сейсмических событий не позволяют четко определить закономерности их проявления, поэтому предложено было использовать интегральный показатель общего количества крупных землетрясений (нарастающим итогом) (рис. 1,б). Каждая точка отвечает общему количеству землетрясений, произошедших в период с 1556 г. до года, соответствующего этой точке.

Экспоненциальная динамика интегрального показателя (см. рис. 1,б) является очевидным подтверждением тезиса В.И. Вернадского об активизации геологических процессов, связанной с «усилением эволюционного процесса живого вещества», особенно мощно проявляющегося в период техногенеза.

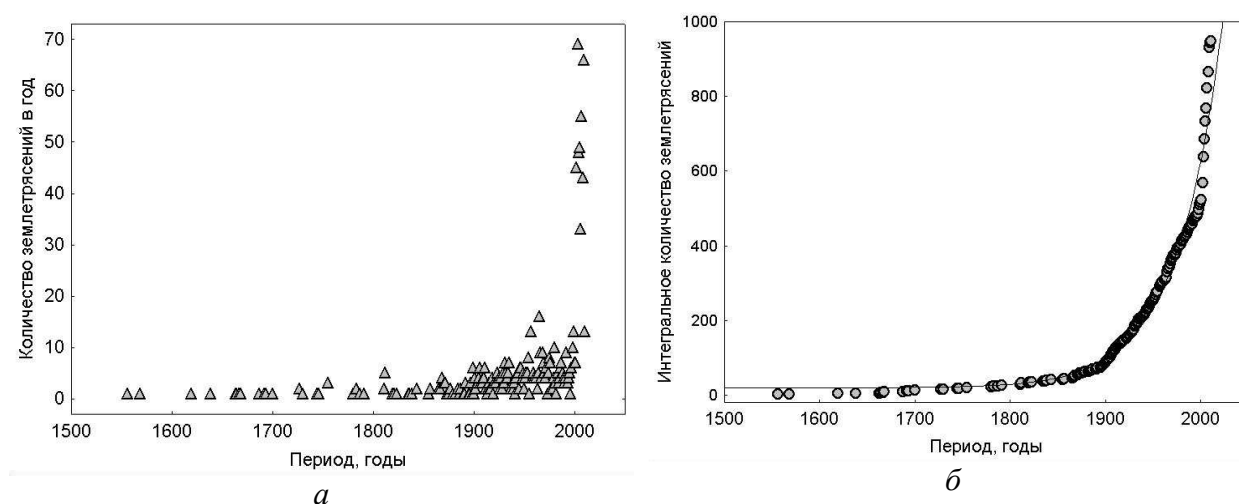


Рис. 1. Удельное (годовое) (а) и интегральное (нарастающим итогом) (б) количество крупных землетрясений с магнитудой 6 и более баллов по шкале Рихтера (построено с использованием базы данных Геологической службы США)

Не менее важным представляется анализ количества жертв вследствие землетрясений (рис. 2). Здесь также применен интегральный показатель: каждая точка характеризует общее количество жертв за период с 1556 г. до года, соответствующего этой точке. По темпам возрастания этот показатель соответствует увеличению населения Земного шара

(рис. 3)*. Интересно отметить несколько скачкообразных периодов, наблюдаемых на этом графике (см. рис. 2). Первый – относится к середине XIX века и растянут почти на столетие, второй – с начала до середины XX века, третий – 1980-е—2000-е годы. Похоже, что сейчас мы находимся в середине четвертого такого периода. С продвижением по шкале времени скачкообразные периоды, характеризуемые интегральным показателем жертв землетрясений, становятся более короткими и стремительными.

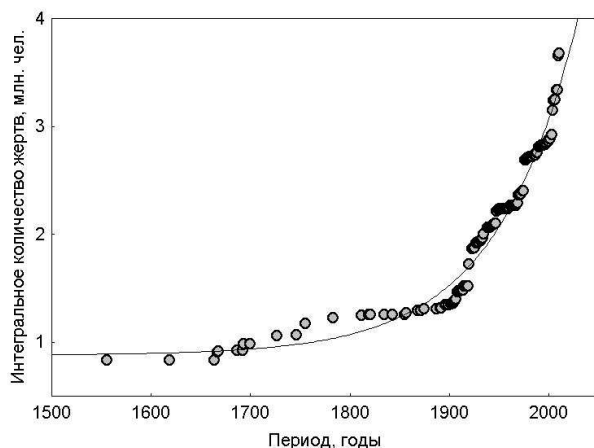


Рис. 2. Интегральное (нарастающим итогом) количество жертв землетрясений (построено с использованием базы данных Геологической службы США)

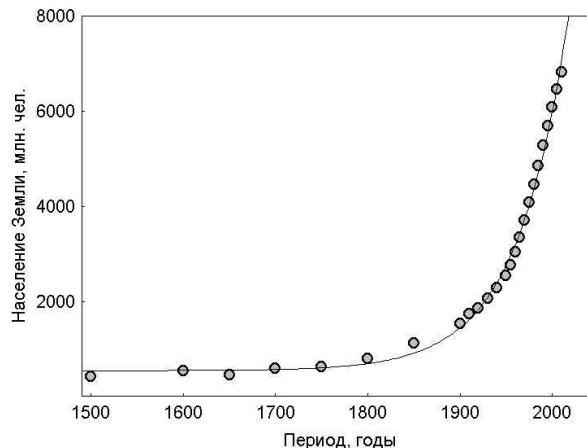


Рис. 3. Динамика изменения населения Земного шара за 500 лет (построено с использованием данных справочника «Everyday» [32])

В последние несколько столетий наблюдается также активизация других природных катаклизмов: цунами, тайфуны, торнадо, аномальные температуры и пр. Эти природные явления усугубляются техногенным катастрофизмом.

Одним из наиболее статистически достоверных типов техногенного катастрофизма являются авиакатастрофы. Интегральные показатели количества авиакатастроф (рис. 4,а) и числа их жертв (рис. 4,б) также характеризуются экспоненциальной динамикой. С начала XX века интенсивно развивается самолетостроение, растут объемы пассажирских перевозок и экспоненциально возрастает как общее количество авиакатастроф, так и число погибших. Весьма оптимистично выглядит наблюдаемое в настоящее время выполаживание интегральных кривых, что свидетельствует о снижении темпов авиакатастрофизма и, вероятно, связано с техническими усовершенствованиями в области безопасности полетов.

Оценка темпов техногенеза по развитию ядерной энергетики

Одной из главных современных проблем человечества, как упоминалось выше, является энергетическая. Интенсивность техногенеза весьма представительно иллюстрируется развитием энергетической отрасли, а в последние 60 лет – наращиванием мощностей ядерной энергетики (рис. 5).

По данным Всемирной ядерной ассоциации [34] в начале 2011 г. в мире функционировало 441 ядерных энергоблоков общей мощностью $371 \text{ ГВт(эл.)} \times \text{год}^{-1}$, что составляет около 17 % мирового производства электроэнергии. Ведущее место по использованию ядерной энергии занимают Франция (75 %), Украина (48 %), Швеция (47 %), Южная Корея (43 %).

Экспоненциальное наращивание мощностей ядерной энергетики в 1970—2000 гг. существенно замедляется в начале третьего тысячелетия, что свидетельствует об истощении возможностей современных технологий для удовлетворения мировых потребностей в энергии (рис. 5). Наращивание мощностей за счет количества ядерных реакторов лимити-

* Авторы не ставили задачей настоящей работы анализ параметров приведенных экспоненциальных кривых. Графики приводятся с целью иллюстрации идей В.И. Вернадского, которые ученый не успел развить в своих работах.

руется истощением запасов урана, социально-экологическими и экономическими факторами. Форма кривой вполне соответствует законам диалектики, современным представлениям о развитии общества и фактически представляет собой линейную развертку витка спирали развития [35].

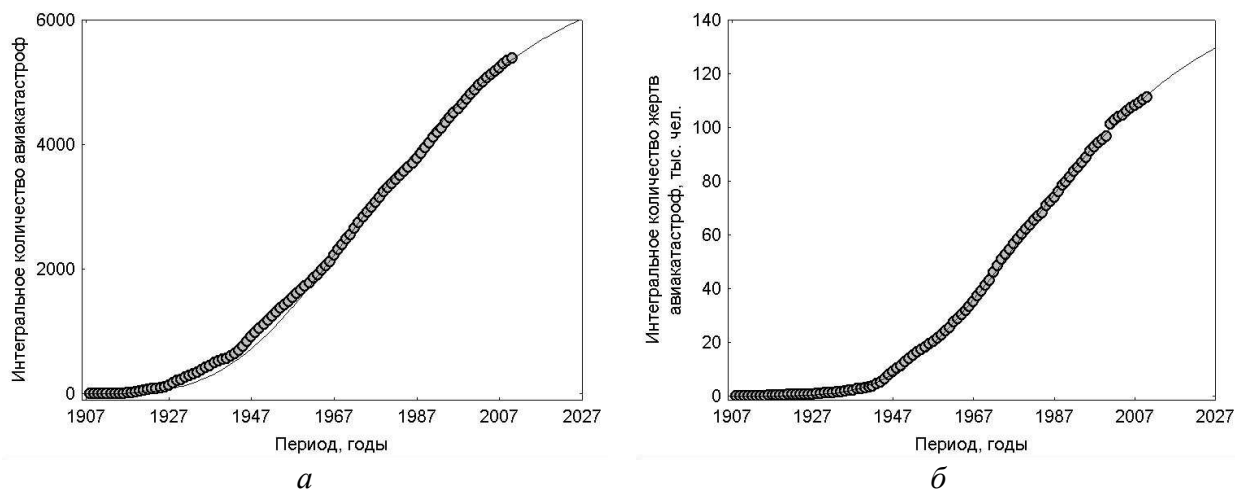


Рис. 4. Динамика интегральных показателей количества авиакатастроф (а) и числа их жертв (б). Построено с использованием базы данных Plane Crash Info [33]

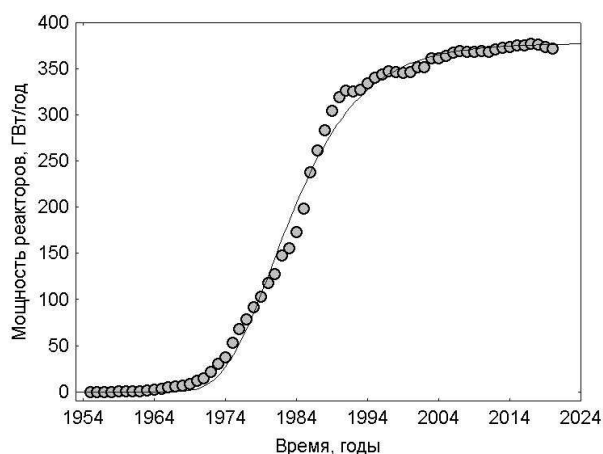


Рис. 5. Развитие ядерной энергетики мира (построено по данным Всемирной ядерной ассоциации)

ра, который планируется запустить в 2019 г.

Интересно отметить, что крупнейшие ядерные аварии в Три-Майл Айленд (1979) и Чернобыле (1986) с разрушением активной зоны не привели к изменению темпов развития ядерной энергетики. Это дает основания полагать, что и катастрофа в Фукусиме (2011) существенно не изменит положение дел. Все эти аварии развивались по одному сценарию: перегрев активной зоны – образование и взрыв водорода – неконтролируемая ядерная реакция – расплавление активной зоны (мелтдаун). И лишь конструкционные особенности аварийных реакторов определяли экологические последствия аварий.

Тем не менее, Чернобыльская катастрофа кардинальным образом изменила отношение к ядерной энергетике в целом. Под давлением общественности, а также в связи с конструкционными недостатками, в мире было законсервировано строительство 55 блоков общей мощностью около 50 ГВт, в том числе в США – 19, Украине – 10 (сюда относятся также 5 и 6 блоки ЧАЭС), России – 8. Австрия, Беларусь, Куба, Италия, Северная Корея, Польша, Филиппины отказались от размещения объектов ядерной энергетики на своей территории и законсервировали начатое строительство АЭС.

Если системно рассмотреть влияние на биосферу всех ныне известных источников

Выползание кривой развития ядерной энергетики в начале третьего тысячелетия ведет к выводу о необходимости «технологического скачка» для дальнейшего развития ядерной отрасли в соответствии с возрастающей потребностью в энергии.

Возможно, такой «скачок» будет сделан с введением в эксплуатацию реакторов IV поколения. Но в этом случае изменяются, главным образом, конструкционные особенности, а процесс, даже основанный на ториевом топливе, остается тот же. Вполне вероятно, что таким скачком может стать реализация проекта ИТЕР – международного экспериментального термоядерного реакто-

енергии (имеются в виду те, которые обеспечивают получение необходимого количества энергии), то, как ни парадоксально это звучит после Чернобыля, наиболее приемлема – ядерная энергетика.

Выбросы загрязняющих веществ в атмосферу предприятиями ядерного топливного цикла сравнительно малы, и, главным образом, связаны с добычей и переработкой минерального сырья. На много порядков больше объемы выбросов химических загрязнителей в процессе штатной эксплуатации тепловых электростанций: оксидов углерода, азота, серы и других веществ, многие из которых являются канцерогенами. С этим связаны экологические проблемы как региональные – ухудшение здоровья населения урбанизированных территорий, так и глобальные – изменение климата в результате парникового эффекта.

Атомная отрасль, занимающая второе место по потреблению воды, по объему загрязнения гидросферы сбросами сточных вод – занимает одно из последних мест.

Масштабы техногенного нарушения земель в атомной отрасли в результате разработки месторождений и переработки урановых руд – на порядок меньше, чем в любой другой топливно-энергетической отрасли.

Воздействие предприятий ядерного топливного цикла на окружающую среду, как правило, отождествляют с радиационным воздействием, противопоставляя ядерную энергетику другим топливно-энергетическим отраслям. Однако, радиационное воздействие вообще свойственно многим сферам деятельности, а угольная энергетика, в частности, оказывает несравненно большее радиационное воздействие на окружающую среду, чем ядерная. Рассчитанный нами по данным [36] суммарный выброс нормируемых радионуклидов АЭС Украины составляет $(1,45—10,3) \times 10^{10}$, ТЭС – $(1,5—8,0) \times 10^{11}$ Бк \times год $^{-1}$. Причем в выбросах ТЭС преобладают долгоживущие изотопы U-Th рядов.

Деятельность предприятий ядерной энергетики, как в Украине, так и в мире несравненно более строго регламентируется и контролируется, чем деятельность во всех других сферах (вероятно, только военная отрасль в этом отношении может сравниться с ядерно-энергетической).

История атомной энергетики в Украине начинается со строительства первого блока Чернобыльской АЭС с ядерным реактором РБМК-1000, который был сдан в эксплуатацию в сентябре 1977 г. В настоящее время на четырех действующих АЭС Украины эксплуатируется 15 блоков общей мощностью 13,8 ГВт (эл.) \times год $^{-1}$.

Энергетической стратегией Украины на период до 2030 г. [37] предусмотрено доведение мощности АЭС до 29,5 ГВт в результате строительства 10 новых и заменой 9 эксплуатируемых в настоящее время энергоблоков. При этом планируется строить ВВЭР того же (возможно несколько улучшенного) типа, что и ныне работающие. Предполагается создание собственного уранового топливного цикла и увеличение добычи урана. В Украине запасов ^{235}U достаточно для внутреннего использования в течение не менее 100 лет. При использовании быстрых реакторов четвертого поколения запасов ^{238}U может хватить на тысячелетия. При условии освоения ториевого цикла запасов тория в Украине (в несколько раз больше, чем урана) может хватить на многие тысячелетия. Ориентация на использование бесперспективных реакторов уходящего поколения не сулит привлекательного будущего ни ядерной энергетике, ни экономике Украины [38]. Динамика развития ядерной энергетики мира (см. рис. 5), представленной в преобладающем большинстве легководяными реакторами различных типов, свидетельствует, что такой путь развития ядерно-энергетической отрасли Украины является тупиковым.

При оценке возможных альтернатив ядерной энергетике во главу угла обычно ставят радиационное воздействие на живую природу и человека. При этом практически нет каких-либо аргументов, подтверждающих негативные последствия радиационного воздействия объектов ядерной энергетики на живое вещество, кроме последствий крупных аварий, таких, как авария на ЧАЭС 1986 года. Нисколько не умаляя трагических масштабов Чернобыльской катастрофы, проведем следующее сравнение. Вследствие облучения полностью погибло около 100 га лесонасаждений, тогда как на порядок больше ежегодно

гибнет вследствие лесных пожаров. Результаты эколого-геохимических и биогеохимических исследований свидетельствуют о полном восстановлении за 20—25 лет экосистем Чернобыльской зоны отчуждения, подвергнутых летальным и сублетальным уровням облучения. Ежегодно вследствие воздействия техногенных и неблагоприятных естественных факторов гибнет около 10 тыс. га лесных насаждений [30]. Только в Житомирской области около 15 тыс. га заповедных дубрав в настоящее время находится в стадии усыхания вследствие химического загрязнения.

Одним из альтернативных (возобновляемых) источников энергии часто называют ветровую энергетику. Одному из авторов этой работы в 2009 г. довелось побывать в устье р. Эйдер (Германия), впадающей в Северное море. По правому (северному) берегу расположен заповедник с типичными представителями северной флоры и фауны, по левому – насколько простирается взгляд – «долина» ветряков. Поражает разительный контраст между экосистемами двух противоположных берегов: под ветряками растительность представлена лишь редкой пожухлой травой. Сразу вспоминаешь слова: «Здесь птицы не поют, деревья не растут...». В качестве причин называют генерируемый шум, инфразвук, магнитное поле и т.п. Согласно статистике, лопасти каждой установленной турбины являются причиной гибели не менее 4 особей птиц в год. Однако до сих пор достоверной оценки экологической безопасности ветровой энергетики не существует.

Наиболее деликатный вопрос – о человеческих жертвах и рисках, как аргументах за и против ядерной энергетики. Преклоняясь пред памятью погибших при ликвидации Чернобыльской катастрофы и умерших от радиоактивного облучения в последующие годы, вспомним о неумолимой статистике жертв угольной отрасли...

Ядерная энергетика становится приоритетным сектором экономики Украины. Следует предусмотреть диверсификацию ядерных технологий, отдавая предпочтение тем, которые допускают эволюционный переход к технологиям четвертого поколения. Это даст возможность до 2030 г. заложить основы развития в нашей стране двухуровневой ядерной энергетики, когда энергетические реакторы работают в сопряжении с реакторами-трансмутаторами, обеспечивающими выжигание нежелательных изотопов [38], и, вероятно, может стать начальной фазой ноогенеза в энергетической отрасли.

Интенсивность биогеохимических циклов вещества техногенного происхождения

Как показано выше, наиболее характерной чертой техносферы является катастрофизм. 26 апреля 2011 г. исполнилось четверть века со дня крупнейшей техногенной катастрофы на четвертом энергоблоке Чернобыльской АЭС. Эта глобальная трагедия привела к загрязнению искусственными радионуклидами около 1,5 млн км² земного шара, практически полностью охватив Европу; радиоактивные выпадения достигли Великой Британии, Японии, Арктики и Средиземноморья. В результате аварии из реактора было выброшено свыше 3×10^{18} Бк радионуклидов, половина из которых приходится на благородные газы, до 4×10^{17} – ^{131}I , 7×10^{16} – ^{137}Cs , 7×10^{15} – ^{90}Sr [39].

Вследствие Чернобыльской катастрофы образовалась локальная зона, объединившая в себе наиболее характерные черты техносферы, в том числе обострение главной проблемы современного периода – емкости биосферы к побочным продуктам человеческой деятельности, ее буферных, защитных свойств в условиях техногенеза.

Авария привела к радиоактивному загрязнению огромной территории: более 145 тысяч квадратных километров территории Украины, Республики Беларусь и Российской Федерации, плотность загрязнения радионуклидами ^{137}Cs и ^{90}Sr которой превышает $37 \text{ кБк} \times \text{м}^{-2}$.

По уникальности структуры: пространственной, временной, профессионально-возрастной, а также по сочетанию внешнего и внутреннего облучения, Чернобыльская катастрофа не имеет аналогов во всей истории техногенных катастроф. Пострадало около 5 миллионов человек, загрязнению радиоактивными нуклидами подверглись около 5 тысяч населенных пунктов Республики Беларусь, Украины и Российской Федерации. Из них в Украине – 2218 поселков и городов с населением около 2,4 млн человек. Чернобыльская авария при-

вела к беспрецедентному облучению населения вышеназванных стран.

В результате аварии образовалось огромное количество радиоактивных отходов (РАО). По состоянию на 2010 г. их общее количество в Зоне отчуждения (без объекта «Укрытие») составляет около 2,8 млн м³. В том числе в пунктах захоронения и временной локализации РАО находится свыше 1,94 млн м³ отходов с общей активностью около $7,25 \times 10^{15}$ Бк. Общая активность радиоактивных веществ в природных объектах Зоны отчуждения (поверхностные слои почвы, донные отложения водоемов, растительность и т.п.) составляет более $8,50 \times 10^{15}$ Бк. Общая активность радионуклидов, находящихся в объекте «Укрытие» составляет примерно $4,8 \times 10^{17}$ Бк [40].

Главной особенностью Чернобыльской аварии является сравнительно короткий во времени «импульсный» выброс, что оказалось особенно ценным для исследователей, поскольку с выбросом образовался искусственный временной маркер, используя который, можно оценить скорость последующих процессов. Объективность полученных результатов и возможность их обобщения для широкого спектра техногенных загрязнителей определяется фиксированной датой выпадений, чисто техногенной компонентой загрязнения, высокой чувствительностью радиометрических методов измерения, широким разнообразием ландшафтно-геохимических условий Украинского Полесья.

В классической отечественной теории геохимии ландшафтов самоочищение рассматривается как естественное разрушение загрязнителя в среде в результате природных физических, химических и биологических процессов [41] либо как элемент вторичной устойчивой необратимой техногенной трансформации ландшафта, связанный с выносом мобильных в данной обстановке техногенных веществ за его пределы [27]. Аналогичный подход принят Международной организацией по стандартизации с введением терминов *естественное истощение* (*natural attenuation*) и *естественная биоремедиация* (*intrinsic bioremediation*), объединяющих все естественные процессы, включая химические, физические и биологические, ведущие к уменьшению концентрации загрязнителя в почвах или грунтовых водах [42].

Наиболее опасными в медико-биологическом отношении дозообразующими радионуклидами являются ¹³⁷Cs и ⁹⁰Sr. Единственным процессом, приводящим к полному выведению радионуклида из экосистемы, является радиоактивный распад. Поэтому естественно использовать скорость физического распада этих радионуклидов в качестве основного критерия оценки процессов самоочищения. Многолетняя динамика дозовых нагрузок на сельское население Украины свидетельствует о значительном (на порядок) превышении темпов снижения дозовых нагрузок по сравнению со скоростью физического распада дозообразующих радионуклидов (рис. 6).

Рацион сельского населения, проживающего на радиоактивно загрязненных территориях, в значительной степени состоит из продуктов питания местного производства (картофель, молоко). В формировании современных доз облучения пероральное поступление радионуклидов играет ведущую роль: при значительном уменьшении годовых доз доля, приходящаяся на облучение, обусловленное пероральным поступлением, уже в 1988 г. возросла до 80 % (рис. 7). Это определяет исключительную роль трофического звена «почва–растение» в формировании дозовых нагрузок и дает основания для концептуального пересмотра понятия самоочищения экосистемы. Таким образом, с точки зрения экологической безопасности *самоочищение экосистемы* включает все те природные процессы, которые приводят к выведению загрязнителя за пределы трофической цепи. В отличие от представлений, сложившихся в геохимии, ведущую роль в самоочищении экосистем играют процессы пролонгированной фиксации загрязнителя в почвенном поглощающем комплексе, не обязательно сопровождающиеся его разрушением либо выведением за пределы ландшафта. Следовательно, изучение процессов биогенной миграции радионуклидов в экосистемах загрязненных территорий, приобретает особое значение.

После выпадения на земную поверхность радионуклиды включаются в процессы абиогенной трансформации, ведущие к образованию наиболее доступных для раститель-

ности мобильных (водорастворимых и обменных) форм (рис. 8). В процессе корневого питания в области ризосферы (около 1 мм вокруг корня растения) создается кислая среда (по некоторым данным рН достигает 3 и даже 1) [44].

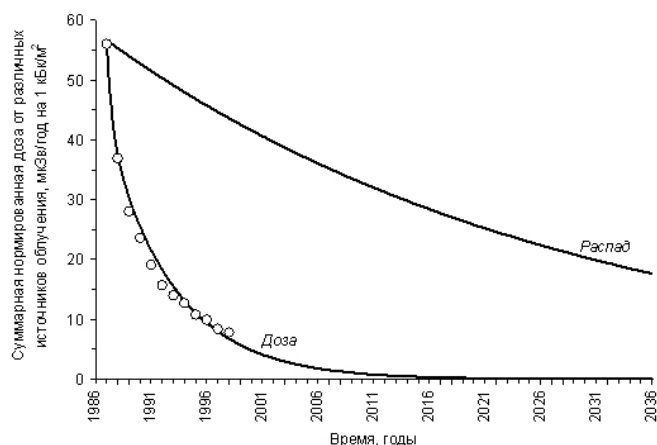


Рис. 6. Темпы снижения дозовых нагрузок на сельское население Украины: D – суммарная (от различных источников) нормированная годовая доза облучения, $\text{мкЗв} \times \text{год}^{-1}$ на $1 \text{ кБк} \times \text{м}^{-2}$; точками обозначены экспериментально-расчетные данные [43]; верхняя кривая отражает динамику распада дозообразующих радионуклидов

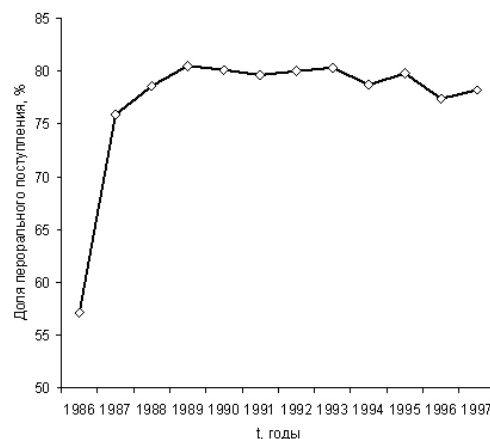


Рис. 7. Доля перорального поступления радионуклидов в формировании суммарной дозы облучения сельского населения Украины: рассчитано по данным И.А. Лихтарева и др. [43]

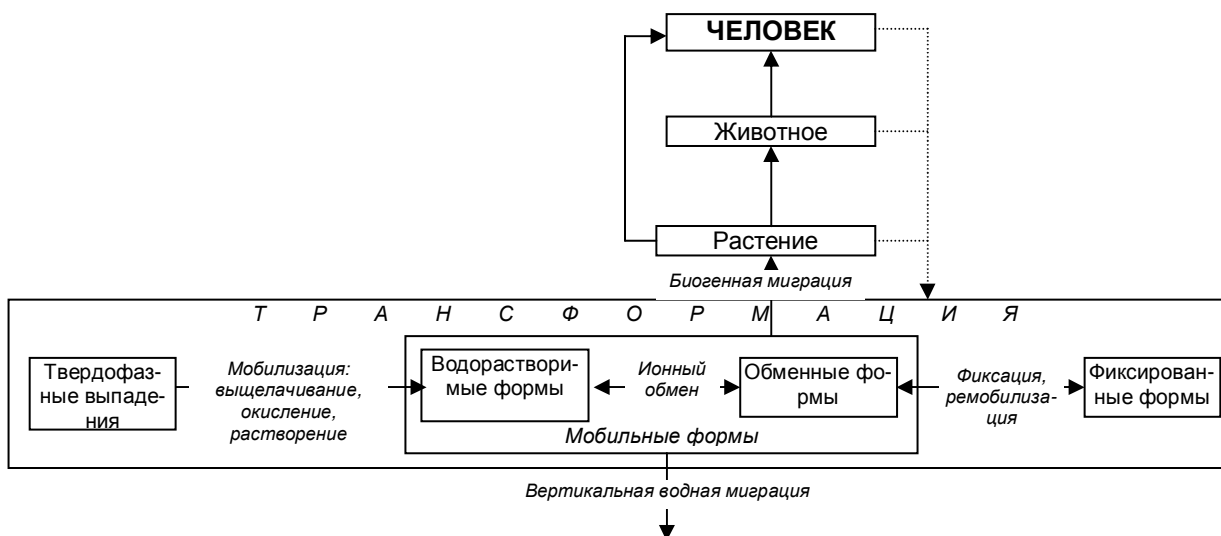


Рис. 8. Биогенные и абиогенные процессы трансформации и миграции радионуклидов

В.И. Вернадский неоднократно указывал, что при геохимическом анализе почв необходимо учитывать балансовые соотношения живого вещества и косной материи: «...вопрос, который стоит перед нами, – о массе живого вещества и продуктов его изменения, которые всегда входят в состав почвы, на определенную ее площадь» [45]. Такой подход был применен для оценки интенсивности биогеохимического потока, представляющего собой количество вещества, проходящего за единицу времени через единицу площади условной границы раздела между биотической и абиотической составляющими экосистемы. В основу его положен анализ временной динамики геохимического коэффициента перехода ($ГКП$) техногенных радионуклидов, представляющего собой отношение содержания загрязнителя в растительности, собранной с 1 м^2 почвы (Ψ_p) к плотности за-

грязнения этой площади:

$$ГКП = \frac{\Psi_p [B_k \times M^{-2}]}{\Psi_n [B_k \times M^{-2}]}$$

Характеризуя поток загрязнителя на основе балансовых расчетов, эта величина автоматически учитывает продуктивность биомассы. Абсолютные значения $ГКП$ радионуклидов в луговых экосистемах радиоактивно загрязненных территорий Киевского и Житомирского полесья находятся в пределах $n \times (10^{-5}—10^{-3})$, что свидетельствует о незначительном выносе радионуклидов биогеохимическим потоком (рис. 9).

Значения $ГКП$ ^{137}Cs возрастают с приростом биомассы и ухудшения условий дренирования для ряда почв: дерново-слабо- и среднеподзолистые супесчаные и суглинистые, торфяно- и дерново-глеєвые, лугово-болотные. $ГКП$ ^{90}Sr возрастает в обратном ряду. В этом же ряду возрастают значения отношения $ГКП$ $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ от 0,23 до 25,5.

Очевидно, что интенсивность биогеохимического потока загрязнителя обратно пропорциональна скорости самоочищения экосистемы. Скорость самоочищения начального звена трофической цепи в сухих лугах на дерново-подзолистых почвах в 14 раз превышает скорость физического распада ^{137}Cs , на переувлажненных лугово-болотистых почвах – в 5 раз меньше [46]. Для ^{90}Sr характерны противоположные тенденции. Скорость самоочищения несколько уменьшается в ряду от переувлажненных до сухих лугов. По мере установления изотопного равновесия происходит «разбавление» нуклида в массе его стабильного (природного) аналога. Вследствие этого процессы поглощения радионуклидов и их природных аналогов со временем должны постепенно уравниваться. Стронций значительно активнее в малом биологическом кругообороте, чем цезий, соответственно, установление изотопного равновесия для него значительно ускоряется.

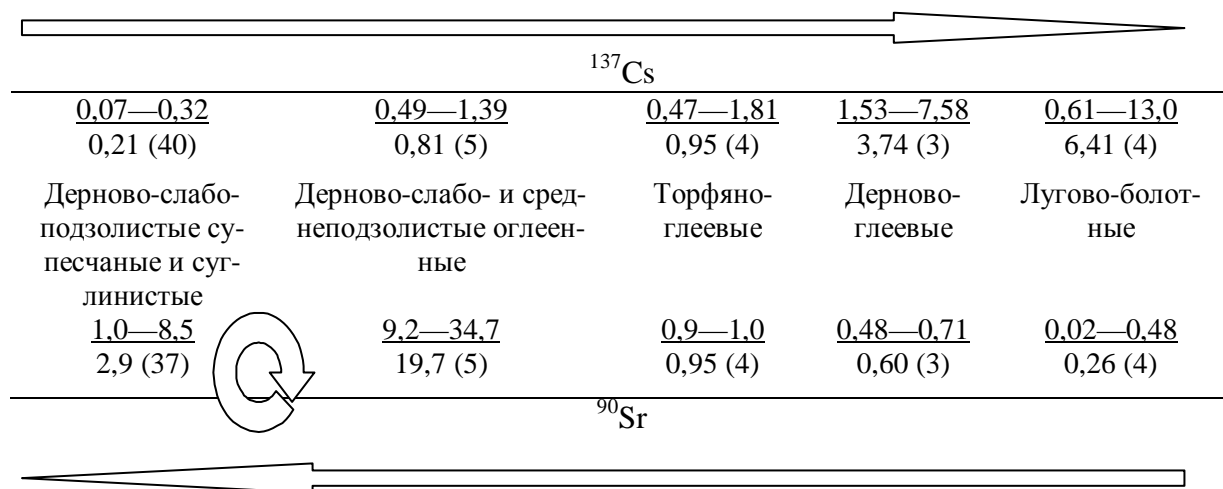


Рис. 9. Геохимический коэффициент перехода радионуклидов в луговых экосистемах Украинского Полесья: значения $ГКП$: $n \times 10^{-3}$; над чертой приведены предельные значения, под чертой – среднее арифметическое, в скобках – количество точек наблюдения

Биогеохимические потоки радионуклидов в лесных биогеоценозах характеризуются значительно более сложными закономерностями, что связано с многоярусным строением экосистемы, различными временными периодами, биологическими особенностями жизненных циклов растительности и т.п. Основная часть ^{137}Cs (82—97 %) в лесоболотных экосистемах Украинского Полесья содержится в минеральных слоях почвы и лесной подстилке, 0,3—16 % – в моховом, менее 0,002 % – в лишайниковом, 0,05—0,5 % – в травяном и кустарниковом ярусах, 0,01—0,05 % – в ярусе микромицетов, 0,3—5 % – в древесном ярусе [47]. По усредненным для различных эдафотопов значениям балансового распределения ^{137}Cs в экосистемах сосны обыкновенной в ближней зоне ЧАЭС (Янов, Новошепеличи, Толстый Лес, Копачи) около 13,5 % включено в процессы биогеохимической

миграции (современный опад и древесное покрытие), более 85 % иммобилизовано в почве и разложившихся слоях лесной подстилки. В современные биогеохимические циклы в экосистеме сосны включено менее 3 % ^{241}Am (рис. 10).

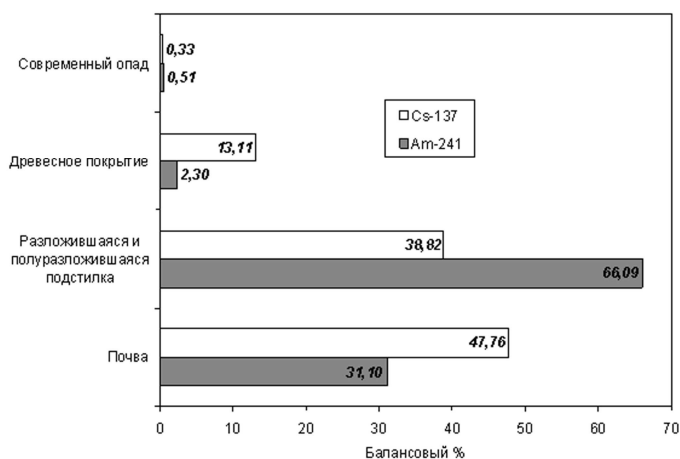


Рис. 10. Усредненные показатели балансового распределения ^{137}Cs и ^{241}Am в экосистеме сосны (*Pinus silvestris* L.) ближней зоны ЧАЭС

рийного выброса ЧАЭС значительно менее биодоступен: менее 30 % его содержится в древесном ярусе и до 30 % – в минеральных слоях почвы в виде горячих частиц (рис. 11). В подстилке различной степени разложения ^{14}C аварийных выпадений представлен преимущественно твердофазными выпадениями, разлагающимися в окислительных условиях при температуре свыше 900 °С. Цикличность современной эмиссии $^{14}\text{CO}_2$ в экосистеме сосны ближней зоны ЧАЭС ограничена нижними ярусами лесного биогеоценоза (почва–подстилка–мох). Современное поступление ^{14}C в биотические ярусы определяется процессами корневого питания.

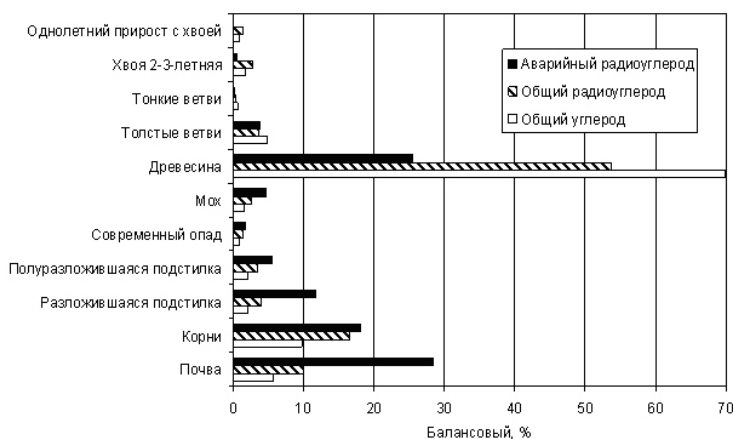


Рис. 11. Баланс изотопов углерода в экосистеме сосны ближней зоны ЧАЭС

тельствует о едином геохимическом механизме миграции техногенных веществ в биосфере. Темпы самоочищения радиоактивно загрязненных экосистем (выведения радионуклидов за пределы трофической цепи) на порядок превышают скорость радиоактивного распада дозообразующих изотопов, что отражается в динамике дозовых нагрузок на сельское население Украины.

Восстановление радиоактивно загрязненных экосистем в условиях снятия антропогенного пресса происходит значительно быстрее и глубже, чем техногенное преобразова-

В процессе горения графитовой кладки аварийного энергоблока в составе аэрозолей горячих частиц и в виде газовой эмиссии было выброшено около $1,12 \times 10^{14}$ Бк радиоуглерода. В биотических ярусах сосновой экосистемы (включая разложившиеся слои подстилки) содержится около 95 % углерода, в том числе 75 % – в древесном ярусе. Балансовое распределение радиоуглерода аварийного выброса и глобальных выпадений существенно отличается. Биотические компоненты биогеоценоза обеднены радиоуглеродом глобальных выпадений: в древесном ярусе содержится менее 55 % глобального ^{14}C . Радиоуглерод ава-

Вышеизложенные результаты многолетних исследований перераспределения радионуклидов в экосистемах Чернобыльской зоны отчуждения свидетельствуют о невысокой интенсивности биогеохимических потоков веществ техногенного происхождения, что обусловлено химическими свойствами форм их выпадения на земную поверхность и барьерными свойствами зоны аэрации. Совпадение динамики абиогенного формообразования искусственных радионуклидов в сухопутных и водных экосистемах [48] свиде-

ние этой территории в прошлом. Природное восстановление болотных ландшафтов сопровождается увеличением биоразнообразия.

В зоне летального поражения лиственные породы полностью восстановили свое состояние. На месте погибших насаждений образовались типичные группировки вырубки-пожарища. В зоне сублетального поражения сосны сохранились на 20—85 %. По большей части здесь началось формирование самосевных популяций лиственных пород. Уцелевшие редкие экземпляры сосны имеют широкую крону, не характерную для деревьев, произрастающих в насаждениях. В последние годы на границе «Рыжего леса» между материнскими деревьями появился неравномерный самосев сосны [49].

Исследования растительного покрова Зоны отчуждения, проведенные после Чернобыльской аварии, продемонстрировали значительную видовую насыщенность фитоценозов. Наблюдается увеличение флоры сосудистых растений примерно на 10 %. В Зоне отчуждения успешно развиваются популяции сосудистых растений, внесенных в «Червону книгу України» (2009) [50]. В зоне безусловного отселения Житомирской области обнаружено более 40 видов, внесенных в «Червону книгу України» (2009), выявлено 16 новых для Житомирской области видов лишайников и лишенофильных грибов [51].

Как для растительного, так и для животного мира радиоактивное загрязнение не привело к сколько-нибудь заметным негативным последствиям для видового разнообразия. В то же время ограничение антропогенной деятельности стало мощным фактором увеличения не только численности видов, но и их популяций. В настоящее время в Зоне отчуждения численность популяций крупных промысловых копытных – лося, дикого кабана и косули европейской многократно превосходит доаварийные показатели. Аналогичная картина наблюдается и для зайца-русака, мышевидных грызунов, что, в свою очередь привело к увеличению численности популяций хищников, в частности волка, лисицы, рыси европейской, для которых кормовая база также значительно больше доаварийной. В последние годы с севера – из Белорусского Полесья – практически вплотную к Зоне отчуждения приблизился ареал бурого медведя. Прекращение функционирования осушительных систем и их зарастание древесно-кустарниковой растительностью в Зоне отчуждения привело к значительному увеличению численности бобра европейского, который, в свою очередь, захватывая все новые места обитания, уже является причиной зоогенных сукцессий растительного покрова вследствие затопления и подтопления территории [52].

Биогеохимическая барьерность зоны аэрации и существенно меньшая интенсивность вовлечения вторичных продуктов техногенной деятельности в биогеохимические циклы по сравнению с природными аналогами наблюдается в зонах влияния металлургического, машиностроительного, нефтегазового и пр. комплексов [53, 54].

Таким образом, устойчивость современного состояния биосферы в условиях катастрофического развития техносферы определяется незначительным количеством вещества техногенного происхождения, вовлекаемого в биогеохимические циклы. Природа пока еще успешно противостоит человеческой деятельности по ее уничтожению. Однако вопрос пределов емкости биосферы к продуктам техногенеза остается весьма насущным.

Заключение

Эволюция биосферы на современном этапе определяется развитием техносферы, наиболее характерной чертой которой является катастрофизм. Техногенная эволюция биосферы сопровождается активизацией геологических процессов, возрастанием количества мощных сейсмических событий, других природных катаклизмов. С развитием технических средств возрастает количество и масштабы техногенных катастроф, экономических и политических кризисов.

Приобретение человеком «главной геологической силы» нарушает термодинамическое равновесие планеты. Фанерозой длится около 570 млн лет. Но лишь за последние несколько столетий объемы вещества литосферы, вовлеченные в процесс техногенеза, превысили осадконакопление в фанерозое почти на порядок. Природа пытается образумить

человечество. Возможно, активизация геологических процессов, наблюдаемая в современный период, является одним из способов восстановления термодинамического равновесия планеты.

В.И. Вернадский, рассуждая о ноосфере, наиболее высоко ценил умственные способности человека. В 20—30-е гг. прошлого века, когда биосфера еще успешно перерабатывала продукты жизнедеятельности человечества, а научно-техническая революция (термин техногенез в то время еще не был введен) – казалась способной обеспечить комфортное проживание, – такой оптимизм В.И. Вернадского вполне был оправдан. Золотой миллиард (наиболее цивилизованная часть человечества) постепенно тает (рождаемость в европейских странах падает, в Китае – директивно ограничивается), а при этом возрастает население слаборазвитых религиозно агрессивных наций. В результате нарушается принцип «равенства всех стран и религий», выдвинутый В.И. Вернадским, как одно из важнейших условий построения ноосферы. Как следствие – обнищание, голод, экстремизм (терроризм), междоусобные войны. И все это на фоне резкого усиления нестабильности биосферы – увеличение количества природных катастроф, что стимулирует катастрофы техногенные.

Тем не менее, природно-техногенный катастрофизм способствует развитию «научной мысли» в планетарном масштабе, интеграции научных направлений и технических разработок, развитию междисциплинарных отраслей науки. На современном этапе биогеохимические исследования выходят далеко за пределы изучения влияния живого вещества на формирование химического состава земной коры, и развивается новое направление в биогеохимии, изучающее взаимное влияние живого и неживого вещества на формирование химического и ценотического состава биосферы в условиях становления человека как главной геологической силы планеты.

Несмотря на катастрофическое развитие техносферы, результаты эколого-геохимических исследований позволяют сделать вывод о сравнительной устойчивости современного эволюционного состояния биосферы, что определяется стабильностью биогеохимических потоков и незначительным количеством техногенного вещества, вовлекаемого в биогеохимические циклы. Восстановление ландшафтной структуры, растительных сукцессий и животного мира на территориях, загрязненных до летальных и сублетальных уровней, происходит значительно быстрее и глубже, чем их техногенное преобразование в прошлом, что, прежде всего, обусловлено принудительным ограничением антропогенной деятельности.

«Человек, как он наблюдается в природе – как и все живые организмы, как всякое живое вещество, – есть определенная **функция биосферы**, в определенном ее пространстве – времени» [15]. На современном этапе эволюции, создав техносферу, человек противопоставил себя биосфере.

Как минимум дважды в истории нашей планеты, в юрском и ледниковом периодах, биосфера была большей частью уничтожена, что привело к вымиранию доминирующих видов. Вследствие бомбардировки астероидами вымерли динозавры, в период глобального похолодания – мамонты. Оправдывая прогнозы В.И. Вернадского, человек сегодня стал главной геологической силой планеты. Однако пользоваться этой силой научился не в полном объеме, что определяет угрозу деградации и возможного уничтожения цивилизации вследствие техногенной деятельности. Но, даже если мы уничтожим себя, биосфера впоследствии восстановится до стабильного состояния. Поскольку «все без исключения геохимические функции живого вещества в биосфере могут быть исполнены простейшими одноклеточными организмами» [9].

Человечество в целом всегда жило и до сих пор живет сегодняшним днем. Даже тот самый «золотой миллиард сытых», к которому вроде бы относится Украина, свое благосостояние создает путем преобразования биосферы в неорганизованную свалку мусора. Если темпы производства и накопления отходов будут сохраняться, то будущее нашей техногенной цивилизации измеряется одним-двумя столетиями. Альтернатива такому без-

дарному концу – в нашей действительной, а не декларативной разумности. Наша беда в том, что научный прогресс служит удовлетворению потребностей сегодняшнего дня, и мы практически ничего не предпринимаем для предотвращения трагической развязки. Главным приоритетом научных исследований должна стать экологическая стабилизация биосферы.

Основные пути преодоления противоречий между техносферой и ноосферой заключаются в глобальном внедрении замкнутого производственного цикла и доведения уже накопленных отходов до состояния, которое вписывается в природные биогеохимические циклы. Нам необходимо выиграть время до тех пор, когда мы сумеем создать безотходные технологии получения энергии. Пока что наиболее приемлемое, что у нас есть – ядерная, а в будущем – термоядерная энергетика. Они, увы, не безотходны. Развитие в Украине двухуровневой ядерной энергетике, когда энергетические реакторы будут работать в сопряжении с реакторами-трансмутаторами, обеспечивающими выжигание нежелательных изотопов, может стать начальной фазой ноогенеза в энергетической отрасли.

В.И. Вернадский искренне верил в будущее разумного человечества. «Процессы, подготовлявшиеся многие миллиарды лет, не могут быть преходящими, не могут остановиться. Отсюда следует, что биосфера неизбежно перейдет, так или иначе, рано или поздно, в ноосферу, то есть, что в истории народов, ее населяющих, произойдут события, нужные для этого, а не этому процессу противоречащие» [15]. Гений великого ученого, сумевшего интегрировать науки о Земле, жизни и космосе в единое естественно-философское мировоззрение, показал нам путь дальнейшего развития. Выход из тупика техносферы и развитие ноогенеза сегодня, как и во времена В.И. Вернадского, определяется планетарной интеграцией научной мысли.

1. Вернадский В.И. Несколько слов о ноосфере // Успехи современной биологии. – 1944. – № 18, вып. 2. – С. 113–120.
2. Каширилов М.М. Эволюция биосферы. – М.: Наука, 1979. – 254 с.
3. Lamarck J.-B. Hydrogéologie (1802). – Paris: CRHST/CNRS, 2003. – 269 p.
4. Самин Д.К. 100 великих научных открытий. – М.: Вече, 2008. – 479 с.
5. Suess E. Die Entstehung der Alpen. – Wien: W. Braunmuller, 1875. – 168 p.
6. Suess E. The face of the Earth (Das Antlitz der Erde) / Translated by H.B.C. Sollas under the direction of W.J. Sollas. – Oxford Clarendon Press, 1909. – V. 4. – 673 p.
7. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения / Под ред. Ф.Т. Яншиной, С.Н. Жидовинова. – М.: Наука, 2001. – 376 с.
8. Вернадский В.И. Очерки геохимии // Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського. – Т. 7, кн. 1: Праці з геохімії та радіогеології / За ред. Е.В. Соболевича, В.В. Доліна, Г.М. Бондаренка, Р.Я. Белєвцева. – Київ: НАН України, 2012. – С. 235–624.
9. Вернадский В.И. Об условиях появления жизни на Земле // Изв. Академии наук СССР. – 1931. – С. 633–653.
10. Dalrymple G.B. The Age of the Earth. – Stanford University Press, 1991. – 492 p.
11. Touboul M., Kleine T., Bourdon B. et al. Tungsten isotopes in ferroan anorthosites: implications for the age of the Moon and lifetime of its magma ocean // Icarus. – 2009. – V. 199. – P. 245–249.
12. Федонкин М.А. Две летописи жизни: опыт сопоставления (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы) // Проблемы геологии и минералогии / Под ред. А.М. Пыстина. – Сыктывкар: Геопринт, 2006. – С. 331–350.
13. Heges S.B., Kumar S. Genomic clocks and evolutionary timescales // Trends in Genetics. – 2003. – 19, № 4. – P. 200–206.
14. Вернадский В.И. Начало и вечность жизни. – Петроград: Изд-во «Время», 1922. – 58 с.
15. Вернадский В.И. Научная мысль как планетарное явление // Отв. ред. А.Л. Яншин. – М.: Наука, 1991. – 268 с.
16. Вернадский В. И. Несколько слов о ноосфере // Успехи современной биологии. – 1944. – № 18. – С. 113–120.
17. Юсфин Ю.С., Леонтьев Л.И., Черноусов П.И. Промышленность и окружающая среда. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2002. – 469 с.
18. Яншина Ф.Т. Эволюция взглядов В.И. Вернадского на биосферу и развитие учения о ноосфере. – М.: Наука, 1996. – 222 с.
19. Вернадский В.И. Эволюция видов и живое вещество // Природа. – 1928. – № 3. – С. 227–250.

20. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т.4: Геохимия. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 588 с.
21. Ермаков В.В. Биогеохимическая эволюция таксонов биосферы в условиях техногенеза // Техногенез и биогеохимическая эволюция таксонов биосферы / Под ред. В.В. Ермакова. – М.: Наука, 2003. – С. 5—22.
22. Hope V.K. A global biogeochemical budget for vanadium // Sci. Total Environment. – 1994. – V. 141. – P. 1—10.
23. Mukherjee A.B. Behavior of heavy metals and their remediation in metalloferrous soils // Metals Environment / Ed.: M.N.V. Prasad. N.-Y.-Basel: Marcel Dekker Inc., 2001. – P 433—471.
24. Расуна J.M. Contribution of elements to the atmosphere from natural sources // Chemical climatology geomedical problems / Ed.: J. Lag. – Oslo: The Norweg. Ac. Sci. Let., 1992. – P. 91—104.
25. Тютюнова Ф.И. Гидрогеохимия техногенеза. – М.: Наука, 1987. – 336 с.
26. Ковда В.А. Биогеохимические циклы в природе и их нарушение человеком // Биогеохимические циклы в биосфере. – М.: Наука, 1976. – С. 19—85.
27. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высшая школа, 1988. – 328 с.
28. Вернадский В.И. Лекции по геохимии... // 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. Белевцева. – Київ: НАН України, 2012. – С. 53—232.
29. Соботович Э.В., Ольштынський С.П. Геохимия техногенеза / Отв. Ред. Г.В. Войткевич. – Киев: Наук. думка, 1991. – 228 с.
30. Національна доповідь про стан навколишнього природного середовища в Україні у 2004 році. – Київ: Мінприроди України, 2005. – 227 с.
31. US Geological Survey [Электронный ресурс] // Режим доступа: <http://www.usgs.gov>.
32. Онлайн справочник "Everyday" [Электронный ресурс] // Режим доступа: www.everyday.com.ua
33. Plane Crash Info [Электронный ресурс] // Режим доступа: <http://planecrashinfo.com/>
34. World Nuclear Association: Nuclear Database [Электронный ресурс] // Режим доступа: <http://www.world-nuclear.org>.
35. Абдеев Р.Ф. Философия информационной цивилизации. – М.: ВЛАДОС, 1994. – 336 с.
36. Коваленко Г.Д., Рудя К.Г. Радиоэкология Украины. – Киев: Издательско-полиграфический центр «Київський університет», 2001. – 167 с.
37. Енергетична стратегія України на період до 2030 року. Схвалено розпорядженням Кабінету Міністрів України від 15 березня 2006 р. № 145-р. – Київ, 2006. – 129 с.
38. Патон Б.Є., Бакай О.С., Бар'яхтар В.Г., Неклюдов І.М. Про стратегію розвитку ядерної енергетики в Україні // Світогляд. – 2010. – № 5 (25). – С. 4—17.
39. Чернобыльская катастрофа / В.Г. Бар'яхтар (гл.ред.) – Киев: Наук. думка, 1995. – 559 с.
40. 25 років Чорнобильської катастрофи. Безпека майбутнього: Національна доповідь України / За ред. В.І. Балоги, В.І. Холоші, О.М. Євдіна, Г.П. Перепелятнікова. – Київ: КІМ, 2011. – 367 с.
41. Реймерс Н.Ф. Охрана природы и окружающей человека среды: Словарь-справочник. – М.: Просвещение, 1992. – 320 с.
42. ISO 11074-4. Soil quality – Vocabulary – Part 4: Terms and definitions related to the rehabilitation of soils and sites. – Geneva, 1999. – 22 p.
43. Ретроспективно-прогнозні дози опромінення населення та загальнодозиметрична паспортизація 1997 р. населених пунктів України, що зазнали радіоактивного забруднення внаслідок Чорнобильської аварії. Узагальнені дані за 1986—1997 рр. Збірка 7 / За ред. І.А. Ліхтарєва. – Київ: МНС України, 1998. – 155 с.
44. Natural Remediation of Environmental Contaminants: its Role in Ecological Risk Assessment and Risk Management / M. Swindoll, R.G. Stahl, S.J. Ells (Eds). – Pensacola-Blussels: SETAC, 2000. – 472 p.
45. Вернадский В.И. Об участии живого вещества в создании почв // Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського. – Т. 7, кн. 2: Праці з геохімії та радіогеології / За ред. Е.В. Соботовича, В.В. Доліна, Г.М. Бондаренка, Р.Я. Белевцева. – Київ: НАН України, 2012. – С. 499—523.
46. Долін В.В., Бондаренко Г.М., Орлов О.О. Самоочищення природного середовища після Чорнобильської катастрофи / За ред. Е.В. Соботовича. – Київ: Наук. думка, 2004. – 221 с.
47. Орлов О.О., Долін В.В. Біогеохімія цезію-137 у лісоболотних екосистемах Українського Полісся / За ред. Е.В. Соботовича. – Київ: Наук. думка, 2010. – 198 с.
48. Геохимия техногенных радионуклидов / Под ред. Э.В. Соботовича, Г.Н. Бондаренко. – Киев: Наук. думка, 2002. – 332 с.
49. Бідна С.М. Демутаційні процеси в Чорнобильській зоні відчуження та їх використання для заліснення радіаційно забруднених територій: автореф. дис. канд. сільгосп. наук: 06.03.03. – Київ, 2000. – 21 с.
50. Автореабілітаційні процеси в екосистемах Чорнобильської зони відчуження / За ред. Ю.О. Іванова, В.В. Доліна. – Київ, 2001. – 250 с.
51. Федоренко Н.М., Кондратюк С.Я., Орлов О.О. Лишайники та ліхенофільні гриби Житомирської області. – Житомир: ПП «Рута», Вид-во «Волинь», 2006. – 148 с.

52. Гащак С.П., Вишневський Д.О., Заліський О.О. Фауна хребетних тварин Чорнобильської зони відчуження (Україна) / За заг. ред. С.П. Гащака. – Славутич: Вид-во Чорнобильського центру з проблем ядерної безпеки, радіоактивних відходів та радіоекології, 2006. – 100 с.
53. Долін В.В., Смирнов В.Н., Ицук А.А., Орлов А.А. Техногенно-экологическая безопасность биосистемы Бугского лимана в условиях загрязнения тяжелыми металлами / Под ред. Э.В. Собоновича. – Киев-Николаев: РАЛ-поліграфія, 2011. – 200 с.
54. Техногенез и биогеохимическая эволюция таксонов биосферы / Под ред. В.В. Ермакова // Тр. биогеохимической лаборатории. М.: ГЕОХИ РАН, 2003. – Т. 24. – 351 с.

Собонович Е.В., Долін В.В. СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ ЕКОЛОГІЧНОЇ СТАБІЛІЗАЦІЇ БІОСФЕРИ

До розвитку ідей В.І. Вернадського щодо еволюції біосфери в ноосферу визначено ключові проблеми її сучасної проміжної стадії – техносфери. Проілюстровано часову динаміку природного та техногенного катастрофізму. Темпи техногенезу оцінено за розвитком ядерної енергетики. На прикладі штучних радіонуклідів розглянуто інтенсивність біогеохімічних циклів речовини техногенного походження. Визначено глобальні завдання екологічної стабілізації біосфери.

Sobotovich E.V., Dolin V.V. MODERN PROBLEMS OF ECOLOGICAL STABILIZATION OF THE BIOSPHERE

The paper is devoted to development of V.I. Vernadsky's idea on the evolution of Biosphere toward Noosphere. The key problems of modern interim stage of this evolution named "Technosphere" are determined. The temporal dynamics of natural and technogenic catastrophes is illustrated. The technogenesis rate is assessed in conformity with the development of nuclear power engineering. Biogeochemical flux of matter of man-caused origin is considered on the example of artificial radionuclides. Global issues for ecological stabilization of the Biosphere are determined.

Соботович Э.В., Лысенко О.Б., Демихов Ю.Н., Скульский Н.А.

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ НЕКОТОРЫХ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОСФЕРЕ

Изучены особенности изотопного фракционирования H, C, Mg, Fe, Zn в живых организмах, включая человека. Установлены: фазовый изотопный эффект в системе «выдыхаемый воздух – кровь»; вариации изотопов основных биогенных химических элементов в пределах одной биологической системы; особенности поведения четных и нечетных стабильных и радиоактивных изотопов химических элементов. Показано, что изотопы являются перспективными источниками информации о физиологическом состоянии организма человека, что может быть использовано в диагностических целях.

Введение

Эволюционное развитие любого живого организма зависит от состояния окружающей среды, т.е. от комплекса абиотических и биотических экологических факторов, которые преобладают в ней в то или иное время.

Современный человек, по сравнению с любыми другими живыми системами, обладает наивысшими адаптационными возможностями относительно окружающей среды, поскольку он научился создавать для себя локальные комфортные условия своего существования. Здоровье человека в значительной степени зависит от эндогенных факторов окружающей среды, превышающих способность адаптации организма к ним.

Природа и общество – это не хаотические наборы живых и неживых компонентов. Они структурированы в виде определенных систем и подсистем строгой иерархии. При этом существует немало форм классификаций разнообразных природных, искусственных и социальных систем в зависимости от того, какие критерии взяты за основу.

Как известно, человечество находится под постоянным влиянием геосферы. Причем, влияние современной цивилизации на окружающую среду достигло того уровня, о котором В.И. Вернадский писал: «Ноосфера есть новое геологическое явление на нашей планете. В ней человек становится крупномасштабной геологической силой» [1]. И современный уровень достижений в ядерной и космической сфере, в генной- и ДНК-инженерии расширил и укрепил иллюзию человека о своих возможностях.

Нельзя отрицать существование влияния многих биологических и биотропных факторов, часть из которых очевидна и хорошо изучена. Однако существует огромное количество других геогенных факторов биотропного влияния, которые либо мало изучены, либо вообще остались вне сферы изучения их человеком. Среди них можно выделить геомагнитную активность, магнитные аномалии, естественное фоновое излучение, изотопное фракционирование, миграцию жидкостей и эмиссию газов в зонах разломов, едва различимые сейсмические явления, которые вызывают локальные изменения геохимических и геофизических параметров, цикличность тектонических и климатических процессов, геоэлектричество, геопатогенные зоны и другие.

Известно, что многие закономерности распространенности изотопов в природе контролируются процессами, происходящими в биосфере. Поэтому биохимические исследования все чаще стали включать в себя подробное изучение изотопного состава геологических объектов. В результате значительная часть экспериментальных данных, касающихся изотопного состава биосистем, была получена в ходе геохимических исследований. Этим, вероятно, объясняется внимание геохимиков, интересующихся ролью живого вещества в природе, к процессам биологического фракционирования изотопов.

Химический состав живых организмов

«Геохимия – наука двадцатого столетия. Она могла возникнуть лишь после появления современного научного представления об атомах и химических элементах, но корни ее идут глубоко в прошлое науки» [2].

Хорошо известно, что все существующие на Земле живые организмы состоят из вполне определенного набора химических элементов, передаваемого в тех же соотношениях из поколения в поколение, т.е. можно сказать, что химический состав любого организма – важный систематический признак [3]. При этом возникают два вопроса:

- является ли такая передача абсолютно стабильной из поколения в поколение или же она меняется в процессе геохимической эволюции земной поверхности, но со скоростью, мало доступной человеческому восприятию;
- соответствует ли место химического элемента в периодической таблице Менделеева его роли в живом веществе?

Химический состав современных организмов складывался под воздействием двух процессов: с одной стороны, это эволюция состава атмосферы, гидросферы и литосферы; с другой – это жизненно необходимая для организма концентрация уже имеющихся внутри него соотношений элементов. По словам знаменитого французского физиолога и патофизиолога Клода Бернара, «постоянство внутренней среды – необходимое условие свободной жизни организма». Изучение прошлого организмов, их эволюции и адаптации к изменяющейся геохимической среде обитания, поможет грамотно ориентироваться в настоящем и решать актуальные проблемы медицины, экологии и сопряженные с ними проблемы.

Организмы способны избирательно поглощать и накапливать некоторые элементы из окружающей среды. В первую очередь это касается легких химических элементов, поскольку содержание химических элементов в организмах с ростом атомной массы элемента чаще всего уменьшается. Однако присутствие некоторых химических элементов (в количестве даже нескольких атомов на клетку) оказывает значимое влияние на процессы внутриклеточного метаболизма. С этих позиций были предприняты попытки создать классификацию так называемых «жизненно необходимых» химических элементов, недостаток или избыток которых угнетает жизнедеятельность организма.

Перечень химических элементов, которые относят к «жизненно необходимым», варьирует у разных исследователей в довольно широких пределах. Однако, по мнению большинства классиков, в графе «жизненно необходимые» неизменно повторяются 20 элементов (табл. 1). К четырем органогенным элементам (O, C, H, N) добавляются P, S, Na, K, Mg, Ca, Cl, Fe, Cu, Zn, Mn, Cr, Se, Mo, I, Co [4].

Таблица 1. Средний состав жизненно необходимых элементов в живом веществе

Элемент	Содержание в организмах [3], моль/т		Изотопы	Средняя распространённость [5], %	Спин I, h	Ядерные характеристики [6]	
	Наземные растения	Наземные животные				Магнитный момент μ, μ_n	Q, фм ²
1	2	3	4	5	6	7	8
¹ H	55 000	70 000	¹ H	99,99	1/2	+2,79284734	+0,0028
			² H	0,01	1	+0,857438228	
⁶ C	37 833	38 750	¹² C	98,93	0	+0,7024118	+1,56
			¹³ C	1,07	1/2		
⁷ N	2143	7143	¹⁴ N	99,64	1	+0,40376100	—0,28318884
			¹⁵ N	0,36	1/2		
⁸ O	25 625	11 625	¹⁶ O	99,76	0	—1,89379	—2,6(3)
			¹⁷ O	0,04	5/2		
			¹⁸ O	0,20	0		
¹¹ Na	52	174	²³ Na	100	3/2	+2,217520(2)	+10,1(8)

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8
			²⁴ Mg	78,99	0		
¹² Mg	132	41	²⁵ Mg	10,00	5/2	—0,85545	+22
			²⁶ Mg	11,01	0		
¹⁵ P	74	548—1420	³¹ P	100	1/2	+1,13160	
			³² S	94,99	0		0
¹⁶ S	106	156	³³ S	0,75	3/2	+0,6438212	—6,4(10)
			³⁴ S	4,25	0		0
			³⁵ S	0,01	3/2	+1,00	+0,0471
			³⁵ Cl	75,77	3/2	+0,8218736(5)	8,249(2)
¹⁷ Cl	57	79	³⁷ Cl	24,23	3/2	+0,6841230(5)	6,493(2)
			³⁹ K	93,26	3/2	+0,39147	+4,9(4)
¹⁹ K	360	190	⁴¹ K	6,73	3/2	+0,2148701	+6,0(5)
			⁴⁰ Ca	96,94	0		
			⁴² Ca	0,64	0		
²⁰ Ca	450	5–212,5	⁴³ Ca	0,13	7/2	—1,31726(60)	<23
			⁴⁴ Ca	2,08	0		
			⁴⁶ Ca	4*10 ⁻³	0		
			⁴⁸ Ca	0,18	0		
			⁵⁰ Cr	4,35	0		
²⁴ Cr	0,0044	0,0014	⁵² Cr	83,79	0		
			⁵³ Cr	9,50	3/2	—0,47454(3)	2,2
			⁵⁴ Cr	2,36	0		
²⁵ Mn	11,45	0,004	⁵⁵ Mn	100	5/2	+3,468716(2)	+35(5)
			⁵⁴ Fe	5,85	0		
²⁶ Fe	2,5	2,9	⁵⁶ Fe	91,75	0		
			⁵⁷ Fe	2,12	1/2	+0,09044(7)	
			⁵⁸ Fe	0,28	0		
²⁷ Co	0,008	0,0005	⁵⁹ Co	100	7/2	+4,627(9)	+40,4(40)
			⁶³ Cu	69,15	3/2	+2,227206	—20,9(3)
²⁹ Cu	0,22	0,04	⁶⁵ Cu	30,85	3/2	+2,3816	19,5(4)
			⁶⁴ Zn	48,27	0		
			⁶⁶ Zn	27,98	0		
³⁰ Zn	1,53	2,45	⁶⁷ Zn	4,10	5/2	+0,8752049	+15,0(15)
			⁶⁸ Zn	19,02	0		
			⁷⁰ Zn	0,63	0		
			⁷⁴ Se	0,90	0		
			⁷⁶ Se	9,20	0		
³⁴ Se			⁷⁷ Se	7,60	1/2	+0,534270(8)	
			⁷⁸ Se	23,70	0		
			⁸⁰ Se	49,80	0		
			⁸² Se	8,80	0		
			⁹² Mo	14,84	0		
			⁹⁴ Mo	9,25	0		
⁴² Mo			⁹⁵ Mo	15,92	5/2	—0,9142(1)	—1,9(12)
			⁹⁶ Mo	16,68	0		
			⁹⁷ Mo	9,55	5/2	—0,9335(1)	—10,2(39)
			⁹⁸ Mo	24,13	0		
			¹⁰⁰ Mo	9,63	0		
⁵³ I			¹²⁷ I	100	5/2	+2,81327	—78,9

Примечание: Q – Электрический и квадрупольный момент

Тем не менее, вопрос о том, какие из обнаруженных в живом веществе химических элементов действительно жизненно необходимы, а какие попадают в организм случайно за счет пищи, воды и воздуха (не принося ему при этом значимого ущерба), остается по-

прежнему дискуссионным.

Стабильные изотопы элементов

Сфера использования человеком созданных природой изотопов касается как органического, так и неорганического мира.

Современные исследования доказывают, что изотопы – носители памяти о рождении и преобразовании молекул, а фракционирование изотопов – это химическая история вещества. Службу памяти изотопы реализуют в двух функциях. Во-первых, они участвуют в создании памяти, в ее запасании (через изотопные эффекты в актах рождения и преобразования молекул). Во-вторых, они – наследники и хранители памяти как свидетели химических событий (и нынешних, и древних, происходивших за многие тысячелетия до наших дней). Это давно доказано многочисленными науками о Земле, которые используют изотопные измерения как методы для изучения важных и ранее неразрешимых проблем [7].

Стабильные изотопы позволяют решать те же задачи, что и радиоактивные, причем без искажения результатов под влиянием облучения. Большая сложность измерений компенсируется повышенной надежностью результатов. Можно надеяться, что развитие измерительной техники и большая доступность аппаратуры в дальнейшем будут способствовать замене во многих исследованиях радиоактивных изотопов стабильными. В то же время повышение чувствительности радиометрических методов позволит уменьшать дозы применяемых изотопов и тем самым и отклонения от индикаторности, вызванные радиацией.

В итоге можно сказать, что стабильные изотопы могут быть использованы как изотопные индикаторы в двух случаях:

1) использование их в качестве «внешней метки» при поступлении в живой организм в микроколичествах с пищей, водой, воздухом или лекарственными препаратами, что дает возможность описывать углеродный и азотный стресс при голодании диких животных, изучать влияния эндогенных и экзогенных факторов окружающей среды на диетическое фракционирование изотопов C, N в живых организмах, прогнозировать географический регион происхождения людей и рацион их питания;

2) при определении соотношений собственных изотопов организма, являющихся внутримолекулярным явлением (так называемая «внутренняя метка»).

Использование «внутренней метки» все чаще находит применение для определения и объяснения процессов, протекающих в живых организмах, в частности у человека. Целью использования «внутренней метки» является изучение последовательности биохимических превращений, определение конкурирующих параллельных реакций и измерение скорости образования промежуточных продуктов.

В мировой практике для измерения изменений изотопного состава принята δ -система, в которой содержание изотопа выражается через изотопный состав некоторого стандарта и измеряется в промилле (‰). Так, для углерода ^{13}C :

$$\delta^{13}\text{C}, \text{‰} = [(R_{\text{обр.}}/R_{\text{станд.}}) - 1] \times 10^3, \quad (1)$$

где $R_{\text{обр.}} = (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{обр.}}$, т.е. выражает относительное содержание тяжелого и легкого изотопа в образце; $R_{\text{станд.}}$ – такое же отношение для стандарта.

Иначе говоря, при измерении изотопов используют не абсолютные величины их отношений, а относительные отклонения от изотопного состава стандартного образца. Положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ указывают на увеличенное содержание тяжелого изотопа углерода в образце относительно стандарта, а отрицательные значения – на снижение содержания в образце тяжелого изотопа по сравнению со стандартом.

Природные изотопные эффекты

Для успешного применения изотопов всегда важно иметь представления о свойствах и различиях не только самих изотопов, но и одних и тех же соединений разного изотопного состава. Это крайне необходимо для анализа химических реакций, особенно для анализа сложных биологических проблем. Известно, что физические и физико-химические

свойства веществ в случае изменения изотопного состава тем больше, чем меньше номер химического элемента (при одной и той же разнице в атомных номерах элементов).

«Вследствие различий в физико-химических свойствах изотопных молекул их химические и физические превращения обычно сопровождаются фракционированием изотопов, т.е. распределением их между двумя фракциями вещества с разными изотопными отношениями» [8]. Или, другими словами, фракционирование изотопов состоит в том, что относительное содержание одного из изотопов в данном соединении увеличивается за счет снижения его содержания в другом, т.е. фракционирование изотопов является следствием их физико-химической неравноценности, что может сказываться на скоростях процессов, энергетическом состоянии и ядерном магнетизме системы.

Процессы фракционирования изотопов (их разделение между двумя фракциями) в неживом веществе до настоящего времени можно считать достаточно хорошо изученными. Для того, чтобы получить полное объяснение обнаруженным природным изотопным эффектам, авторы сочли целесообразным проанализировать те основные изотопные эффекты, которые индуцируют фракционирование изотопов в биологических системах (табл. 2). Поэтому при описании изотопных элементов авторы останавливались только на тех, которые проявляются в биосистемах.

Таблица 2. Классификация изотопных эффектов

Физические свойства. Различия, в которых обуславливается изотопный эффект (И. э.)	Изотопный эффект		
	Тип	Разновидность	Проявление в биосистемах
Масса. И. э. I рода	Инерциальный	Гравитационный	Не обнаружен
		Диффузионный	Обнаружен у фотосинтезирующих растений
		Электромагнитный (разделение изотопных ионов в электрическом и магнитном поле)	Наличие эффекта требует дальнейших исследований
		Фазовый	Установлен авторами в системе «выдыхаемый воздух–кровь»
	Корпускулярно-химический	Адсорбционный	Пока нет сведений
		Термодинамический	Обнаружен внутримолекулярный изотопный эффект.
	Химический	Кинетический	Наличие межмолекулярного изотопного эффекта является предметом дискуссии
		Фотохимический	Хорошо изучен для фотосинтезирующих растений
		Туннельный	Нет сведений
	Ядерно-химический	Ядерно-спиновый	Нет сведений
Спин, магнитный момент. И. э. II рода			Обнаружен в биосистемах

Как видно из таблицы 2, из изотопных эффектов I рода (или масс-зависящих эффектов) в биосистемах, согласно правилу плейд, проявляют свое влияние фазовый и химические (кинетический и термодинамический) изотопные эффекты.

Изотопные эффекты II рода или масс-независимые эффекты, согласно правилу плейд, были обнаружены в радикальных и ион-радикальных химических реакциях. Поскольку

некоторые биохимические процессы в живых организмах протекают также по ион-радикальному механизму, то можно ожидать здесь проявление изотопных эффектов II рода.

Фазовый изотопный эффект. Основной вклад в формирование изотопного состава атмосферных осадков, а следовательно и поверхностных вод континентов, вносит фракционирование изотопов при конденсации водяного пара; фракционирование при испарении вносит меньший вклад. Следует отметить, что для атмосферных осадков и поверхностных вод континентов обычно наблюдается корреляционная зависимость между δD и $\delta^{18}O$: $\delta D = a\delta^{18}O + b$ ‰, при $a = 8$, $b = 10$ зависимость называется прямой Крейга.

При замерзании воды также происходит разделение изотопов водорода и кислорода. Процесс протекает в условиях близких к равновесным и приводит к обогащению льда D и ^{18}O в воде поверхностного слоя примерно на 20 ‰ и 2 ‰, соответственно.

В живых организмах можно было бы ожидать наличие фазового эффекта в системе «выдыхаемый воздух–кровь» на границе пар–жидкость в легких. Такой прогноз был нами подтвержден в результате проведения серии экспериментов по исследованию изотопного состава водорода: выдыхаемой человеком влаги, атмосферной влаги, биологических жидкостей, тканей и продуктов метаболизма человека [9].

Химический изотопный эффект состоит из термодинамического и кинетического эффектов.

Термодинамический изотопный эффект основан на стремлении системы изотопных молекул к минимуму энергии. Действительно, квантово-статистические расчеты термодинамических состояний системы из двух атомов показывают, что энергия такой системы изменяется при перераспределении изотопов в ней и стремится к минимуму.

Для расчета константы равновесия требуются экспериментальные данные о частотах колебательных спектров, массах и числах симметрии молекул, участвующих в изотопно-обменной реакции. Для плеед изотопов с ростом массы изотопа наблюдается увеличение частот колебаний и, следовательно, увеличение энергии связи в молекуле, т.е. тенденция к накоплению тяжелых изотопов в молекулах с большей энергией связи. Основные частоты колебаний, cm^{-1} : $H_2 - 4405,3$; $D_2 - 3118,8$; $T_2 - 2546,5$.

Таким образом, для изотопов водорода не следует ожидать изменения направления изотопных эффектов на обратное при переходе от дейтерия к тритию.

Кинетический изотопный эффект (КИЭ) основан на различии абсолютных скоростей реакций изотопных молекул. В ряде физико-химических процессов, протекающих в неравновесных условиях, разделение изотопов может происходить за счет кинетических факторов. В соответствии с теорией абсолютных скоростей химических реакций в реакциях участвуют не все молекулы, а только те из них, которые достигли энергии активации. При распределении молекул по скоростям согласно закону Максвелла количество молекул dN имеющих скорость в диапазоне от V до $V + \Delta V$ определяется выражением:

$$dN \approx \left(\frac{m}{2KT} \right)^{\frac{2}{3}} \times e^{\frac{mv^2}{2KT}}, \quad (2)$$

где: dN – число молекул, скорости которых лежат в интервале скоростей ΔV ; V – нижняя граница интервала скоростей ΔV ; m – масса молекулы; K – газовая, постоянная; T – температура.

Доля тяжелых молекул со скоростью V меньше доли легких молекул, поэтому большая часть легких молекул примет участие в реакции. Таким образом, химический кинетический эффект не может привести к нарушению закономерности фракционирования в триадах изотопов.

Для изотопов водорода (третия, дейтерия и протия) различие в скоростях протекания реакций, в которых участвуют изотопические молекулы, обусловлено как разницей масс молекул, так и изменением энергии активации. Если же обе молекулы тяжелые, то изотопный состав мало влияет на их массы. В этом случае различие в кинетике практически целиком будет обязано изменению энергии активации образования активированного ком-

плекса. Но учет скорости протекания реакций, обусловленный разницей масс молекул принципиально результата не изменит.

Следовательно, при химических изотопных эффектах изотопы водорода должны вести себя синхронно и проявлением химических изотопных эффектов нельзя объяснить принципиальное различие в поведении протия, дейтерия и трития в биосистемах.

Диффузионный изотопный эффект. В случае фотосинтезирующей фиксации углерода высшими растениями, морскими водорослями и автотрофными бактериями, одним из процессов, ответственным за фракционирование углерода, является диффузия CO_2 внутрь и наружу из тканей растений. Фракционирование углерода на этом этапе у высших растений характеризуется величиной порядка -4‰ , что вносит существенный вклад в суммарное фракционирование изотопов углерода в растениях C_4 (среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ около -13‰ , относительно стандарта PDB), в то время как эта стадия оказывает малый вклад на пути фиксации углерода растениями C_3 (среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ около $-28\text{—}30\text{‰}$, относительно стандарта PDB). Медленная диффузия CO_2 в воде вносит существенный вклад в процесс формирования $\delta^{13}\text{C}$ морских и пресноводных водорослей [10].

По аналогии с фотосинтезирующей фиксацией углерода, можно ожидать влияния диффузии на изотопный состав легких элементов и в меж- и внутриклеточных процессах, в том числе и у гетеротрофных организмов. Этот эффект носит кинетический характер и не должен изменить направленность процессов для дейтерия и трития.

Ядерно-спиновый (магнитный) изотопный эффект (МИЭ). Некоторые химические реакции, прежде всего радикальные и ион-радикальные, связаны с изменением суммарного электронного спина реагирующей системы или, как говорят, изменением спиновой мультиплетности, например переходом ее из триплетного состояния в синглетное. Энергия, характеризующая этот переход, зависит от взаимодействия спинов электронов и ядер. Вследствие этого вероятность химических реакций оказывается зависящей от наличия ядерного спина и величины его взаимодействия с электронным спином – так называемого сверхтонкого взаимодействия. Поскольку в общем случае изотопы одного элемента могут различаться величиной ядерного спина, скорость реакции для изотопных соединений может оказаться различной, что и предполагает наличие изотопного эффекта.

В отличие от КИЭ величина МИЭ зависит от магнитного поля, температуры, молекулярной и химической динамики, а также спинового состояния реагентов. Магнитный изотопный эффект приводит к фракционированию магнитных и немагнитных изотопов в химических, биохимических, геохимических и космических процессах.

Механизм магнитного изотопного эффекта может реализоваться в химических радикальных реакциях. Как известно, в молекулах электроны спарены и спины электронов скомпенсированы, т.е. суммарный электронный спин равен нулю. Такое состояние называется синглетным (S). При распаде молекулы на радикалы происходит распаривание электронов и последующая рекомбинация радикалов может быть затруднена необходимостью компенсации спинов. Поэтому ядерно-спиновый (магнитный) изотопный эффект и изотопное фракционирование сильно зависят от магнитной, электрон-ядерной энергии, от величины внешнего магнитного поля, от вращательной и трансляционной диффузии партнеров, от вязкости и замкнутости объема, от времени жизни радикалов.

Для пары H/D могут сосуществовать и масс-зависящий и ядерно-спиновый (магнитный) изотопный эффекты, причем они даже соизмеримы. Однако для более тяжелых ядер, начиная с углерода, ядерно-спиновый изотопный эффект на порядок превышает масс-зависимый изотопный эффект.

В классической изотопии (масс-зависимой) все постулаты фракционирования приняты исходя из массы ядер. В ней химически более активны молекулы с легкими ядрами. В магнитной изотопии, как правило, более активны молекулы с магнитными ядрами. Происхождение этих двух изотопий иллюстрирует рисунок 1.



Рис. 1. Схема, иллюстрирующая происхождение изотопных эффектов [7]

Данные о фракционировании стабильных изотопов биогенных элементов в организме человека как новый вид информации о его физиологическом состоянии

Общепринято считать, что здоровье человека определяется в значительной степени экзогенными факторами, а именно условиями окружающей среды в течение всех периодов его онтогенетического развития. Рецепция экзогенных факторов осуществляется с помощью формирования соответствующей информации в форме изменений состава соединений, которые принимают участие в метаболизме.

В организме существуют два четких источника химической информации – макромолекулы (нуклеиновые кислоты и белки) и микромолекулы (аминокислоты, липиды, сахара), которые хорошо изучены и формируют основу современных исследований в биохимии, молекулярной биологии, химической биологии и в последнее время в геномике, протеомике и биоинформатике.

Связи между ними хорошо определены и в большинстве случаев несложно идентифицировать тот источник, которому принадлежит определенная часть информации. Большая часть биохимических проблем соотносится с макро- и микромолекулами и общий метаболизм оказывает существенное влияние на качественные и количественные характеристики химической информации этих источников [11].

Общеизвестно, что характеристики состояния генома, который несет полную программу развития организма, играют и будут играть все более значительную роль в диагностике многих болезней. Однако непосредственно в структуре генома не сказывается влияние факторов окружающей среды на организм, в которой реализуются процессы наследственной информации путем сложной системы сигналинга. Для современной биологии возможность охарактеризовать способ, с помощью которого окружающая среда интерферирует с генетической информацией, приводя к серии фенотипических модификаций, остается далеко нерешенной задачей.

Исследования протеома, который является множеством синтезированных в данный момент времени протеинов, могут помочь установить недавние события в окружающей среде и их влияние на здоровье человека. Можно сказать, что протеом является кратковременным отображением физиологического состояния и существует, вероятно, краткое время для метаболически активных протеинов. Таким образом, ни геном, ни протеом не обеспечивают долговременной записи физиологического статуса организма. Поэтому поиски новых источников информации, которые бы отражали влияние различных условий окружающей среды на организм человека в течение всей продолжительности его жизни, всегда были своевременными и актуальными.

Кроме отмеченных выше двух источников химической информации, есть основания допустить существование и третьего, очень существенного по своему значению. Это – изотопные соотношения биогенных элементов, относящихся как к микро- так и к макромолекулам, и обладающими многими общими характеристиками. Влияние процессов метаболизма на эти соотношения в настоящее время остается, в сущности, неизученным, хотя еще В.И. Вернадский отмечал их большое значение в жизнедеятельности живых существ: «...во всех случаях, медицинских и ветеринарных, должен быть поставлен вопрос, как действуют соли кальция, железа, магния, цинка и т.п. на организм. Одинаково ли действие их, изготовленных из обычных элементов и из элементов, прошедших через организм?» [12].

Внутримолекулярные соотношения изотопов содержат информацию (память), заложенную в молекулу при ее «рождении», т.е. это память о химической эволюции вещества как о совокупности огромного количества химических реакций. По этой памяти, по изотопным аномалиям можно реконструировать пути химической эволюции, проследить происхождение веществ в природе [7, 11].

Изотопные соотношения биогенных элементов являются составляющими многих биохимических процессов в организме, и поэтому можно полагать, что они являются потенциальными индикаторами его функционального состояния.

Так еще в 1969 г. Дегенсом [13] было показано, что различие в изотопном фракционировании в различных биосистемах может быть объяснено обменными процессами.

Адаптация к неблагоприятным условиям сопровождается мобилизацией внутренних ресурсов, которые могут модулировать биологическое изотопное фракционирование. Было показано, что:

- такие изменения могут быть использованы в качестве интегрального показателя, характеризующего состояние биохимических процессов в организме;
- внутримолекулярные распределения изотопов могут быть чувствительны к любым отклонениям биосинтеза от нормы. Тем не менее, в естественных условиях такие отклонения не могут быть объяснены только изотопными эффектами.

Явление биологического изотопного фракционирования было достаточно изучено для Н, С, О, N, Mg, Si, Se, Ca, Fe, Cu, Zn, Sc и др. Полученные результаты многочисленных исследований в целом поддержали гипотезу В.И. Вернадского [12] о том, что живые организмы могут выборочно использовать конкретные изотопы. В частности, В.И. Вернадский предположил, что различные изотопы химических элементов могут по-разному влиять на биоту. Что следует из его слов: «...я пришел к убеждению, что не исключена возможность влияния явлений жизни на состав изотопических смесей, т.е. на изменение в жизненном процессе атомного веса химических элементов, благодаря тому, что организм обладает способностью выбирать между изотопами, изменять состав изотопической смеси» [8].

Это – гипотеза, но гипотеза, основанная на прочном эмпирическом обобщении, исходящем из огромного количества точно установленных фактов геохимии. Таким обобщением является утверждение о проявлении в жизненных процессах свойств атомов, а не только их соединений. «Жизнь в геохимическом аспекте – столь глубокое явление, что ее изучение заставляет по-новому относиться к крупнейшим положениям, лежащим в основе нашего понимания природы, к атому и пространству, в частности» [12]. Тем не менее, большинство проблем в этом направлении до настоящего времени остаются нерешенными.

Внутримолекулярное фракционирование органогенных элементов

Среди общего количества имеющихся на сегодняшний момент сведений о биологическом фракционировании изотопов биогенных элементов наиболее часто встречаются работы по изучению фракционирования изотопов органогенных элементов (С, Н, N, О), что обусловлено их подавляющим количеством в составе всех живых организмов на Земле. Такая распространенность связана с их способностью легко образовывать ковалентные связи посредством спаривания электронов и реагировать друг с другом, заполняя свои внешние электронные оболочки. Кроме того, среди элементов, способных образовывать

ковалентные связи, они являются самыми легкими. А поскольку прочность ковалентной связи обратно пропорциональна атомным массам связанных с ее помощью атомов, именно им отведена роль быть структурными элементами всех биогенных молекул.

Каждая стереохимически уникальная позиция С, Н, N и О во всех химических соединениях имеет изотопное соотношение, которое отражает химические и физические процессы анаболизма и катаболизма молекул, а также информацию об элементе. Так, при исследовании кодированных кодонами 21 аминокислоты было показано, что существуют 104 химически уникальные позиции С, 10 позиций N, а также 72 позиций Н (с учетом внутренних $-\text{CH}_2-$ как симметричных и имеющих идентичное изотопное соотношение). В живом организме физически разные компартменты (например, плазма и органы) могут содержать аминокислоты с различным изотопным составом. Белки, синтезированные в отдельных органах, но присутствующие в том же физическом пуле (например, плазме), также могут представлять компартменты с различными внутримолекулярными изотопными соотношениями, указывающими на их происхождение [11].

Начиная с 2000 г., в Институте геохимии окружающей среды НАН Украины совместно с Институтом геронтологии и Научным центром радиационной медицины АМН Украины были начаты исследования по изучению и определению присущих (внутренних) изотопных соотношений некоторых биогенных элементов (в частности, углерода, магния, водорода, железа) в тканях человека. Конечной целью наших исследований является выявление и изучение зависимости между присущими (внутренними) соотношениями стабильных изотопов этих элементов в тканях человека и его функциональным состоянием [11, 14—16].

Фракционирование изотопов углерода в биосистемах живых организмов

Впервые внутримолекулярную неоднородность углерода в биосистемах в 1961 г. обнаружили Р.Н. Abelson и Т.С. Hoering [17]. Исследуя изотопный состав аминокислот *Chlorella*, *Euglena* и других они обнаружили некоторые закономерности в распределении изотопов углерода, а именно то, что у большинства аминокислот углерод карбоксильной группы обогащен ^{13}C относительно углерода декарбоксилированного остатка (табл. 3).

Таблица 3. Наблюдаемое внутримолекулярное распределение изотопов углерода в аминокислотах [17]

Аминокислота	Наблюдаемый коэффициент разделения Δ^*					
	<i>Chlorella</i>	<i>Anacystis</i>	<i>Scenedesmus</i>	<i>Chromatium</i>	<i>Euglena</i>	<i>Gracilaria</i>
Глутаминовая	1,012	1,028	1,021	1,022	1,022	1,010
Аргинин	1,020	—	—	—	1,023	1,011
Аспарагиновая	1,018	1,025	1,023	1,012	1,021	1,013
Лейцин	1,010	1,003	1,004	1,001	1,012	0,998
Изолейцин	1,015	1,010	1,005	—	—	1,066
Аланин	1,005	1,014	1,007	—	1,001	1,006
Треонин	1,018	—	—	—	1,014	1,008
Глицин	1,018	1,002	1,006	—	1,002	0,995
Серин	1,012	—	—	1,005	1,003	1,008
Тирозин	1,026	—	—	—	1,015	1,017
Фенилаланин	—	—	—	—	1,019	1,014

Δ^* определяется как $\Delta = 1 + (\delta^{13}\text{C}_{\text{COOH}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{R}})$

Что касается, гетеротрофов, то долгое время считалось, что они полностью наследуют изотопный состав пищи и фракционирования изотопов в их организме нет. Однако липиды и большинство белков млекопитающих образуются в их организме, а не наследуются из пищи.

Дальнейшие исследования показали, что изотопный состав различных тканей гетеротрофов имеет разный состав, тем самым указывая на наличие фракционирования изотопов при метаболизме.

Наиболее весомыми и информативными для объяснения процессов внутриклеточного фракционирования изотопов углерода в организме гетеротрофов стали исследования М. De Niro и S. Epstein [18] и А.А. Ивлева с соавторами [19—22]. На базе проведенных исследований они сделали вывод: в каждый момент клетка находится в определенном функциональном состоянии, которое соответствует данному уровню ее энергетических и биосинтетических потребностей, контролируемых системой регуляторных связей. В определенном диапазоне этот уровень может меняться и изменять маршруты метаболических превращений и конкуренции за пируватный фонд, следствием чего является изменение соотношений частей пируватного фонда, которые используются для энергетики клетки и синтеза необходимых ей метаболитов. Как результат – возникают соответствующие изотопные вариации.

В 1977 г. М. De Niro и S. Epstein продемонстрировали основное влияние изотопов на превращение пирувата в уксусный альдегид в дрожжах при помощи пируватдегидрогеназы, что позже приводит к изменениям $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в жирных кислотах дрожжей [23].

Годом позже Т. Lyon и М. Baxter [24] представили первые данные о разном изотопном составе углерода различных тканей человеческого организма. Из результатов работы следует, что венозная кровь является наиболее обогащенной ^{13}C , а тимус – наиболее обедненным (разница составляет около 7 ‰). Авторы пришли к выводу, что соотношение изотопов углерода в тканях не является постоянной величиной. Они представили первый всеобъемлющий набор данных по изотопному составу углерода различных тканей организма человека (рис. 2).



Рис. 2. Изотопный состав некоторых тканей и органов человека

Можно сказать, что различные ткани человека характеризуются разнородными соотношениями изотопов углерода: кровь является наиболее обогащенной ^{13}C , в то время как вилочковая железа является наиболее обедненной (разница составляет около 7 ‰).

Кость (карбонат) обогащена ^{13}C примерно на 10 ‰ по сравнению с мягкими тканями. Отсюда вытекает, что соотношение изотопов в той или иной ткани можно назвать «изотопной картой». Однако следует сказать, что эти изотопные соотношения могут проявлять изменчивость в различных временных масштабах.

Эта изменчивость может быть связана с биоритмами, скоростью эндо- и экзогенных процессов в организме и состоянием окружающей среды. Разные ткани характеризуются также различной динамикой изотопных отношений из-за разной скорости обмена веществ.

Анализируя каждые две недели в течение восьми месяцев образцы волос головы и ногтей на содержание в них δD , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ и $\delta^{18}\text{O}$ Fraser и др. [25] в 2006 г. обнаружили относительно небольшие колебания $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ волос ($20,59 \pm 0,59$ ‰ и $9,90 \pm 0,71$ ‰, соответственно) и ногтей ($21,14 \pm 0,56$ ‰ и $10,06 \pm 1,04$ ‰, соответственно). Большие колеба-

ния в содержании δD и $\delta^{18}O$ были найдены при исследовании волос ($66,2 \pm 4,1$ ‰ и $14,7 \pm 1,7$ ‰, соответственно) и ногтей ($60,7 \pm 7,6$ ‰ и $13,1 \pm 1,5$ ‰, соответственно).

Еще в 2001 г. O'Connell [26] с соавторами обнаружили, что:

– коллаген костей обогащается относительно кератина волос на 1,4 ‰ ($\delta^{13}C$) и 0,86 ‰ ($\delta^{15}N$);

– нет существенной разницы между содержанием $\delta^{13}C$ в кератине волос и ногтей;

– кератин ногтей обогащается $\delta^{15}N$ по отношению к кератину волос на 0,65 ‰.

Поэтому было высказано предположение о том, что различия в содержании $\delta^{13}C$ могут быть обусловлены различиями в аминокислотном составе кератина волос и коллагена костей.

Фракционирование изотопов углерода в живых организмах обусловлено внутриклеточными процессами, а именно реакцией декарбоксилирования пирувата (рис. 3). Характер этого фракционирования во многом зависит от режима питания человека, так как практически все углеводы, поступающие в организм, преобразуются в глюкозу, основная часть которой, в свою очередь, путем гликолиза распадается до пирувиноградной кислоты и образует так называемый пируватный фонд (рис. 4).

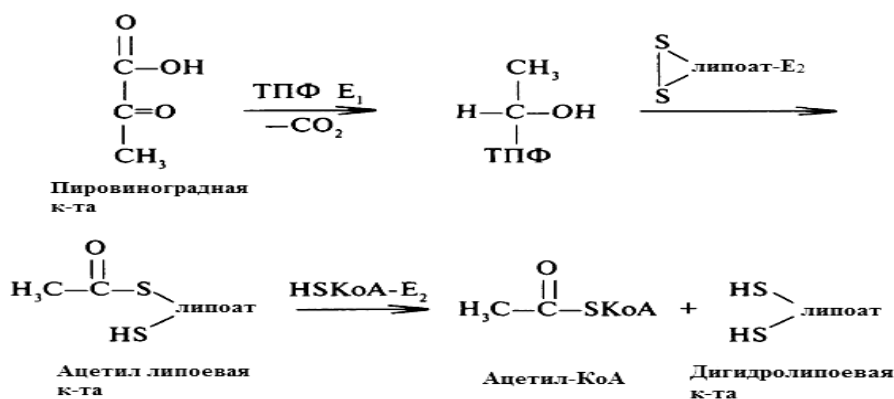


Рис. 3. Реакция декарбоксилирования пирувата

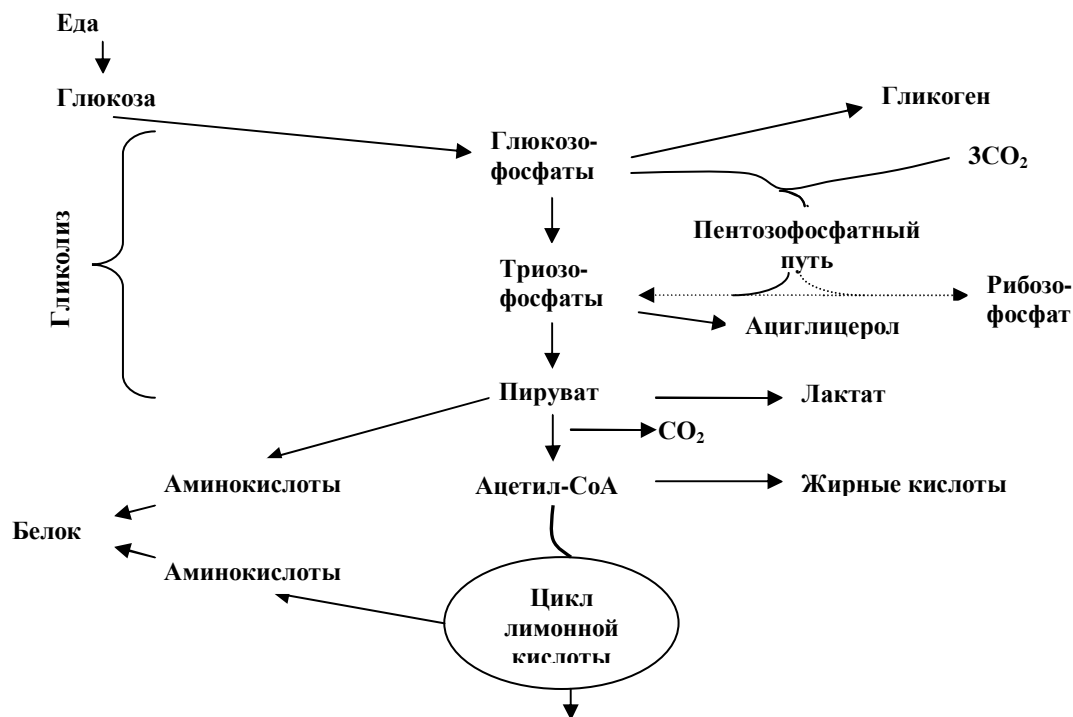


Рис. 4. Метаболическая цепочка преобразований пищи, поступающей в организм человека

Именно на стадии распределения частей фонда пирувата на жизненно важные нужды организма и происходит фракционирование изотопов углерода. Часть фонда пирувата фе-

ментативно декарбоксилируется, в результате чего образуется ацетил-*CoA* и CO_2 . При этом расходуется облегченная часть пируватного фонда, в которой C_2 и C_3 атомы не содержат тяжелого изотопа. Это обусловлено тем, что энергия связи тяжелых изотопов превышает энергию связи легких изотопов и следовательно реакция декарбоксилирования пирувата протекает быстрее для легких молекул привиноградной кислоты. Высвободившийся в процессе реакции углекислый газ вносит свой вклад в итоговый CO_2 , который выдыхается организмом. Ацетил-*CoA* может вступать в цикл лимонной кислоты (цикл Кребса). Другая часть пируватного фонда, обогащенная ^{13}C (в результате истощения фонда субстрата), тратится на биосинтетические потребности.

В представленном механизме фракционирования изотопов углерода влияние магнетизма ядра ^{13}C на этот процесс затруднено, поскольку ключевая стадия фракционирования изотопов, декарбоксилирования пирувата, протекает за счет реакции конденсации кофермента А и пировиноградной кислоты. Необходимым условием для проявления МИЭ является наличие неспаренных электронов на граничных молекулярных орбиталях, т.е. МИЭ характерен для реакций с участием радикалов или ион-радикалов.

Большое внимание изотопному отношению углерода в организме человека было уделено А.А. Ивлевым [27]. Им был исследован характер суточных кривых измерения изотопного состава углерода (ИСУ) выдыхаемого воздуха у людей в норме, при диабете и ожирении, зависимость ИСУ волос от состояния здоровья обследуемых, зависимость ИСУ сыворотки крови от характера эндокринного заболевания, вариации ИСУ CO_2 выдыхаемого воздуха и мочевины мочи у здоровых людей, больных диабетом и лиц с ожирением. Диапазон суточных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ показал некоторые различия изотопных сдвигов при различных гормональных метаболических состояниях.

В 2008—2009 гг. нами были проведены исследования для выявления зависимости между внутримолекулярными изотопными соотношениями углерода венозной крови и функциональным состоянием организма. Было обследовано несколько групп людей разных возрастных категорий, среди которых были практически здоровые и лица, страдающие определенными заболеваниями. Результаты измерения изотопного состава углерода венозной крови представлены на рисунке 5.

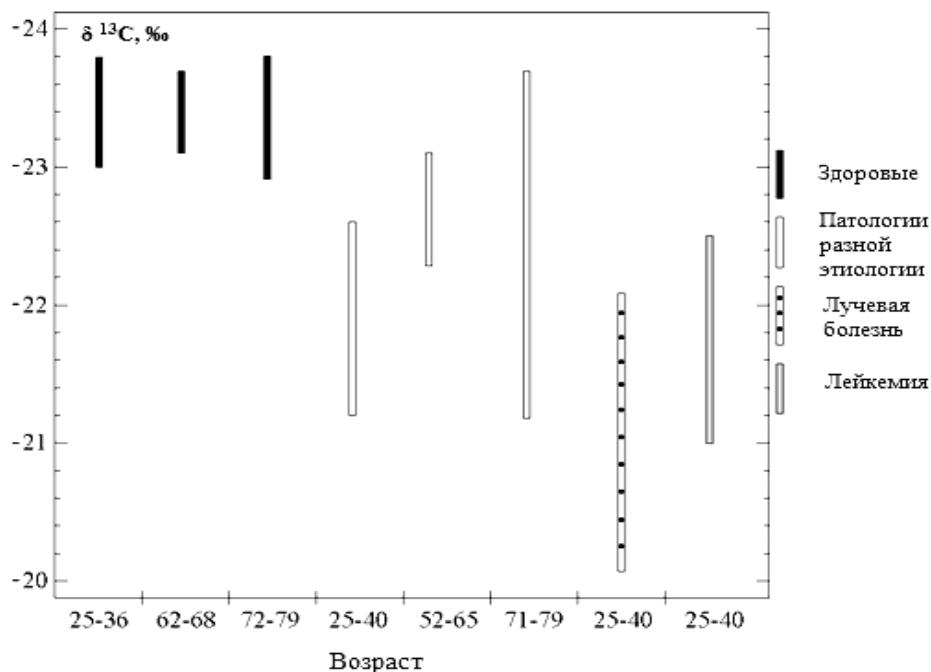


Рис. 5. Вариации изотопного состава углерода в тканях человека в зависимости от состояния организма

Изотопный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ в крови у практически здоровых молодых людей находился в пределах $-23,1$ — $-23,7$ ‰, а у лиц пожилого возраста эта величина находилась в интер-

вале —22,9 – —23,7 ‰. У больных людей разного возраста эти значения, соответственно, составляли —21,6 – —22,9 ‰ и —21,2 – —22,9 ‰.

Полученные данные свидетельствуют об отсутствии возрастных изменений уровня $\delta^{13}\text{C}$ в крови (по крайней мере, на основании этого исследования) у практически здоровых людей и об отчетливом неспецифическом влиянии патологии на соотношение легких и тяжелых изотопов углерода в крови.

По-видимому, обогащение крови больных тяжелым изотопом ^{13}C вызвано увеличением потребности клеток в энергии, что обусловлено изменением функционального состояния организма; при этом доля использования фонда пирувата в клетках для синтеза АТФ резко увеличивается, вызывая видимое накопление тяжелого изотопа в оставшейся части.

Можно предположить, что из-за включения в метаболические процессы определенного количества тяжелых изотопов многие клеточные белки не обменивают своих аминокислот (возможно через нарушение энергетической составляющей клеточного метаболизма) с «метаболическим фондом» аминокислот, используемых для биосинтеза того или иного белка.

Описанный выше механизм фракционирования изотопов углерода вполне обоснован. Определяющим фактором фракционирования изотопов является разница в массах ядер ^{12}C и ^{13}C . Однако открытие для ^{13}C магнитного изотопного эффекта в химических реакциях поставило вопрос: могут ли различия магнитных свойств ^{12}C и ^{13}C «учитываться» биологическими системами в процессе своей жизнедеятельности.

Выраженные различия реакционных способностей магнитных и немагнитных ядер углерода обнаруживаются при радикальной полимеризации, так как магнитный изотопный эффект «умножается в цепной реакции». Так, N. Turgo с соавторами [28] исследовали эмульсионную полимеризацию стирола, инициированную фотолизом двух химически тождественных изотопных форм дибензолкетона $\text{PhCH}_2\text{COCH}_2\text{Ph}$ и $\text{Ph}^{13}\text{CH}_2\text{CO}^{13}\text{CH}_2\text{Ph}$. Инициаторами полимеризации являются бензильные радикалы, рожденные преимущественно во вторичной радикальной паре ($\text{Ph}^{12}\text{CH}_2$ и $^{13}\text{CH}_2\text{Ph}$), появляющейся вследствие быстрого декарбонилирования первичной триплетной пары бензильного и ацильного радикалов. Как показал эксперимент, замена немагнитного ядра ^{12}C его магнитным «близнецом» ^{13}C изменяет химическую активность радикалов на 30—40 %. В первом случае, где активным центром инициации полимеризации является ^{12}C , скорость и степень полимеризации намного выше, чем во втором, где активным центром инициации полимеризации является ^{13}C . Это связано с тем, что во втором случае сверхтонкое взаимодействие индуцирует быструю спиновую конверсию радикалов с активным ^{13}C из триплетного состояния в синглетное, и они предпочтительно рекомбинируют.

Внутримолекулярное фракционирование изотопов водорода

Водород имеет три изотопа: протий дейтерий тритий с массовыми числами 1, 2, 3. Протий и дейтерий – стабильные изотопы, тритий – радиоактивный (период полураспада 12,26 лет). В природных соединениях дейтерий и протий содержатся в отношениях 1/6400 (по числу атомов). Тритий находится в природе в ничтожно малых количествах $1,3 \times 10^{18}$ Бк.

Из таблицы 1 видно, что магнитный момент дейтерия $0,86 \mu_B$, а протия – $2,79 \mu_B$. Спин протия равен $\frac{1}{2}$, а дейтерия – 1 и поэтому энергия сверхтонкого электрон-ядерного взаимодействия с протоном протия в 6,5 раз больше, чем с протоном дейтерия. Из этого вытекает, что спиновая конверсия радикальных протонсодержащих пар значительно превосходит скорость конверсии дейтерированных пар от $6,5^2$ раз для короткоживущих пар, до $6^{1/2}$ раз для долгоживущих пар [7].

Такие различия в свойствах ядер могут стать причиной особенностей поведения тех или иных изотопов в химических и биохимических реакциях.

Водород входит в состав различных природных соединений в форме H_2 , ($-\text{OH}$), ($-\text{CH}$), ($-\text{SH}$) и ($-\text{NH}$); в земных условиях основная его масса входит в состав такого жизненно необходимого соединения, как вода. Относительная разница масс изотопов водорода максимальна, в связи с этим природные вариации его изотопного состава достигают

в земных образцах 700 ‰, что предопределило хорошую изученность изотопных эффектов водорода.

Известно, что изотопы водорода поступают в человеческий организм главным образом с питьевой водой и пищей. Попадая в организм, вода становится участником разнообразных биохимических процессов, в результате чего ее атомы могут становиться структурными единицами различных соединений, синтезируемых организмом. Наглядный пример того, как изотопный состав воды отражается на изотопном составе синтезируемого организмом белка, приведен в работе [29]. Авторами показана прямая зависимость между изотопными составами (H, O) волос человека (состоящих преимущественно из белка α -кератина) и употребляемой питьевой воды.

В клетках вода находится в особом структурированном состоянии, промежуточном между структурой жидкой воды и льда. Слои ориентированных молекул воды окружают все гидрофильные макромолекулы в протоплазме (в том числе молекулы белка и нуклеиновых кислот). По-видимому, более правильно говорить о соответствии каких-то свойств не непосредственно у одинаковых макромолекул, а у макромолекул, окруженных слоями структурированной воды. Такое соответствие может существенно нарушаться при неравномерном изотопном составе структурированной воды в клетке [30, 31].

По данным научных исследований 30-х годов прошлого века, касающихся влияния тяжелой воды (D_2O) на жизнедеятельность организмов, возникло представление об их аномально высокой чувствительности к замещению в среде протия (1H) на дейтерий (D). В результате этого был сделан вывод, что тяжелая вода тормозит многие внутриклеточные процессы, а деление клеток становится невозможным уже при содержании в среде более 50 % дейтерия. Однако в результате большей доступности D_2O стало возможным проведение систематических количественных исследований влияния дейтерия на живой организм [32, 33]. Так, J. Katz установил, что многие одноклеточные организмы (водоросли и бактерии) в определенных условиях могут размножаться при практически полном замещении в среде H_2O на D_2O [34]. Однако при прямом переносе некоторых видов водорослей или бактерий, имеющих естественный изотопный состав, из обычной воды в воду с высокой концентрацией D_2O (70—100 %), наблюдается своеобразный полный или частичный «анабиоз». В первом случае полностью прекращается рост и деление клеток. Во втором случае значительная часть клеток во время «анабиотического периода» продолжает расти не делясь, и может достигать огромных размеров; некоторые из них в десятки раз превышают нормальные клетки. По истечению определенного периода времени, различного для разных организмов, происходит адаптация к необычной среде, а выжившие клетки начинают нормально расти и делиться. Такие же анабиотические явления наблюдаются при возвращении в H_2O клеток, адаптированных к изотопно чистой D_2O . Следует отметить, что такая адаптация отсутствовала у организмов более высокого уровня организации [35].

Сильное антимитотическое действие D_2O было обнаружено в первых же опытах. Так, в 1938 г. Н. Barbour и Е. Allen [36] описали замедление роста и обратное развитие трансплантированной лимфосаркомы и карциномы грудной железы мышей, получавших в качестве питьевой воды 40 % D_2O . Однако общая продолжительность жизни пораженных опухолями мышей под влиянием D_2O оказалась меньшей, чем в контрольной группе. Эта же проблема рассматривается в других работах [37, 38]. Из недавних можно выделить исследование, в котором было показано, что активность развития рака поджелудочной железы в культуре клеток AsPC-1, VxPC-3, и PANC-1 значительно уменьшается при последовательном применении 10—30 % D_2O и гемцитабина (difluorodeoxycytidine). При этом авторы показали, что потребление воды, содержащей 10—30 % D_2O , существенно не влияет на уровень моонуклеарных клеток в периферической крови, что свидетельствует об ограниченном неблагоприятном действии D_2O на клетки костного мозга [39]. В других работах, напротив, отмечается позитивное (в дополнение к традиционным формам лечения) влияние именно облегченной (по дейтерию) воды при лечении онкозаболеваний. Противоопухолевый эффект и безопасность «легкой воды» для человека были подтверж-

дены в клинических испытаниях при лечении рака простаты [40]. Практически аналогичное противоопухолевое воздействие как тяжелой, так и легкой воды может свидетельствовать о том, что в некотором диапазоне содержание дейтерия в тканях имеет большое значение для нормального функционирования организма.

На первый взгляд, кажется возможным объяснить «изотопный анабиоз» нарушениями геометрического соответствия макромолекул ДНК, РНК или белка при замене изотопного водорода. Структура этих макромолекул закреплена водородными связями. Поэтому можно было бы предположить, что небольшие различия в размерах многочисленных водородных связей в макромолекуле могут заметно исказить трехмерные структуры и тем самым сделать невозможным взаимодействие противеых макромолекул с дейтериевыми [8]. Однако серьезным доводом против объяснения аномальных эффектов D_2O лишь деформацией водородных связей являются результаты работы E. Borek и D. Rittenberg [41]. Эти авторы наблюдали анабиоз, схожий с дейтериевым, для бактерий *E. coli* при переносе их из $H_2^{16}O$ в 92 % $H_2^{18}O$. Изменения размеров и прочности водородных связей при замене ^{16}O на ^{18}O значительно меньше, чем H на D, однако степень подавления D_2O и $H_2^{18}O$ роста и деления клеток была одного и того же порядка. Авторы пришли к выводу, что изменение геометрического соответствия самих макромолекул при замене воды среды не может быть полностью ответственным за наблюдаемый комплекс явлений.

В 60-х годах прошлого столетия было опубликовано несколько работ, касающихся изучения особых магнитных свойств нуклеиновых кислот [42, 43]. Авторы полагали, что изменения именно этих свойств наиболее существенно происходят при изменении изотопного состава воды, находящейся между макромолекулами, участвующими в редупликации. Появление в хромосомах или в нитях ДНК участков с аномальным соотношением D/H в результате резкого изменения изотопного состава воды может привести к изменениям их магнитных свойств, что обуславливает нарушения передачи информации и координации движения макромолекулы, требующихся для нормального митоза [42, 43].

Примером влияния различных магнитных свойств изотопов водорода на ход реакции может быть фотолиз двух дибензилкетонов – $PhCH_2COCH_2Ph$ и $PhCH_2COCOD_2Ph$ [28]. По окончании фотолиза был измерен выход $PhCH_2CH_2Ph$ и $PhCD_2CD_2Ph$, которые получают путем рекомбинации вторичных радикальных пар, образующихся после декарбонилирования первичных пар. Оказалось, что скорость спиновой конверсии радикальных протийсодержащих пар значительно превосходит скорость конверсии дейтерированных пар. В результате выход протиевого дибензила составил 33 %, а дейтерированного – только 28 % [28].

Изучением изотопного состава водорода организма человека до начала XXI века практически никто еще не занимался. Можно упомянуть только устное сообщение Н. Krouse об определении δD в моче человека. Им было установлено, что моча человека утяжелена примерно на 30 ‰ относительно изотопного состава местной водопроводной воды. В 2005 г. в Институте геохимии окружающей среды НАН Украины Ю.Н. Демихов поставил серию экспериментов по изучению изотопного состава водорода тканей, жидкостей и продуктов метаболизма у людей [44]. Вода человеческой крови, слюны, пота, урины характеризуется аналогичным изотопным составом водорода в пределах точности измерений. Эти вещества обогащены дейтерием на ~30 ‰ по сравнению с местной питьевой водой ($\delta D = 74$ ‰). Увеличение δD в человеческой крови, слюне, поте, моче и по сравнению с местной питьевой водой должно быть скомпенсировано выделением надлежащего количества протия из человеческого организма. Наиболее вероятным способом может быть выведение протия из организма через секрецию сальных желез, что было подтверждено экспериментально на примере ушной серы (табл. 4) [44].

В последнее время стали появляться работы, в которых изотопы ^{13}C и D рассматриваются как потенциальный инструмент для борьбы с разрушительным действием оксидантов в организме человека [45, 46]. Именно с действием свободных радикалов кислорода, являющихся побочными продуктами некоторых биохимических реакций, связывают разрушительные процессы в организме, приводящие к его старению.

Свободные радикалы кислорода, будучи агрессивными акцепторами электронов, разрушают хрупкие цепочки ДНК и других белков преимущественно по связям С–С и С–Н, отнимая у одного из атомов электроны. Замена в цепочке макромолекулы Н и ^{12}C на D и ^{13}C , по утверждению авторов, должна существенно увеличить энергию связей (в случае замены Н на D – в 80 раз), что будет способствовать меньшей уязвимости макромолекул при действии свободных радикалов кислорода. Селективная замена Н и ^{12}C на D и ^{13}C в самых хрупких для действия оксидантов звеньях значительно увеличивает прочность макромолекулы в целом [46]. Однако вопрос об изменениях энергетического и конформационного межмолекулярного взаимодействия (вследствие нарушения трехмерных структур макромолекул), а также электромагнитных свойств макромолекулы при замене Н и ^{12}C на D и ^{13}C авторы не затрагивают.

Таблица 4. Изотопный состав водорода жидкостей и тканей человека

№ п/п	Образец	δD , ‰
1	Водопроводная вода	—74
2	Влага выдоха человека	—83
3	Слюна человека (вода)	—49
4	Кровь человека (вода)	—48
5	Пот человека (вода)	—45
6	Урина человека	—44,5
7	Волосы человека	—78
8	Ногти человека	—82
9	Мясо свиньи	—79
10	Ушная сера человека	—161

Внутримолекулярное фракционирование изотопов азота и кислорода

Интересные данные по фракционированию изотопов азота были получены С. Metges и К. Petzke [47]. Они определили $\delta^{15}\text{N}$ тринадцати свободных аминокислот в плазме крови человека (рис. 6).

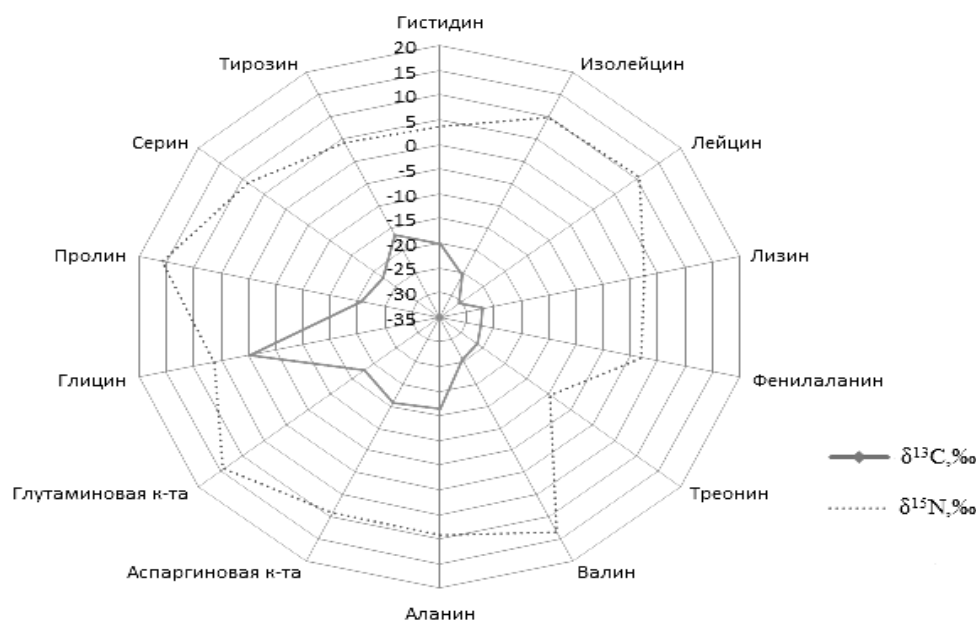


Рис. 6. Изотопный состав некоторых аминокислот выделенных из α -кератина

Фенилаланин и треонин были наиболее истощены ^{15}N . Также были обнаружены небольшие вариации $\delta^{15}\text{N}$ (от 10 до 15 ‰) в аланине, лейцине, пролине и орнитине. В метаболическом отношении фенилаланин и тирозин отличаются по $\delta^{15}\text{N}$ на ~ 15 ‰.

Позже К. Petzke с соавторами [48] измерили $\delta^{15}\text{N}$ и $\delta^{13}\text{C}$ для четырнадцати аминокислот человеческого волоса (рис.6). Разница между нижним и верхним значениями отдельных аминокислот по $\delta^{13}\text{C}$ была ~30 ‰ (лейцин и глицин), а по $\delta^{15}\text{N}$ – ~25 ‰ (треонин и пролин). Из данных, приведенных на рисунке 6, следует, что наиболее минимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ имеют так называемые незаменимые аминокислоты (гистидин-валин). Как известно, эти аминокислоты не синтезируются в организме эукариот.

Их изотопный состав (по углероду) остается неизменным, поскольку углеродная цепочка не изменяется в процессе биохимических превращений. Изотопные изменения в таких аминокислотах могут претерпевать атомы водорода и азота. В случае водорода это связано с тем, что энергия связи С–Н низкая, поэтому возможен изотопный обмен с «окружающей средой». В случае азота – с тем, что некоторая часть незаменимых аминокислот, в зависимости от биосинтетических потребностей организма, может переаминироваться в результате чего получают другие аминокислоты.

Для заменяемых и частично заменимых аминокислот наблюдается совсем иная зависимость. Такие аминокислоты, как аланин и аспарагиновая кислота существенно обогащены ^{13}C по отношению к аминокислотам, которые синтезируются из метаболитов цикла Кребса, и имеют очень близкие значения $\delta^{13}\text{C}$. Это связано, по нашему мнению, с тем, что именно эти две аминокислоты синтезируются непосредственно из пируватного фонда (рис. 7).

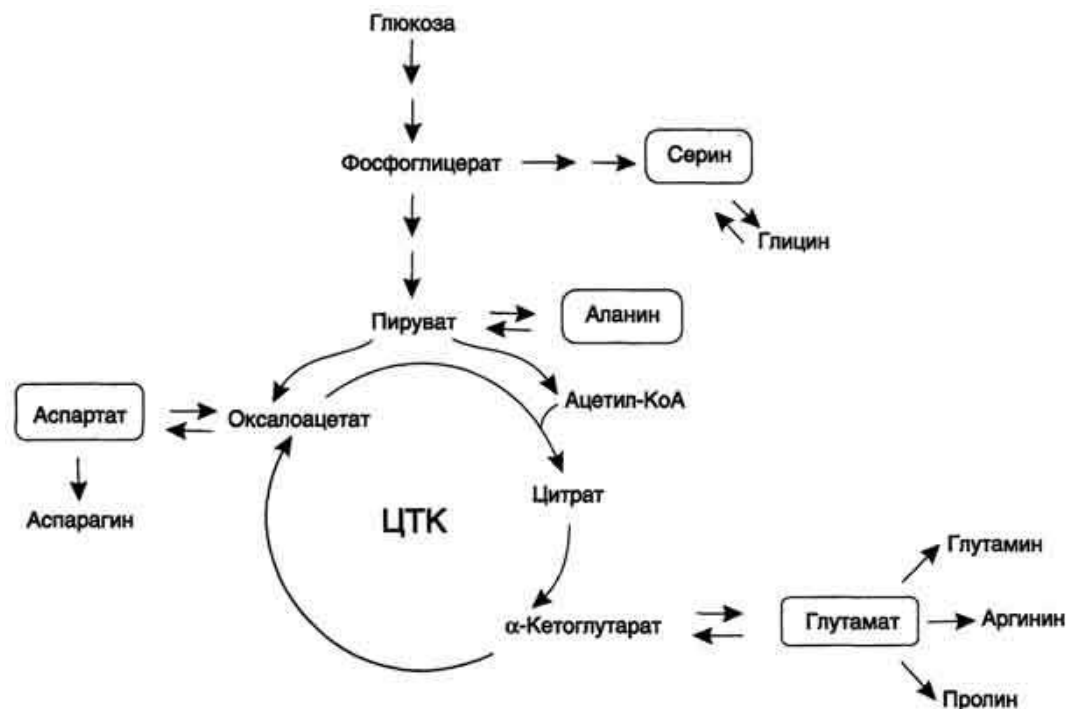


Рис. 7. Пути синтеза некоторых из заменимых аминокислот в организме человека

Такая аминокислота как тирозин непосредственно в организме не синтезируется. Она образуется в организме при ферментативном катализе фенилаланина или поступает в организм с пищей. Как показано на рисунке 7, аминокислоты серин и пролин не синтезируются непосредственно из пирувиноградной кислоты. Наиболее обогащенная ^{13}C аминокислота глицин, может синтезироваться в организме двумя путями: либо с помощью ферментативного катализа с серин, или непосредственным синтезом из углекислого газа и аммиака. Поскольку серин является одной из наиболее обедненных по ^{13}C аминокислотой, то вероятно, что больший вклад в синтез глицина вносит реакция его образования из углекислого газа и аммиака.

Исходя из вышесказанного, можно сделать вывод, что фракционирование изотопов углерода в организме человека (и не только) является неотъемлемой составляющей метаболических процессов, т.н. «изотопный метаболизм».

Изотопный метаболизм – межмолекулярное фракционирования изотопов на отдельных стадиях биохимических реакций (расщепление, синтез, и взаимопревращение сложных соединений), вызванное различиями в фундаментальных свойствах атомных ядер изотопов – массовым числом и магнитным моментом. Это понятие было введено авторами в 2000 г. для объяснения процессов фракционирования изотопов при изменении функционального состояния организма. По отклонениям в изотопных соотношениях можно

судить о состоянии метаболических процессов, что является эффективным инструментарием диагностики функционального состояния организма.

В. Fuller с соавторами [49] показали, что кроме диеты на значения $\delta^{15}\text{N}$ влияет уровень азотного баланса организма. В ходе исследований у восьми беременных женщин, находившихся в состоянии стресса, вызванного тошнотой и рвотой по утрам, были взяты образцы волос и проверены на $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$. Содержание $\delta^{13}\text{C}$ в период утреннего недомогания или беременности не изменилось по сравнению с периодом до беременности. В то же время, значения $\delta^{15}\text{N}$ увеличились во время периода потери массы тела, связанной с утренним недомоганием. По мере увеличения массы тела, выздоровления после перенесенного стресса и приближения срока наступления родов отмечена тенденция к уменьшению содержания $\delta^{15}\text{N}$ в волосах. Эти данные свидетельствуют о том, что ткани человека находятся под влиянием отклонения в гомеостазе азота: катаболическое состояние приводит к увеличению содержания $\delta^{15}\text{N}$, тогда как анаболическое – к его снижению.

Что касается биологического фракционирования изотопов кислорода, то в большинстве имеющихся на сегодняшний момент сведений, говорится о влиянии на $\delta^{18}\text{O}$ тканей человека прямого и/или косвенного изотопного соотношения кислорода потребляемой воды [29].

Таким образом, в результате тщательного обзора вышедшей на сегодня научной литературы по этой проблеме и собственных исследований создается банк данных изотопных соотношений C, H, N и др. легких элементов в организме человека в зависимости от его здоровья и возраста. Мы полагаем, что изменение соотношений свойственных (внутренних) стабильных изотопов в организме человека в зависимости от патологических изменений, вызванных нарушениями метаболизма, могут стать потенциальной основой для создания и разработки критериев ранней диагностики. Авторы также считают, что для разработки точных методов диагностики необходимо анализировать изотопный состав репрезентативного набора комплекса жизненно необходимых элементов, приведенных в таблице 1.

К настоящему времени имеется довольно обширное количество работ о внутримолекулярном фракционировании жизненно необходимых микроэлементов, (среди них и наши разработки по внутримолекулярному фракционированию Fe и Mg в организме человека). В них показано, что организм селективно избирает определенные изотопы микроэлементов для биосинтетических нужд; причем критерием отбора является не масса, а наличие магнитного момента у ядра атома [11].

Вариации изотопов некоторых биогенных элементов в биосистемах живых организмов

Поодионые данные о фракционировании изотопов некоторых биогенных элементов стали появляться еще в первой половине XX века. Однако эти исследования и получаемые данные скорее выявляли фракционирование изотопов в живых организмах как феномен, без объяснения и понимания возможных причин этого фракционирования. Первые работы, в которых была предложена стройная теория фракционирования изотопов углерода для прокариот и эукариот, появились намного позже (конец 70-х – начало 80-х гг. XX века). До недавнего времени механизмы фракционирования изотопов были достоверно описаны только для изотопов углерода.

А.Л. Бучаченко с соавторами [7] впервые дали описание возможного механизма фракционирования изотопов Mg в организме млекопитающих. Ими было показано, что в процессе ферментативной реакции образования аденозинтрифосфата из креатинфосфата и аденозиндифосфата, скорость реакции фосфорилирования увеличивается вдвое в присутствии иона $^{25}\text{Mg}^{2+}$. Для изотопных форм ^{24}Mg и ^{26}Mg нет никаких различий в скоростях реакции. Такое поведение ^{25}Mg было объяснено его магнитными свойствами. Подобные эффекты были получены J.R. Black [50] при исследовании изотопного состава магния в хлорофилле-*a* при фотосинтезе.

Проведенные нами экспериментальные работы по исследованию изотопного состава магния в человеческом организме в 2009 г. показали, что у больных с явно выраженной пато-

логией происходит обогащение крови ^{25}Mg . Диапазон вариаций соотношений $^{24}\text{Mg}/^{25}\text{Mg}$ для обследуемых с заболеваниями кровеносной и кроветворной системы составлял 7,36—7,50, в то время как у здоровых обследуемых этот интервал находился в диапазоне 7,56—7,76.

Walczyk и фон Blanckenburg в своих работах в 2002—2005 годах [51, 52] показали, что изотопный состав кишечника человека преимущественно содержит легкий изотоп железа. Они обнаружили, что человеческая кровь и мышечные ткани имеют схожий изотопный состав по железу (средний $\delta^{56}\text{Fe}$ являются 2,74 ‰ и 2,58 ‰, соответственно); волосы обогащены ^{54}Fe ($\delta^{56}\text{Fe} = 3,8$ ‰), а печень обогащается ^{56}Fe (в среднем составляет 1,37 ‰ $\delta^{56}\text{Fe}$). Среднее содержание $\delta^{57}\text{Fe}$ крови человека оценивается в 3,8 ‰. Т. Ohno с соавторами [53] определил содержание $\delta^{56}\text{Fe}$ и $\delta^{57}\text{Fe}$ в эритроцитах человека, как около 3 ‰ и 4,5 ‰ соответственно. Тенденция к обогащению крови человека ^{54}Fe и истощение в ^{56}Fe и ^{57}Fe была поддержана и другими наблюдениями.

Марешаль с соавторами в 1999 г. [54] впервые оценили фракционирование меди в крови человека; содержание $\delta^{65}\text{Cu} = 0,30$ ‰. Существует также доказательство в пользу фракционирования изотопов цинка в организме человека. Те же авторы сообщили, что содержание $\delta^{66}\text{Zn}$ в цельной человеческой крови, равно 0,41 ‰. Стенберг и др. [55] провели измерения содержания $\delta^{66}\text{Zn}$ для человеческого волоса и цельной крови (0,60 ‰ и 0,56 ‰ соответственно). Позже (2005 г.) Т. Ohno с соавторами оценивают содержание $\delta^{66}\text{Zn}$ и $\delta^{68}\text{Zn}$ для человеческого волоса, как 0,16 ‰ и 0,31 ‰, соответственно, в то время как содержание $\delta^{66}\text{Zn}$ и $\delta^{68}\text{Zn}$ эритроцитов крови человека составляет 0,43 ‰ и 0,83 ‰, соответственно. Сезонных колебаний этих значений обнаружено не было.

Существует относительно мало доказательств наличия гендерных различий в процессах фракционирования стабильных изотопов. Данные Walczyk и von Blanckenburg [56] показывают, что содержание $\delta^{56}\text{Fe}$ и $\delta^{57}\text{Fe}$ в крови мужчин ниже на ~0,3 ‰, чем у женщин.

Наиболее полные данные, касающиеся вариаций изотопов биогенных элементов в биосистемах в живых организмах, отражены в вышедшей в 2010 году монографии «Map and Geosphere» под редакцией доктора технических наук И.В. Флоринского [57].

По сравнению с исследованиями изотопных вариаций в растениях и животных, процессы изотопного фракционирования в организме человека еще малопонятны. Однако уже сейчас можно утверждать, что естественные внутренние изотопные соотношения некоторых биогенных элементов могут нести дополнительную информацию о состоянии метаболических процессов в организме человека (как в норме, так и при наличии нарушений).

Особенности поведения изотопов разной четности в биологических системах

Большинство химических элементов, как правило, представляют собой смесь изотопов, подобие химических свойств которых обуславливает строение электронной оболочки. Изотопы – это разновидности атомов одного и того же химического элемента, ядра которых содержат одинаковое количество протонов и различное количество нейтронов. Следовательно, возможны следующие вариации соотношений протонов и нейтронов в ядре: нечетно-нечетное (^{7}N и др.), нечетно-четное (^{8}N и др.), четно-нечетным (^{7}C , ^{9}O и др.) и четно-четное (^{6}C , ^{8}O , и др.).

Различия в фундаментальных свойствах ядер изотопов может формировать особенности поведения изотопов разной четности в химических и, особенно, в биохимических реакциях.

При изучении поведения стабильных и радиоактивных изотопов углерода и водорода, нами были найдены несоответствия в их поведении. Обнаружено отклонение от масс-зависимого линейного изотопного эффекта, суть которого заключается в пропорциональном изменении поведения всех изотопов одного и того же химического элемента закономерно изменению масс изотопов. Такие особенности в поведении радиоактивных изотопов весьма интересны ввиду актуальности проблем, связанных с ежегодно увеличивающимся количеством тритиевых и радиоуглеродных выбросов в окружающую среду, главным образом за счет антропогенных факторов (АЭС, заводы по переработки ядерного топлива и т.д.).

Несмотря на довольно большое количество работ, касающихся радиобиологического действия трития и радиоуглерода на живые организмы, остаются во многом неясными причины (механизмы) их накопления в молекулярных структурах.

Различие в поведении может быть вызвано различием физических фундаментальных свойств четных и нечетных ядер изотопов (четные – масса ядра, нечетные – масса и спин). Вследствие этого, вероятность химических реакций оказывается зависимой от наличия ядерного спина и величины его взаимодействия с электронным спином – так называемого сверхтонкого взаимодействия, что может сказаться на скорости реакции для изотопных молекул, на энергетическом состоянии и на ядерном магнетизме системы. Второй возможной причиной различия в поведении стабильных и радиоактивных изотопов может быть различие в концентрациях упомянутых изотопов, т.е. воздействие сверхнизких концентраций химических агентов на биосистемы.

В Институте геохимии окружающей среды НАН Украины длительное время проводятся исследования изотопного состава триад водорода и углерода в биосистемах (растительность, млекопитающие, в том числе человек). При систематизации полученных результатов выявились противоречивые особенности поведения стабильных и радиоактивных компонентов этих триад. Первым из настороживших нас фактов был тот, что в ряде работ было зафиксировано накопление в трофических цепях как трития, так и ^{14}C [58]. Эти факты никак не согласовывались с поведением стабильных изотопов в трофических цепочках. Действительно никем не было обнаружено накопления дейтерия или ^{13}C в пищевых цепочках.

Литературных данных о различном поведении изотопов H и C в их триадах (H–D–T и ^{12}C – ^{13}C – ^{14}C) в биосистемах, и, тем более научного объяснения этого различия, нами не было найдено. Большинство исследований ограничиваются изучением либо стабильных, либо радиоактивных составляющих без сопоставления особенностей их поведения.

Прежде всего, наши исследования касаются изучения поведения естественных концентраций изотопов в биологических системах. В тоже время в практике медицинских и биологических исследований широко применяется метод меченых атомов, в котором используют как стабильные, так и радиоактивные изотопы. Данный метод позволяет проследить механизмы последовательных биохимических процессов в организме путем наблюдения за судьбой меченого изотопа в продуктах метаболизма, биологических жидкостях и тканях. Однако введение меченых атомов без четкого понимания особенностей их поведения в биологических системах может привести к неправильной интерпретации получаемых результатов.

Ранее было показано, что изотопный сдвиг δD в тканях, биологических жидкостях и продуктах метаболизма человека близок к равновесию с внешней средой и отсутствует концентрирование D в трофических цепочках [44]. Существует баланс распределения изотопов водорода в организме, утяжеление воды биологических жидкостей компенсируется облегчением липидов. Исследования поведения трития (T) обнаруживают противоположную тенденцию к его накоплению в трофических цепях, более того отмечается наибольшее накопление T в липидной фракции растений.

Для выявления различий в поведении триады изотопов H–D–T нами были проведены исследования по измерению их содержания в водопроводной воде, моче и влаге выдыхаемого воздуха человека (табл. 5).

Из табл. 5 видно, что активность потребляемой воды и влаги вдыхаемого воздуха существенно выше, нежели активность продуктов метаболизма человека, что свидетельствует о различном поведении D и T в организме человека (погрешность измерения составляет: δD – ± 4 ‰; $\delta^{13}\text{C}$ – $\pm 0,5$ ‰; активности (A): T – 5 %, ^{14}C – 0,6 %). По-видимому, тритий, в отличие от дейтерия, концентрируется в молекулярных структурах организма, что и приводит к его накоплению в трофических цепях.

Для триады водорода установлены различия в поведении в биосистеме как дейтерия, так и трития. Противоположное поведение компонентов плеяды изотопов водорода в биологических системах, может быть связано, по нашему мнению, как с различием дипольных

моментов молекул H_2O , HDO и HTO , так и с различными магнитными свойствами ядер изотопов водорода.

Таблица 5. Содержание изотопов водорода в изучаемых объектах

Проба	δD , ‰	Активность T , $\text{Бк}\times\text{дм}^{-3}$
Водопроводная вода	—74	14,5
Влага воздуха	—79	12,7
Влага выдоха	—121	8,5
Урина	—58	10,8

личии концентрирования ^{14}C , как и в случае с T , в трофических цепочках растений, животных и человека по отношению к его содержанию в приземном воздухе. В растениях (зеленая трава пшеница) содержание ^{14}C превышает, более чем в два раза, содержание его в приземном воздухе, при отсутствии какого-либо концентрирования ^{13}C в трофических цепочках.

Однако есть литературные данные, которые свидетельствуют о том, что происходит концентрирование ^{14}C в трофических цепочках растений, животного и человека по отношению к его содержанию в приземном воздухе. Отмечены данные, в которых содержание ^{14}C в растениях (зеленая трава, пшеница) превышает содержание ^{14}C в приземном воздухе в два раза. Наши данные по изотопному составу $\delta^{13}\text{C}$ показывают отсутствие, какого либо концентрирования ^{13}C в трофических цепочках.

Как видно из данных таблицы 6, происходит снижение концентрации ^{13}C в изучаемых объектах, по сравнению с атмосферным воздухом (—7 ‰). Факт накопления ^{14}C в пищевых цепочках, скорее всего указывает на разное поведение ^{13}C и ^{14}C .

Установленные различия в поведении стабильных и радиоактивных изотопов, пред-

положительно связаны либо с четностью ядер, либо со сверхнизкой концентрацией радиоактивных изотопов, что обуславливают необходимость более строгого подхода к моделированию процессов фракционирования изотопов различной четности одного и того же химического элемента. Данные, полученные для изотопов одной четности, могут оказаться нерепрезентативными для изотопов другой четности.

Таблица 6. Содержание изотопов углерода в изучаемых объектах

Проба	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$A^{14}\text{C}$, $\text{Бк}\times\text{г}^{-1}$
Мясо	—22,9	0,239
Шкура	—21,5	0,239
Шерсть	—22,5	0,238
Сало	—26,0	0,241
Белок яйца (рацион смешанный)	—19,6	0,236
Желток (рацион смешанный)	—22,4	0,241
Скорлупа яйца (рацион смешанный)	—3,9	0,246
Белок яйца (рацион: C_4 растения, кукуруза)	—14,1	0,242
Желток (рацион: C_4 растения, кукуруза)	—17,2	0,241
Скорлупа (рацион: C_4 растения, кукуруза)	+0,5	0,247

Наши исследования, прежде всего, касаются изучения вариаций естественных концентраций внутримолекулярных изотопов в биологических жидкостях, тканях и продуктах. Изотопные изменения могут служить потенциальным источником информации относительно происходящих в организме человека метаболических процессов как в нормальном, так и в патологическом состояниях. В практике медицинских и биологических исследований широко применяется метод изотопных индикаторов (меченых атомов), в котором используются как стабильные, так и радиоактивные изотопы. Данный метод позволяет проследить механизмы последовательных биохимических превращений в организме путем наблюдения за поведением меченого атома в продуктах метаболизма, биологических жидкостях и тканях. Однако введение меченых атомов того или иного химического элемента, несовпадающего по четности с аналогичными атомами в организме, без чет-

кого понимания особенностей их поведения в тех или иных биосистемах может привести к неправильной интерпретации получаемых результатов и соответственно к ошибочной диагностике.

Уже 40 лет как известно о существовании спина ядра и его магнитного момента, и 30 лет о ядерно-спиновых эффектах в химических реакциях (для радикальных, или ион-радикальных). Такие эффекты изучали преимущественно при помощи внешнего источника магнитного поля высокой напряженности. Магнитное поле стимулирует спиновую конверсию из синглетного состояния в триплетное, энергетическое состояние, в котором запрещен обратный перенос электрона. В результате оно влияет на скорость химических преобразований и на их исход. Подобного же эффекта можно достичь и без внешнего магнитного поля, но с магнитными ядрами атомов, которые в этом случае сами являются источниками магнитного поля. В ходе реакции происходит сортировка на магнитные и немагнитные ядра, в результате чего осуществляется фракционирование изотопов между исходными реагентами и продуктами реакции. Существование магнитного изотопного эффекта уже было доказано для изотопов таких элементов как H, C, O, Mg, Si, S, Ge, Sn, Hg. Магнитный изотопный эффект для всех вышеприведенных элементов был показан в лабораторных условиях. Достоверного подтверждения его влияния на наблюдаемые вариации изотопов в косных природных объектах нет.

Несмотря на проведение многих тысяч анализов изотопных эффектов, наиболее изученных углерода и кислорода, в различных природных объектах, существуют трудности разделения кинетического и магнитного эффектов. Они заключаются в том, что в обменном резервуаре – биосфере, кинетическое отставание ^{13}C компенсируется его способностью вступать в химические реакции за счет магнитных свойств. Более того, поведение ^{13}C подвержено влиянию магнитного поля Земли. Да и сама Земля представляет собой некий соленоид, который должен сортировать изотопы. Да и сами магнитные полюса меняют свое местоположение, вплоть до «переполюсовки». Не исключена возможность того, что наблюдаемый широкий диапазон $\delta^{13}\text{C}$ в биогенных карбонатах можно попытаться объяснить путем включения в рассмотрение, помимо кинетического, также и магнитного механизма образования этих объектов. Может быть удастся приблизиться к решению этого вопроса, если более внимательно изучить такие триады изотопов, как H–D–T, ^{12}C – ^{13}C – ^{14}C , ^{16}O – ^{17}O – ^{18}O , ^{24}Mg – ^{25}Mg – ^{26}Mg .

Выводы

Для успешного использования изотопов в хозяйственной деятельности человека всегда важно иметь правильное представление как об их природных свойствах, так и о различии в свойствах соединений различного изотопного состава. Это тем более существенно при исследовании сложных биологических систем.

Все живые организмы от бактерий до человека и их биохимические системы характеризуются как минимум двумя стабильными изотопными параметрами:

- Определенным изотопным составом, который можно назвать «изотопной картой» организма, биосистемы и т.д. Причем этот параметр, как и элементный состав организма, четко привязан к окружающей среде и является взаимосвязанным и взаимовлияющим.

- Наличие четких взаимоотношений между стабильными и естественными радиоактивными изотопами тех биогенных элементов, которые участвуют в жизнедеятельности живых организмов.

Стабильные и естественные радиоактивные изотопы играют основополагающую роль как в физических и химических свойствах самого элемента, так и во всех природных процессах в целом.

В настоящее время понятие об изотопах как атомах того или иного химического элемента, ядра которых различаются массовыми числами, дополнилось еще и различиями в их квантовых характеристиках. Соответственно классические кинетические изотопные эффекты, связанные с массой ядер, дополнились эффектами, которые основаны на разли-

чий их магнитных моментов. Именно с этими двумя принципиально различающимися свойствами атомов одних и тех же химических элементов связаны все процессы изотопного фракционирования, в том числе внутримолекулярного фракционирования изотопов в живых организмах. Различия в фундаментальных свойствах ядер изотопов может влиять как на скорость химических реакций, так и на энергетическое состояние и ядерный магнетизм реагирующих систем.

Эти положения являются дальнейшим развитием идеи В.И. Вернадского о том, что существует разделение изотопов, связанное с явлениями, в которых химическое сродство не погашает проявления физических сил.

Экспериментальные исследования, проводимые в Институте геохимии окружающей среды НАН Украины с 2007 г. по настоящее время, способствовали развитию в институте нового направления исследований – ядерной химии, основанной как на изучении фундаментальных свойств ядер изотопов разной четности, так и на особенностях их поведения в живых и неживых системах природы. Это направление становится актуальным для решения проблем ядерно-топливного комплекса в связи с ежегодным увеличением тритиевых и радиоуглеродных выбросов, главным образом за счет антропогенных факторов. Для медико-биологических проблем подобные исследования могут дать новые знания о механизмах метаболических преобразований, которые протекают в живых организмах. В области радиологии внутримолекулярные природные изотопные соотношения органогенных и некоторых биогенных элементов могут служить источниками информации о физиологическом состоянии организма, что может быть использовано в диагностических целях.

Современный уровень развития биологических наук и наук о Земле, о живом веществе сформировал единый мощный комплекс наук о различных проявлениях жизни и ее многообразии. Трансформация идей В.И. Вернадского, который в начале XX века, заложил основы их взаимозависимости, создают платформу для новых идей, понятий и новых направлений наук в настоящем и будущем.

1. *Вернадский В.И.* Несколько слов о ноосфере // Успехи современной биологии. – 1944. – № 18, вып. 2. – С. 113—120.
2. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии. Очерк первый: Из прошлого геохимии // // Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського. – Т. 7: Праці з геохімії та радіогеології. – Кн. 1 / За ред. Е.В. Соботовича, В.В. Доліна, Г.М. Бондаренка, Р.Я. Белевцева. – Київ, 2012. – С. 237—267.
3. *Бгатов А.В.* Биогенная классификация химических элементов // Философия науки. – 1999. – № 2. – Электронный ресурс: www.philosophy.nsc.ru/journals/philscience/6_99/08_bgatov.htm
4. *Ленинджер А.Л.* Биохимия. – М.: Мир, 1976. – 957 с.; *Мецлер Д.* Биохимия. Т. 1. – М.: Мир, 1980. – 407 с.
5. *Эмсли Дж.* Элементы. – М.: Мир, 1993. – 256 с.
6. *Stone N.J.* Table of nuclear magnetic dipole and electric quadrupole moments // Atomic Data and Nuclear Data Tables. – 2005. – V. 90. – P. 75—176.
7. *Бучаченко А.Л.* Новая изотопия в химии и биохимии. – М.: Наука, 2007. – 189 с.
8. *Рогинский С.З., Шноль С.Э.* Изотопы в биохимии. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 379 с.
9. *Скульский Н.А., Лысенко О.Б., Демихов Ю.Н., Соботович Э.В.* Различия в поведении стабильных и радиоактивных изотопов водорода и углерода в биосистемах // Тез. докл. XIX симпоз. по геохимии изотопов им. акад. Виноградова, 16—18 ноября 2010 г. – М: Акварель, 2010. – С. 359—360.
10. *Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan I.R.* Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen // Earth's earliest biosphere: its origin and evolution. – Princeton, New Jersey: Princeton University Press, 1983. – P. 149—186.
11. *Brenna J.T.* Natural intramolecular isotope measurements in physiology: elements of the case for an effort toward high-precision position-specific isotope analysis // Rapid Communicat. in Mass Spectrometry. – 2001. – 15. – P. 1252—1262.
12. *Вернадский В.И.* О влиянии живых организмов на изотопические смеси химических элементов // Доклады АН СССР. – 1931. – №6. – С. 141—147.
13. *Degens E.T., Behreng M., Gotthardt B., Reppmann B.* Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton. – II. Data on samples collected of the coast of Peru and Ecuador. – Deep-Sea Res., 1968. – 15. – P. 11—20.

14. Соботович Э.В., Лысенко О.Б. Изотопный сдвиг элементов в биологических процессах // Доп. НАН України. – 2001. – № 4. – С. 114—119.
15. Соботович Э.В., Лысенко О.Б. Изотопный сдвиг элементов в тканях растений как возможный индикатор биологической активности организма и фитопатологий // Збірник наук. праць ДНЦ РНС НАН та МНС України. – 2000. – Вип. 1. – С. 164—179.
16. Соботович Э.В., Лысенко О.Б., Шатило В.Б. Изотопный сдвиг углерода в крови человека как возможный индикатор его функциональной активности // Радиация и Чернобыль: ближайшие и отдаленные последствия / Под ред. Е.Ф. Конопли. – Гомель: Ин-т радиологии, 2007. – С. 130—135.
17. Abelson P.H., Hoering T.C. Carbon isotope fractionation in formation of amino acids by photosynthetic organisms. – Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1961. – **47**, №5. – P. 623—632.
18. De Niro M.J., Epstein S. Influence of diet on the distribution of carbon isotopes in animals // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1978. – **42**. – P. 495—506.
19. Илев А.А. Связь изотопного состава углерода волос человека с его функциональным состоянием // Биофизика. – 1992. – **37**, вып. 6. – С. 1086—1089.
20. Илев А.А., Гончаров Н.П. Изотопный состав углерода плазмы крови у пациентов с заболеваниями эндокринной системы // Пробл. эндокринол. – 1993. – Вып. 39. – С. 36—40.
21. Илев А.А., Князев Ю.А., Логачев М.Ф. Короткопериодические колебания изотопного состава углерода CO₂ выдыхаемого воздуха в различных функциональных состояниях человека // Биофизика. – 1996. – **41**, вып. 2. – С. 508—516.
22. Илев А.А., Князев Ю.А., Логачев М.Ф. Среднесуточные значения изотопного состава углерода CO₂ выдыхаемого воздуха и мочевины мочи у человека в норме и при некоторых эндокринных патологиях // Биофизика, 1996. – **41**, вып. 2. – С. 502—507.
23. De Niro M.J., Epstein S. Mechanism of carbon isotope fractionation associated with lipid synthesis // Science. – 1977. – **197**. – P. 261—263.
24. Lyon T.D.B., Baxter M.S. Stable carbon isotopes in human tissues // Nature. – 1978. – **273**. – P. 750—751.
25. Fraser I., Meier-Augenstein W. and Kalin R.M. The role of stable isotopes in human identification: a longitudinal study into the variability of isotopic signals in human hair and nails. – Rapid Communications in Mass Spectrometry. – 2010. – **20**. – P. 1109—1116.
26. O'Connell, T.C., Hedges R.E.M., Healey M.A. and Simpson A.H.R.W. Isotopic comparison of hair, nail and bone: modern analyses. – Journal of Archaeological Science. – 2001. – **28**. – P. 1247—1255.
27. Ivlev A.A. Carbon isotope effects (¹³C/¹²C) in biological systems // Separat. Sci. Technol. – 2001. – **36**. – P. 1819—1914.
28. Turro N.J., Chow M.-F., Chung C.-J., Tung C.-H. Magnetic field and magnetic isotope effects on photoinduced emulsion polymerization // J. Am. Chem. Soc. – 1983. – **105**. – P. 1572—1577.
29. Ehleringer J.R., Bowen G.J., Chesson L.A. et al. Hydrogen and oxygen isotope ratios in human hair are related to geography // Proc. Natl Acad. Sci. USA. – 2008. – **105**. – P. 2788—2793.
30. Волькенштейн М.В. Структура и физические свойства молекул. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 639 с.
31. Привалов П.Л. К проблеме о роли воды в биологических системах // Биофизика. – 1958. – **3**. – С. 738—743.
32. Lewis G.N. The biology of heavy water // Science. – 1934. – **79**. – P. 151—153.
33. Urey H.C. The separation and properties of the isotopes of hydrogen // Science. – 1933. – **78**. – P. 556—571.
34. Katz J.J. The biology of heavy water. What happens to experimental organisms that have been raised on water in which the hydrogen is not the common isotope of mass one but the heavy isotope of mass two? // Sci. Amer. – 1960. – **203**. – P. 106—116.
35. Katz J.J., Crespi H.L. Deuterated organisms: cultivation and uses // Science. – 1966. – **151**. – P. 1187—1194.
36. Barbour H.G., Allen E. Tumor growth in mice one-fifth saturated with deuterium oxide // Am. J. Cancer. – 1938. – **32**. – P. 440—446.
37. Finkel A.J., Czajke D.M. The effect of deuterium oxide on ascites tumor growth in mice // Deuterium isotope effects in chemistry and biology / Ed. F. N. Furness. – New York: New York Acad. Sci., 1960. – P. 755—762.
38. Hughes A.M., Tolbert B.M., Lonberg-Holm K., Calvin M. The effect of deuterium oxide on survival of mice with ascites tumor // Bioch. Bioph. Acta. – 1958. – **28**. – P. 58—61.
39. Hartmann J., Bader Y., Horvath Z. et al. Effects of heavy water (D₂O) on human pancreatic tumor cells // Anticancer Res. – 2005. – **25**. – P. 3407—3411.
40. Krempels K., Somlyai I., Somlyai G. A retrospective evaluation of the effects of deuterium depleted water consumption on 4 patients with brain metastases from lung cancer // Integrat. Cancer Therap. – 2008. – **7**. – P. 172—181.
41. Borek E., Rittenberg D. Anomalous growth of microorganisms produced by changes in isotopes in their environment // Proc. Natl Acad. Sci. USA. – 1960. – **46**. – P. 777—782.
42. Douzou P., Franco J.C., Polonsky J., Sadron C. Sur les propriétés électriques du sel de sodium de l'acide

- désoxyribonucléique // C. R. Hebd Seances Acad. Sci. – 1960. – **251**. – P. 976–978.
43. Polonsky J., Douzou P., Sadron C. Mise en évidence de propriétés ferroélectriques dans l'acide desoxyribonucléique (DNA) // C. R. Hebd Seances Acad. Sci. – 1960. – **250**. – P. 3414–3416.
 44. Деміхов Ю.Н. Распределение изотопов водорода в организме человека // Доп. НАН України. – 2005. – №11. – С. 165–169.
 45. Demidov V.V. Heavy isotopes to avert ageing? // Trends in Biotechnol. – 2007. – **25**, № 9. – P. 371–375.
 46. Shchepinov M.S. Reactive oxygen species, isotope effect, essential nutrients, and enhanced longevity // Rejuvenat. Res. – 2007. – **10**. – P. 47–60.
 47. Metges C.C., Petzke K.J. Measurement of $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ isotopic composition in individual plasma free amino acids of human adults at natural abundance by gas chromatography–combustion isotope ratio mass spectrometry // *Analyt. Biochem.* – 1997. – **247**. – P. 158–164.
 48. Petzke K.J., Boeing H., Klaus S., Metges C.C. Carbon and nitrogen stable isotopic composition of hair protein and amino acids can be used as biomarkers for animal-derived dietary protein intake in humans // *J. Nutr.* – 2005. – **135**. – P. 1515–1520.
 49. Fuller B.T., Fuller J.L., Sage N.E. et al. Nitrogen balance and ^{15}N : why you're not what you eat during nutritional stress? // *Rapid Communicat. in Mass Spectrometry*. – 2005. – **19**. – P. 2497–2506.
 50. Black J.R., Epstein E., Rains W.D. et al. Magnesium-isotope fractionation during plant growth // *Environmental Science and Technology*. – 2008. – **42**. – P. 7831–7836.
 51. Walczyk T. and von Blanckenburg F. Natural iron isotope variations in human blood // *Science*. – 2002. – **295**. – P. 2065–2066.
 52. Walczyk T. and von Blanckenburg F. Deciphering the iron isotope message of the human body // *International Journal of Mass Spectrometry*. – 2005. – **242**. – P. 117–134.
 53. Ohno T., Shinohara A., Kohge I. et al. Isotopic analysis of Fe in human red blood cells by multiple collector-ICP-mass spectrometry // *Analytical Sciences*. – 2004. – **20**. – P. 617–621.
 54. Maréchal C.N., Télouk P. and Albarède F. Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasma-source mass spectrometry // *Chemical Geology*. – 1999. – **156**. – P. 251–273.
 55. Stenberg A., Malinovsky D., Öhlander B. et al. Measurement of iron and zinc isotopes in human whole blood: preliminary application to the study of HFE genotypes // *J. Trace Elements in Med. and Biol.* – 2005. – **19**. – P. 55–60.
 56. Walczyk T. and von Blanckenburg F. Natural iron isotope variations in human blood // *Science*. – 2002. – **295**. – P. 2065–2066.
 57. Sobotovich E.V., Florinsky I.V., Lysenko O.B., Grodzinsky D.M. Role of isotopes in the biosphere // Florinsky I.V. (Ed.), *Man and the Geosphere*. – New York: Nova Science Publishers, 2010. – P. 33–68.
 58. Демин С.Н. Проблема углерода-14 в районе ПО «Маяк» // Вопросы радиационной безопасности. – 2000. – №1. – С. 61–66.

Соботович Е.В., Лисенко О.Б., Деміхов Ю.М., Скульський М.О. ГЕОХІМІЯ СТАБІЛЬНИХ ІЗОТОПІВ ДЕЯКИХ БІОГЕННИХ ЕЛЕМЕНТІВ У БІОСФЕРІ

Вивчено особливості ізотопного фракціонування Н, С, Mg, Fe, Zn в живих організмах, у тому числі й людини. Встановлено: фазовий ізотопний ефект у системі «повітря, що видихається–кров»; варіації ізотопів основних біогенних хімічних елементів у межах однієї біологічної системи; особливості поведінки парних і непарних стабільних і радіоактивних ізотопів хімічних елементів. Показано, що ізотопи є перспективним джерелом інформації фізіологічного стану організму, що може бути використано в діагностичних цілях.

Sobotovich E.V., Lysenko O.B., Demihov U.N., Skulskyi N.A. GEOCHEMISTRY OF STABLE ISOTOPES OF SOME BIOGENIC ELEMENTS IN BIOSPHERE

This study deals with peculiarities of isotopic fractionation of H, C, Mg, Fe, Zn in living organisms, including human. Investigated here are: phase isotope effect in the «exhaled air–blood» system, isotope variations of basic biogenic chemical elements within a biological system, mode of behavior of even and odd stable and radioactive isotopes of chemical elements. It is shown that the isotopes are promising source of information on physiological state of an organism, which can be used for diagnostic purposes.

Толстой М.И.

Киевский Национальный университет имени Тараса Шевченко

В.И. ВЕРНАДСКИЙ – ОСНОВОПОЛОЖНИК ЯДЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПЛАНЕТАРНОЙ КОСМОЭНЕРГЕТИКИ

Рассмотрена научно-организационная деятельность В.И. Вернадского – создателя научной школы радиологов, направленная на систематическое изучение радиоактивности территории России. Дан анализ научных трудов ученого, посвященных радиоактивности, опубликованных в послереволюционный период.

Отмечая заслуги В.И. Вернадского в связи со 125-летием со дня его рождения, академик Б.С. Соколов писал: «После Ломоносова Вернадский едва ли не единственный в ученом сообществе нашего Отечества, о ком было сказано, что в своем лице он представлял всю Академию наук. Он был одним из образованнейших людей своей эпохи, но называть его ученым-энциклопедистом совершенно недостаточно, он одновременно был великим натуралистом и мыслителем, перешагнувшим национальные границы, ставшим частью общемировой науки, культуры и просвещения» [1].

Интерес к вопросу радиоактивности возник у В.И. Вернадского сразу после открытия французским физиком А. Беккерелем в 1896 г. явления радиоактивности, особенно после ознакомления с работами Дж. Джоли, предложившего использовать явление радиоактивного распада для определения геологического возраста минералов в горных породах, а также для оценки теплового режима Земли.

В.И. Вернадский один из первых понял огромное значение для судьбы человечества развития представлений о веществе и природных процессах в открытии радиоактивности. «Благодаря открытию явлений радиоактивности мы узнали новый негаданный источник энергии... Перед нами открываются в явлениях радиоактивности источники атомной энергии, в миллионы раз превышающие все те источники сил, какие рисовались человеческому воображению» [2].

Началом систематических работ по изучению радиоактивности территории России послужило решение Академии наук, принятое по представлению В.И. Вернадского, А.П. Карпинского и Ф.Н. Чернышева в 1907 г. В.И. Вернадскому поручили приступить к организации работ, для чего были выделены определенные ассигнования.

Уже в 1908 г. на Тюя-Муюне были открыты три новых минеральных вида урановых руд: алаит, туранит и тюямунит. В 1910 г. Академия наук создала комиссию по радию, в состав которой вошли В.И. Вернадский, А.П. Карпинский, Б.Б. Голицын, Н.Н. Бекетов, Ф.Н. Чернышев. Комиссия одобрила план В.И. Вернадского по изучению радиоактивных руд на Урале, в Сибири, Средней Азии и других местах России. Летом 1911 г. были организованы первые экспедиции на Урал и в Среднюю Азию. В них принимали участие В.И. Вернадский, Я.В. Самойлов, К.А. Ненадкевич, В.Н. Крыжановский и др. В последующем (1912—1914) эти работы существенно расширились и по объему, и по территории исследований. Они охватили Туркестан, Кавказ, Закавказье, Причерноморье. В экспедициях принимали участие Д.И. Мушкетов, Д.В. Наливкин, Л.С. Коловрат-Червинский, Д.И. Щербаков, А.Е. Ферсман, Б.А. Линденер, Е.С. Бурксер, Л.А. Кулик, В.Н. Лодочников, К.К. Матвеев, В.И. Лучицкий, А.А. Твалчрелидзе и др. [3].

В.И. Вернадский руководил всеми экспедиционными работами Академии наук по изучению месторождений радиоактивных руд, возглавлял Минералогическую лабораторию, на базе которой затем было организовано (1914.) отделение радиологических исследований.

В 1914 г. в России существовало еще три небольших радиологических лаборатории: в Томске – под руководством проф. П.П. Орлова [4] (основана в 1909), занимающаяся

изучением природных объектов Сибири и Алтая; в Одессе – под руководством Е.С. Бурксера (основана в 1910), изучающая радиоактивность атмосферы, вод, целебных грязей, минералов и руд юга Украины, Молдавии, Крыма и Кавказа; в Москве – под руководством А.П. Соколова. Все они были тесно связаны с Минералогической лабораторией В.И. Вернадского (основана в 1911 г.). Весьма характерно, что в России возникновение радиологических лабораторий было связано, главным образом, с изучением природных объектов. Так, главной задачей руководимой Е.С. Бурксером Одесской радиологической лаборатории было изучение радиоактивности различных природных объектов юга России. Кроме того, в лаборатории проводилось изучение химического, физического и биологического действия радиоактивных излучений; конструирование, эталонирование и проверка радиометрической аппаратуры; популяризация основ радиоактивности среди населения, издание литературы по радиоактивности.

Деятельность этой одной из первых в России лаборатории привлекла внимание многих исследователей. Из разных районов России в лабораторию поступали пробы руд, минералов, пород. Кроме Е.С. Бурксера в ней работали С.М. Танатар, И.И. Танатар, Г.К. Савченко-Бельский, В.В. Дубянский*, В.В. Бурксер, О.В. Клефнер, М.А. Пихтин. Деятельность лаборатории была тесно скоординирована с Радиевой комиссией Академии наук, руководимой В.И. Вернадским. Заботясь о развитии исследований в области отечественной радиологии, Владимир Иванович еще до революции создал в стране крупную научную школу радиологов, подготовивших дальнейшее развитие работ в этом направлении. В нее входили А.Е. Ферсман, К.А. Ненадкевич, К.К. Матвеев, Е.С. Бурксер, Л.С. Коловрат-Червинский, В.Г. Хлопин и др. Характеризуя деятельность школы В.И. Вернадского в до-революционное время, А.П. Виноградов сказал, что это была первая глубокая научная разведка на радиоактивность. Ее результат – основа всех дальнейших успехов в поисках радиоактивных элементов.

Новым этапом деятельности В.И. Вернадского, принесшим ему мировую известность, являются его научные труды после революции в России.

В январе 1922 г. был создан Радиевый институт. Его основателем и первым директором был В.И. Вернадский. В нем получили развитие ряд новых научных и практических направлений в области радиоактивности: радиохимические исследования, поиск новых месторождений радиоактивных руд, разработка методов их переработки. Особое внимание в институте уделялось работам в области геохимии элементов радиоактивных руд, проводимым под руководством В.И. Вернадского.

С созданием радиевого завода при Радиевом институте встал вопрос о поисках радиевого сырья. При Геологическом комитете была создана Радиологическая секция, сыгравшая большую роль в организации изучения естественной радиоактивности различных природных объектов в поисковых и геологоразведочных партиях. Получен ряд интересных результатов. В частности, И.И. Танатар сообщил о линзообразных скоплениях рудного минерала с повышенной радиоактивностью в железистых кварцитах Терновского рудника и Желтой Реки в Кривом Роге и др.

В.И. Вернадскому по праву принадлежит первенство в оформлении нового научно-практического направления в радиологии – радиогеологии. Кроме изучения распространенности естественных радиоактивных элементов в природных объектах предметом радиогеологии, в понимании В.И. Вернадского, является также применение радиоактивного

* Дубянский Виктор Викторович (1880—1925) – российский геолог-петрограф, проф. Варшавского политехнического института (1915), позже (1918) – Киевского университета. Основные его работы посвящены геолого-петрографическому изучению высокогорного Кавказа. Им описаны продукты вулканических извержений Казбека и Эльбруса, выяснена природа вулканических туфов, обнажающихся по реке Баксану, а также исследован ряд участков Кавказа и его рудных месторождений, дано описание некоторых нерудных ископаемых Поволжья, Украины и других мест. Им впервые было четко выявлено практическое значение использования солей Кара-Богаз-Гола. – *Ред.*

распада для оценки геологического возраста горных пород, минералов и теплофизической истории планеты.

В.И. Вернадский одним из первых оценил исключительную роль радиогенной теплоты для геологических процессов. Он писал: «Количество создаваемой радиоактивными процессами тепловой энергии не только достаточно для того, чтобы объяснить потерю Земного тепла излучением, но и все динамические воздействия внутренней энергии планеты на ее поверхность – земную кору» [5].

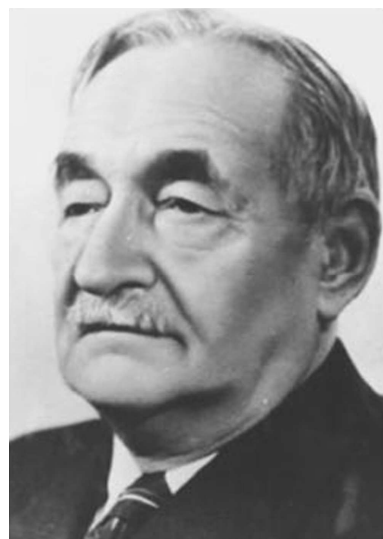
По его мнению, количества радиогенной теплоты, особенно в прошлые геологические эпохи, было вполне достаточно, чтобы объяснить образование гор, распределение суши и океанов, вулканическую деятельность, магмообразование, метаморфизм пород.

В.И. Вернадский считал, что вещество, слагающее Землю, находится в постоянном движении, перемещении. Каждое перемещение вещества возможно лишь при наличии источника энергии. Такими известными источниками энергии являются: космическая, энергия Солнца, гравитационная энергия, энергия вращения Земли, энергия химических превращений вещества и др. Особую роль в глубинных процессах играет энергия радиоактивного распада [6].

Радиоактивность вещества Земли, его химическая эволюция – это звенья круговорота вещества Вселенной, включающего как процессы распада, так и синтеза атомов. В.И. Вернадский считал, что практически все химические элементы земного вещества являются «бренными», поскольку испытывают необратимый процесс распада, хоть и с разной скоростью, так как были созданы в термодинамических условиях, резко отличных от земных. Поэтому наша планета 5 млрд лет назад и сейчас – разные тела. Наряду с изучением радиоактивности в различных природных образованиях Земли, роли радиоактивной энергии в различных геологических процессах, преобразования земного вещества и его миграции, современная радиогеология все больше внимания уделяет изучению вещества Солнечной системы и Космоса, т.е. приблизилась к астрофизике и космологии. В настоящее время в связи с внедрением новых физических методов исследований диапазон решаемых задач существенно расширился. Объектом изучения стали не только естественные, но и искусственные изотопы химических элементов. Установление их распространения в различных геологических объектах и процессах (изотопная геология, ядерная физика) даст возможность воссоздавать условия образования и генезис геологических тел, особенности их изменений, геологическую историю существования. К наиболее важным из них относятся: воссоздание природы первичного субстрата измененных или преобразованных пород; оценка петрогенетической принадлежности, условий образования многих эндогенных и экзогенных процессов; оценка характера и особенности миграции химических элементов в различных геологических ситуациях; решение целого ряда конкретных поисковых и прогнозно-металлогенических задач.

Радиогеология как одна из космогонических наук получила дальнейшее развитие в области энергетики мироздания. Еще в начале XX века на общем собрании Академии наук В.И. Вернадский отмечал: «Среди удивительных свойств элементов, проявляющихся в земной коре и захватывающих великие тайны природы, одно из самых глубоких – это непрерывное новообразование в Земле гелия, которое может идти не только вверх, но и вниз. В геологическом времени он должен проникать всю массу Земли. Несомненным является факт существования в Земле активной энергии» [5].

В «Очерках геохимии», изданных в 1924 г. на французском языке, а затем в 1927 г. – на русском, исследователь писал «...среди удивительных свойств радиоактивных элементов, проявляющихся в земной коре и затрагивающих великие загадки природы, одно из наи-



**Дмитрий Иванович
Щербаков
(1893—1966)**



**Владимир Никитович
Лодочников
(1887—1943)**

более глубоких – это непрерывное новообразование на Земле легкого газа гелия», и далее: «... если бы все атомы гелия оставались в земной коре, ... в течение периодов нашей планеты, количество гелия должно было бы быть ... гораздо большим. Мы стоим перед загадкой – почему так мало гелия? Куда он девался?». В.И. Вернадский впервые поставил научную задачу о «гелиевом дыхании Земли», о потере его в Космосе [7—9]. Однако он также допускал «... уход его (не – *Авт.*) за пределы земной коры вниз ... В геологическом времени он может проникнуть через всю массу Земли и должен удерживаться во все больших количествах в ней, в связи с колоссальными давлениями ...». В 1934 г. В.И. Вернадский в своем докладе «О некоторых очередных проблемах радиологии» отмечал, что гелий не только создавался на протяжении длительного времени, он постоянно создается и сейчас, постоянно накапливаясь в веществе планеты. Основная его часть находится в рассеянном состоянии в литосфере в твердых алюмосиликатах и силика-

тах, отображая этим рассеянное состояние радиоактивных элементов. Оставшаяся часть гелия сосредоточена в земной поверхностной атмосфере, подземной атмосфере, в водном газовом растворе, где он связан с азотом, углеводородными соединениями, с подвижными элементами – галоидами, щелочными металлами и др. [5].

Наиболее подвижными и практически независимыми от силы тяжести Земли являются водород и гелий. Однако водород создает молекулярные и другие связи с земным веществом, тогда как гелий является химически инертным газом и универсальным мигрантом. Он может быть индикатором глубинных разломных структур, которые имеют повышенную проницаемость для водно-газовых флюидов. Эта его особенность подтверждена при изучении изотопного состава Не. Выяснилось, что из двух наиболее распространенных изотопов (Не с атомной массой 4 и 3). Да первый имеет радиогенное происхождение, второй – образуется в результате ядерного синтеза [10—12].

Роль гелия очень важна в геологии и космологии. Начиная с середины прошлого столетия, гелиевый метод стал основным при структурно-геологическом картировании территории СССР и поисках месторождений радиоактивного сырья. Объектом исследований в первую очередь были водные пробы, в основном ювенильного происхождения. В процессе массовых поисковых и картировочных работ обнаружена закономерная связь аномалий гелия с древними глубинными разломами и побочно – с приуроченными к ним полезными ископаемыми [13—16].

В процессе тщательных исследований изучалось распределение ^3He и ^4He , а также их соотношение. Было обнаружено, что соотношение изотопов гелия в космическом излучении, солнечном «ветре», спектрах звезд, Солнца стабильное и составляет приблизительно 10^{-6} . Однако на Земле это соотношение достаточно дифференцировано. «В природе нет другого элемента, изотопное отношение которого менялось бы в столь широких пределах (отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ меняется более чем на 9 порядков ...)», – отмечал В.В. Чердынцев [17]. Наибольшие концентрации ^3He характерны для разломных зон земной коры, вулканических газов, где его содержание в 10 раз превышает атмосферное. Минимальные – для радиоактивных минералов, где они близки к концентрации $n \times 10^{-10}$. Содержание ^3He и соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ повышается с глубиной отбора проб. В литосфере ^3He в целом больше, чем может выделить земная кора, причем его излишек сосредоточен в мантии. По литературным данным [10, 12], значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в мантии в 1000 раз больше, чем в земной коре. В вулканических областях это соотношение отличается от обычных значений для земной коры в сотни тысяч раз. Повышенное содержание гелия-3 отмечено в лунных образцах [10]. Все эти наблюдения, особенно при изучении солнечных вспышек, свидетельствуют о раз-

личной природе изотопов гелия: ^3He – продукт ядерного синтеза, ^4He – радиогенного происхождения.

Сопоставление количеств радиоэлементов и гелия в Земле, с учетом потерь последнего в космическом пространстве за время существования планеты, выполненное академиком А.П. Виноградовым, полностью ответила на вопрос В.И. Вернадского: «Откуда берется гелий?». Особенно это касается ^3He .

Из-за высокого давления, температуры, насыщенности внутренних частей планеты энергоемким веществом, в том числе и гелием, планета Земля является предельно энергонасыщенной, геодинамично активной и высокоорганизованной системой. Ее породы энергонасыщенны и метастабильны. На земной поверхности постоянно происходят тектонические процессы различных масштаба и активности, ювенильные проявления подземных вод, газовыделение. По данным сверхглубинного бурения Кольской сверхглубокой и двух американских скважин (штат Луизиана), зафиксировано высокое литостатическое давление, которое стало причиной остановки и невозможности дальнейшей проходки этих скважин.

Основываясь на последних научных достижениях того времени В.И. Вернадский на общем собрании Международного геологического конгресса в 1937 г. отмечал: «На нашу планету из космических просторов идет могучий поток проникающего излучения. Он вызывает на нашей планете не радиоактивный распад, а возможно с ним в значительной мере связанный совсем другой процесс, который я называл «макрокосмическим»... Проникающие излучения миллиарды лет охватывают нашу планету и, возможно, являются проявлением тех мощных неизвестных процессов, тех состояний пространства, времени, которые лежат далеко за пределами Солнечной галактики» [6].

В этих высказываниях, как во многих других областях знаний, В.И. Вернадский проявил гениальное предвидение развития науки, пути решения неизвестных явлений природы. Это касается коренных явлений космической и планетарной энергетики, отражает новый этап развития естествознания [18—24].

Землю следует считать предельно энергонасыщенной системой, непрерывно энергетически обменивающейся с Космосом, имеющей не только внешний (космический), но и внутренний источник энергии [2, 24].

Сегодня однозначно установлено, что наблюдаемые энергетические проявления: землетрясения, цунами, торнадо, ураганы, изменения климата являются не чем иным, как реагированием планеты на значительные поступления вещества и энергии внутрь ее со всей Солнечной системы, т.е. имеют космическое происхождение. Это зафиксировано дальними зондами [25]*.

Среди характерных энергетических проявлений, зафиксированных в памяти геологических образований, можно назвать: палеомагнитные, структурно-динамические (глобальные, региональные, локальные, микроструктурные), структурно-тектонические особенности, физические поля, многие вещественные, структурно-текстурные признаки, анизотропию, физические характеристики – магнитные, упругие, теплофизические, емкостные и др. В результате комплексного изучения последних автор этих строк в 2007 г. сде-



**Алексей Петрович
Соколов
(1854—1928)**

* Редакционная коллегия не полностью разделяет это утверждение автора. Существует ряд свидетельств о закономерном увеличении перечисленных «энергетических» проявлений в процессе возрастания техногенной нагрузки на геологическую среду. См. *Соботович Э.В., Долин В.В.* Эволюция биосферы в условиях техногенеза // Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського. – Т. 4, кн. 2. / Ред. кол.: Е.В. Соботович (голова), І.А. Акімов, А.М. Голубець та ін. – С. 507—537. – Ред.



**Владимир Иванович
Лучицкий
(1877—1949)**

лал научное открытие: «Явление петрофизической фиксации геодинамических процессов гранитоидными образованиями» [26, 27].

Созданные В.И. Вернадским и тесно связанные с энергетикой Космоса новые отрасли естествознания – радиогеология и ядерная геология – сегодня признаны фундаментальными науками. Объектами этих отраслей геологических исследований являются: закономерности распределения химических элементов в Земле и космическом пространстве; влияние радиоактивности на геологические процессы; история формирования и превращения геологических объектов по их характеристикам; поиск и разведка полезных ископаемых по распределению природных и искусственных изотопов; определение абсолютного и относительного геологического возраста.

Современные ядерная геология и радиогеология активно развиваются, впитывают в себя идеи, методологические принципы, новые научные и практические разработки, в первую очередь, ядерной физики, астрофизики, космохи-

мии, геофизики, геохимии, геологии и ряда других наук. Области ее применения являются: прикладная геохимия, минералогия, кристаллохимия; геохронология, геотермика, теоретическая геология; космофизика, астрофизика, космогония и др.

Возникнув в начале прошлого века в основном как научные направления, они в настоящее время стали неотъемлемой составной частью многих отраслей науки и практики на уровне элементной и ядерной организации их вещества, энергетики, способствуют развитию новых областей знания и их практического использования. В этом огромное живое творческое значение идей и открытий В.И. Вернадского.

1. Соколов Б.С. Слово об ученом // Правда. – 1988. – № 71.
2. Вернадский В.И. Задача дня в области радия // Изв. Императ. Академии наук. VI серия. – 1911. – № 1. – С. 61—72.
3. Зайцева Л.Л., Фигуровский Н.А. Исследования явлений радиоактивности в дореволюционной России. – М., 1961. – 337 с.
4. Профессора Томского университета / Под ред С.Ф. Фоминых. – Томск, 1998. – Т. 2. – 540 с.
5. Вернадский В.И. О некоторых очередных проблемах радиогеологии // Изв. АН СССР. Сер. 7. – ОМОН. – 1935. – № 1. – С. 1—18.
6. Вернадский В.И. О значении радиогеологии для современной геологии // Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгресса. СССР, 1937. – М., 1939. – С. 215—239.
7. Вернадский В.И. Радиоактивность и новые проблемы геологии // Zeitschrift für Elektrochemie. – 1932. – Bd. 38., № 8a. – S. 519—527.
8. Бройль Л. Революция в физике / Пер. с англ. – М: Атомиздат, 1965. – 231 с.
9. Яницкий И.Н. О механизме формирования гелиеносных газов // Сов. геология. – 1974. – № 11. – С. 53—66.
10. Ассовская А.С. Гелий на Земле и во Вселенной. – Л.: Недра, 1984. – 136 с.
11. Коробейников В.Н., Яницкий И.Н. О транскоровом газовом потоке // Докл. АН СССР. – 1975. – 221, № 2. – С. 339—342.
12. Роджерс Дж. Гелиеносные природные газы. – М.: ОНТИ, 1935. – 214 с.
13. Граммаков А.Г., Глебовская В.С., Хайкович И.М. К теории гелиевого метода поисков месторождений радиоактивных элементов // Вопросы рудн. геофизики. – 1965. – Вып. 5. – С. 3—19.
14. Еремеев А.Н., Бахорин В.И., Осипов Ю.Г. и др. Закономерности распределения концентрации гелия в земной коре // Открытия в СССР. – М., 1968, 1969, 1970. – С. 14—15.
15. Еремеев А.Н., Еришов А.Д., Яницкий И.Н. Некоторые аспекты гелиевой съемки при структурно-геологическом картировании и прогнозе эндогенного оруденения // Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. – М., 1971. – С. 49—66.

16. Судов В.А., Тибар К.О. Картирование зон глубинных тектонических нарушений методом водногелиевой съемки // Разведка и охрана недр. – 1977. – № 10. – С. 29—33.
17. Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. – М.: Наука, 1973. – 208 с.
18. Лапчинский В.Г. Физический вакуум. – М.: ЦНИИ информации и технико-экономических исследований по атомной науке и технике, 1982. – С. 137—204.
19. Паули В. Физические очерки / Пер. с нем. и англ. – М.: Наука, 1975. – 256 с.
20. Тимирязев А.К. Кинетическая теория материи. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1954. – 218 с.
21. Ферми Э. Квантовая механика. – М.: Мир, 1965. – 367 с.
22. Френкель Я.И. На заре новой физики. – Л.: Наука, 1970. – 384 с.
23. Шредингер Э. Новые пути в физике – М.: Наука, 1971. – 428 с.
24. Яницкий И.Н. Новое в науках о Земле. – М.: Мир, 1998. – 353 с.
25. Ацюковский В.А. Концепции современного естествознания. – М.: Изд. МСЭУ, 2000. – 448 с.
26. Толстой М.И. Об энергетической природе геологических процессов и ее проявлениях в гранитообразовании // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых в связи с энергетикой Земли и этапами ее тектоно-магматической активизации: Сб. науч. работ. – Киев: Изд-во УкрНИГРИ, 2008. – С. 116—125.
27. Толстой М.И., Гожик А.П., Сухорада А.В., Бобров А.Б. Явление петрофизической фиксации геодинамических процессов гранитоидными образованиями. Открытие. – М., 2007. – № 333.

Толстой М.И. В.И. ВЕРНАДСЬКИЙ – ОСНОВОПОЛОЖНИК ЯДЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ І ПЛАНЕТАРНОЇ КОСМОЕНЕРГЕТИКИ

Розгляну науково-організаційну діяльність В.І. Вернадського – творця наукової школи радіологів, направлену на систематичне вивчення радіоактивності території Росії. Подано аналіз наукових праць ученого, присвячених радіоактивності, опублікованих в післяреволюційний період.

Tolstoi M.I. V.I. VERNADSKY – FOUNDER OF NUCLEAR GEOLOGY AND PLANET COSMOENERGY

The author looks into scientific and organizational activity of V.I. Vernadsky – creator of the radiological research school, directed at systematic study of radioactivity of Russia's territory. He also analyses the scientist's research works devoted to radioactivity and published in the postrevolutionary period.

Соботович Э.В.*ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»***К ПРОБЛЕМЕ РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА ЗЕМЛИ***Рассмотрен механизм и источники энергии образования Земли и ее геологическое строение.*

18 января 1942 г., когда в битве под Москвой решалась судьба страны, в стенах Академии наук СССР состоялось «обычное» плановое собрание, на котором В.И. Вернадский прочитал доклад «О геологических оболочках Земли как планеты». Высказанное в докладе убеждение, что «...геологические явления, самые грандиозные, всецело сосредоточены на поверхностной пленке нашей планеты в немногие километры мощностью и тесно связаны с атомной энергией ее вещества» [1], наверное, были восприняты неоднозначно, несмотря на бесспорное признание безошибочной интуиции гениального ученого. Да, это была научная интуиция, для подтверждения которой на то время еще не сформировалась достаточно полная система фактов. Известным был лишь факт, установленный Д. Джоли и Р. Стреттом за 30 лет до этого, что «...количество тепла, получающееся при радиоактивном распаде атомов, достаточно для объяснения того увеличения теплоты по мере углубления в планету, которое давно эмпирически установлено. Максимум радиоактивного распада лежит относительно неподалеку от земной поверхности, и с глубиной теплота эта должна уменьшаться. Раньше теплота эта объяснялась космогоническими гипотезами о расплавленной некогда планете, чему до сих пор, к сожалению, учат в наших школах» [1].

На сегодня, благодаря прогрессу в области астрофизики и геологии вслед за В.И. Вернадским есть больше оснований считать, что Земля никогда не была целиком расплавленным телом. Происхождение Земли, по нашему мнению, наиболее адекватно современному уровню знаний описывается моделью полихронно-гетерогенной аккреции Солнечной системы из протосолнечной газопылевой туманности. Импульсом к дифференциации этой первоначальной туманности была вспышка Сверхновой звезды, происшедшая 4,7 млрд лет назад [2] на расстоянии в несколько световых лет от туманности, имевшей размеры того же порядка. Первоначальная протосолнечная туманность в квазиравновесном состоянии содержала 1—2 % консолидированного материала – пыли с некоторой долей более крупных фрагментов. Вещество Сверхновой находилось преимущественно в состоянии плазмы и состояло из существенного количества тяжелых радиоактивных ядер, синтезированных в фазу взрыва (примерно в первые 100 с). Привнос в туманность 2—3 % вещества Сверхновой, обладающего мощным электромагнитным излучением, явился энергетическим источником процессов консолидации материала туманности в обособленные сгущения и тела Солнечной системы.

В процессе образования Земли, как и других тел Солнечной системы, растущая планета последовательно поглощала материал различного происхождения – реликтовое и «вторичное» вещества, находящиеся в различных физических состояниях, с разным содержанием радиоактивных элементов. Такой дифференциации вещества по мере роста планеты обязаны образование и внутренняя зональность геосфер, прежде всего ядра и мантии. Центром аккреции Земли служили крупные реликтовые фрагменты типа железных астероидов, содержащих от 5 до 20 % никеля. Этот материал практически был нерадиоактивным. По мере захвата относительно крупных реликтовых тел из околоземного пространства последний постепенно обогащался мелкими частицами, пылью и «вторичным» веществом. При этом в прирастающем ядре планеты возрастала доля алюмосиликатного и силикатного материала. Образование наружных слоев Земли происходило за счет материала, существенно обогащенного «вторичным» веществом, содержащим радиоактивные

тепловыделяющие элементы. Таким образом, распределение радиоактивности по завершении аккреции (когда материал околоземного пространства был практически исчерпан) характеризовалось монотонным возрастанием от центра к поверхности планеты. Предполагается, что распространенность урана тогда в целом составляла от $n \times 10^{-11}$ г/г во внутренней части ядра до $n \times 10^{-9}$ или даже до $n \times 10^{-7}$ г/г в верхней части мантии.

Дальнейшее развитие Земли заключалось главным образом в дифференциации геосфер и формировании земной коры. По современным представлениям [3], основными составляющими Земли являются (см. схему): ядро, которое четко разделяется на внутреннее и внешнее, нижняя и верхняя мантии. Последняя включает в себя земную кору и астеносферу – прерывистый пластичный, вероятно, местами расплавленный слой, который фиксируется в верхней мантии на разных глубинах. Нарастивание земной коры на верхней мантии началось с образования протобазальтового слоя в результате дифференциации внешних слоев верхней мантии с относительным обогащением их радиоактивными элементами. По-видимому, в это же время происходила и дифференциация вещества внешнего ядра, имеющего, в основном, железосиликатный состав, которая привела к обогащению верхней части внешнего ядра щелоческими компонентами и, как и верхней мантии, ураном и торием.

Что же было источником энергии для дифференциации вещества Земли? В общем, нельзя не признавать роли радиоактивности как фактора постоянного генерирования тепловой энергии, необходимой для дифференциации вещества. Однако, само накопление радиоактивных элементов – как в наружном слое верхней мантии, так и, особенно, в наружном слое внешнего ядра, является результатом дифференциации, которая не могла быть обусловленной радиогенным теплом, поскольку его изначально было недостаточно для разогрева формирующейся планеты. По нашему мнению, первичная дифференциация вещества обуславливалась кинетической энергией падения на Землю значительных масс более или менее крупных космических тел [4–8]. Можно предположить, что в истории формирования Земли имели место два периода «массовой бомбардировки» ее поверхности космическими телами. Первый из них соответствовал позднему этапу образования ядра – формированию расплавленного внешнего ядра, второй – времени завершения формирования верхней мантии и в результате дифференциации последней – образования астеносферы и коры. Не исключено, что второй период массового падения космических тел на Землю связан с пересечением орбитой Земли скоплений планетозималей несостоявшейся гипотетической планеты Фаэтон (4,3–4,5 млрд лет назад).

Таким образом, формирование Земли, в частности земной коры, в которой реализуются геологические процессы, происходило благодаря двум принципиально разным, но находящимся в диалектическом единстве источникам энергии: кинетической энергии падения космических тел на Землю и энергии распада радиоактивных элементов. Кинетическая энергия падения космических тел в определенные периоды формирования Земли была импульсом к дифференциации вещества и, в результате, к относительному обогащению отдельных ее зон радиоактивными элементами. Это обеспечивало дальнейшую дифференциацию вещества Земли и, в конечном счете, современную радиоактивность

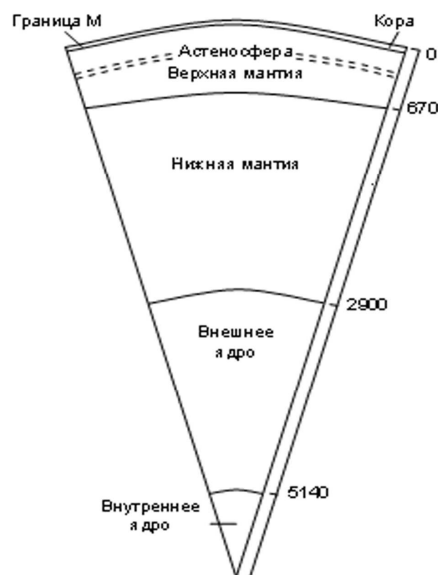


Схема глубинного строения Земли

внешних ее слоев, с которой, как справедливо подчеркивал В.И. Вернадский, связаны геологические явления.

1. Вернадский В.И. О геологических оболочках Земли как планеты // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. и геофиз. – 1942. – № 6. – С. 251—262.
2. Бербидж Дж. Ядерная астрофизика. – М.: Мир, 1964. – 217 с.
3. Пушаровский Д.Ю., Пушаровский Ю.М. Состав и строение мантии Земли // Соросовский образовательный журн. – 1998. – № 11. – С. 111—119.
4. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. – М.: Наука, 1969. – 244 с.
5. Соботович Э.В. Изотопная космохимия. – М.: Атомиздат, 1974. – 208 с.
6. Соботович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. – М.: Атомиздат, 1970. – 350 с.
7. Рудник В.А., Соботович Э.В. Космогеологические аспекты формирования Земли // Проблемы космохимии и метеоритики. – Киев: Наук. думка, 1971. – С. 51—117.
8. Соботович Э.В., Рудник В.А. Ранняя история Земли. – М.: Недра, 1984. – 349 с.

Соботович Е.В. ЩОДО ПРОБЛЕМИ РАДІОГЕННОЇ ТЕПЛОТИ ЗЕМЛІ

Розглянуто механізм і джерла енергії утворення Землі та її геологічна будова.

Sobotovich E.V. ON THE PROBLEM OF RADIOGENIC HEAT OF THE EARTH

A mechanism and energy of formation of Earth sources and its geological structure is considered.

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 – объединились 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.

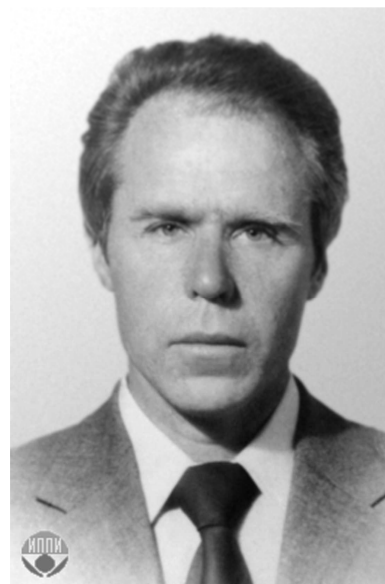
Правильность всех радиоактивных методов определяется достоверностью следующих основных условий [6]:

- 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

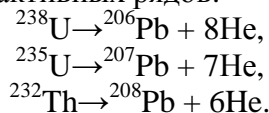
Нуклид	Распространенность, %	Период полураспада, лет	Тип распада (энергия, МэВ)
^{228}Th	Следы	1,913	$\alpha(5,520); \gamma$
^{230}Th	Следы	75 400	$\alpha(4,771); \gamma$
^{231}Th	Следы	25,5 ч	$\beta(0,389); \gamma$
^{232}Th	100	$1,4 \times 10^{10}$	$\alpha(4,081); \gamma$
^{234}Th	Следы	24,1 сут	$\beta(0,270);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

Уран имеет три изотопа: ^{238}U , ^{235}U , ^{234}U , атомные доли которых в природе составляют соответственно 99,28; 0,715 и 0,0058 %. Природный торий представлен одним долгоживущим изотопом ^{232}Th (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 (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) [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 урану 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 урану 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, тобто 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 ізоотопів радіогенного свинцю (${}^i\text{Pb}_r$), 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 даного 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 виправки на звичайний свинець зводиться до визначення ізотопного складу свинцю або в супутуючих когенетичних одновікових свинцевих мінералах (частіше всього в галенітах), або в мінералах, стерильних відносно урану (в ряді випадків – в полевих шпатах). Якщо такі дані отримати неможливо, вводяться розрахункові виправки 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. Соботович 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 торию, 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 торию, 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 торию 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 видение 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

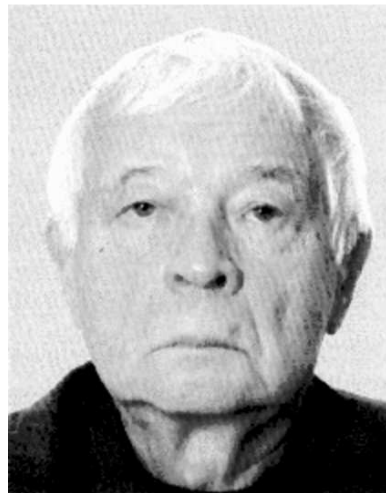
Впервые правильную схему распада ^{40}K предложил Г. Зюсс. Открытие в 1947—1948 гг. образования радиогенного изотопа аргона (^{40}Ar) в решетках калийсодержащих минералов (В.Г. Хлопин, Э.К. Герлинг) явились первым шагом на пути развития К-Аг метода.

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 пороодообразующих 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_e). 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]:

$$\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1};$$

$$\lambda_e = 0,581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}.$$

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 ; $I = (e^{\lambda t_{\text{эм}}} - 1) / \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right)_{\text{эм}}$ – 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:

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

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, %: ${}^{184}\text{Os} - 0,018$, ${}^{186}\text{Os} - 1,59$, ${}^{187}\text{Os} - 1,64$, ${}^{188}\text{Os} - 13,2$, ${}^{189}\text{Os} - 16,1$, ${}^{190}\text{Os} - 26,4$, ${}^{192}\text{Os} - 41,0$.

Геохронологическое 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 $1,42 \times 10^{-17} \text{ год}^{-1}$.

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 ($1,7 \times 10^{-24} \text{ см}^2$) 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

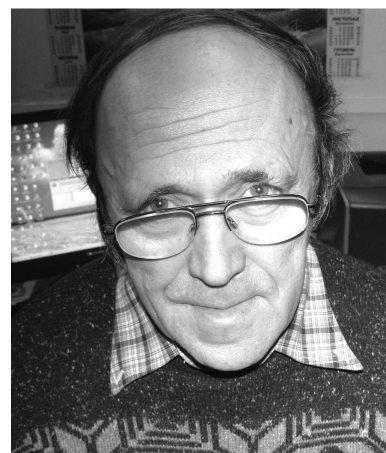
$$^{10}\text{Be}_t = ^{10}\text{Be}_0 e^{-\lambda t}, \quad (28)$$

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

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

где $m^{40}\text{Ca}$ – содержание радиогенного кальция в образце; $n^{40}\text{K}$ – содержание изотопа ^{40}K в образце, г; λ_{β} , λ_K – 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 осаждалась 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 одни и те же или очень близки;
- 2) в осадках отсутствует миграция ^{230}Th и ^{231}Pa или любого из этих нуклидов в отдельности, 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 неизмененным 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.



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

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.

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 Isotopenhäufigkeiten im natürlichen 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., Граценко 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. *Beck Ingale 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., Grünenfelder 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 rhenium-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., Титов Н.Е., Беляев В.С., Спрингсон В.Д.* Опыт применения кальциевого метода для определения абсолютного возраста силъвинов // *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.

Sobotovitch 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.

Бондаренко Г.М., Кононенко Л.В.

ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

ФІЗИКО-ХІМІЧНА ТРАНСФОРМАЦІЯ ТЕХНОГЕННИХ РАДІОНУКЛІДІВ, РОЗСІЯНИХ У ВЕРХНІЙ ОБОЛОНЦІ ЗЕМЛІ

В розвиток ідей В.І. Вернадського про те, що «хімічний елемент проходячи через усі форми знаходження, повертається в попередній його стан», у статті розглядається кінетика трансформації техногенної речовини, кінетика утворення мобільних і фіксованих фізико-хімічних форм радіонуклідів у ґрунтах. Фіксовані форми сприяють виводу техногенної речовини з біологічного колообігу, а кінетика їх утворення надає основу для прогнозування темпів самоочищення екосистем у техногенно забруднених районах.

В.І. Вернадський сформулював визначення геохімії як нової науки, що зародилась у сфері геологічних знань: «Геохімія науково вивчає хімічні елементи, тобто атоми земної кори і скільки можливо – всієї планети. Вона вивчає їх історію, їх розподіл і рух у просторі–часі, їхні генетичні ... співвідношення» [1]. Під «розподілом і рухом» елементів у просторі–часі В.І. Вернадський розумів саме розподіл елементів між різними формами знаходження, що підтверджує дещо більш раннє його визначення: «... геохімія є наукою, яка має завданням вивчення історії різних форм атомів у земній корі» [2].

Циклічні процеси в історії хімічних елементів у земній корі В.І. Вернадський вважав основою сучасної геохімії. На його переконання «... Найважливіше тут те, що хімічний елемент, проходячи через усі форми знаходження, повертається в попередній його стан» [2]. Учень і сподвижник В.І. Вернадського – О.Є. Ферсман – назвав геохімічну діяльність людини техногенезом. Процеси техногенезу успадковують властиві біосфері біологічний колообіг, колообіг води, розсіювання елементів, розпорошення речовини.

Істотною відмінністю техногенезу є привнесення у зовнішню оболонку Землі і розсіювання нових матеріалів, наприклад заліза, нікелю, хрому в металевому стані, на виробництво яких затрачається багато енергії. Зменшення ентропії, пов'язаної з утриманням перелічених елементів у металевій формі, зумовлює їх термодинамічну нестійкість у навколишньому кисневмісному середовищі. Продукти трансформації техногенних речовин включаються в традиційні для біосфери колообіги. Актуальними є механізми і швидкості трансформації техногенних форм радіонуклідів у сполуки, властиві геохімічній обстановці навколишнього природного середовища.

Зазначаючи, що «... людина являє собою абсолютно нову, з точки зору зміни лиця Землі, силу», В.І. Вернадський вказував, що внаслідок діяльності людини «... на поверхні Землі з'являються сполуки, які іншим шляхом на ній ніколи не утворювались і в інші геологічні епохи не спостерігалися». При цьому вчений особливо підкреслював утворення «нестійких форм знаходження хімічних елементів, що жадібно з'єднуються з киснем». Очевидно, під формами, «що жадібно з'єднуються з киснем» [2], він насамперед мав на увазі продукти переробки природної мінеральної сировини.

Гірничорудна промисловість характеризується великими обсягами видобутку корисних копалин та утворення відходів у результаті їх переробки. Під час розробки родовищ корисних копалин відкритим способом на земній поверхні формуються відвали розкритих порід, які займають величезні земельні площі. Видобута сировина, як правило, надходить на збагачувальні фабрики, у результаті утворюються відходи, що накопичуються у хвостосховищах, які нерідко є локальними джерелами забруднення ґрунтового покриву, підземних і поверхневих вод.

Серед нових сполук, породжених виробничою діяльністю людини, особливе місце посідають продукти ядерного паливного циклу (ЯПЦ), який включає видобуток уранових

руд, вилучення з них урану, виготовлення тепловидільних елементів (твелів), власне ядерні реактори, а також виробництво з переробки відпрацьованих твелів, вилучення з них радіоактивних відходів, регенерації ядерного палива. На кожному з етапів ЯПЦ можливе винесення техногенних радіонуклідів у навколишнє середовище.

Перше масштабне поширення техногенних радіонуклідів по земній поверхні пов'язане з випробуваннями ядерної зброї в 1940—1950-ті роки.

Навіть за нормальної (штатної) роботи ядерних реакторів у атмосферу постійно надходить радіонуклід ^{85}Kr , у навколишнє середовище потрапляють тритій, радіоактивний йод (^{131}I) та ін.

Аварії, що стаються на ядерних реакторах, можуть призводити до масштабного забруднення навколишнього середовища. У ХХ ст. найбільшими були аварії в Уіндскейлі (Велика Британія, 1957), на Тримайл-Айленді (США, 1979), у Киштімі (СРСР, 1957) й особливо аварія на Чорнобильській АЕС (Україна, 1986), яка мала характер глобальної катастрофи. Першою ядерною аварією ХХІ ст. стало руйнування внаслідок цунамі реакторів АЕС Фукусіма (Японія, 2011).

У результаті Чорнобильської катастрофи в атмосферу потрапило близько 300 різних радіонуклідів, у тім числі ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{131}I , ^{95}Zr , ^{140}Ba , а також ізотопи трансуранових елементів – Рн, Ам. Величезні території України, Білорусі та Росії виявились сильно забрудненими радіонуклідами; радіоактивний слід простягнувся від Фінляндії й Швеції до Грузії і Туреччини.

Побічні продукти і промислові викиди, що надходять в атмосферу, накопичуються в ґрунтовому покриві та в донних відкладах, а токсичні елементи, які містяться в них, можуть становити небезпеку для людини.

Сам ґрунт, за словами В.І. Вернадського, «не є інертним тілом з усталеними хімічними сполуками. На відміну від гірських порід хімічні зміни протікають в ньому швидко, відбуваються безперервно, і навряд чи можна помилитися стверджуючи, що ґрунт являє собою середовище, яке знаходиться безперервно в стані змінної й неусталеної хімічної рівноваги» [3].

Техногенні забруднювачі, які потрапляють у ґрунт, перебувають у термодинамічно нерівноважному стані, що ініціює процеси їх взаємодії з ґрунтовим поглинаючим комплексом, з мінералами ґрунту.

Тверда фаза ґрунту через розвинену поверхню, наявність функціональних груп є поліфункціональним сорбентом, здатним до одночасного поглинання катіонів, аніонів і нейтральних молекул. У разі надходження радіонуклідів на земну поверхню у водорозчинній формі сорбційні процеси в ґрунті відбуваються безпосередньо слідом за випадінням забруднювача. За їх надходження у складі твердофазних випадінь процеси трансформації радіонуклідів у ґрунті лімітуються процесом їх вивільнення з матриці та утворення йонних форм.

У ґрунтознавстві прийнято виділяти форми знаходження тих хімічних елементів, які за агрохімічними уявленнями необхідні для кореневого живлення рослин. Ці форми відрізняються за міцністю і природою їх зв'язку з ґрунтовим поглинаючим комплексом: водорозчинні, йонообмінні, сорбовані на поверхні карбонатів та оксидів, зв'язані з оксидами заліза і мангану, з органічною речовиною (гумусом) і ті, що не екстрагуються, або залишкові. Співвідношення цих форм визначається як хімічними властивостями елементів, так і генетичними та фізико-хімічними характеристиками ґрунту.

За сучасними уявленнями, частина йонних форм елементів може сорбуватись і утримуватись у твердій фазі ґрунту електростатичними силами з утворенням йонообмінної форми. Йони з відносно високою енергією гідратації (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+}), які оточені великою гідратаційною оболонкою, сорбуються на неселективних сорбційних центрах RES (Regular Exchange Sites), і складають йонообмінну форму знаходження цих елементів у ґрунті. Інші йони можуть практично необмінно зв'язуватись з неорганічною й органічною частинами ґрунтового поглинаючого комплексу, фіксуватись у твердій фазі ґрунту. Необ-

мінне поглинання катіонів пов'язане з їх дифузією і затриманням у міжпакетних просторах шаруватих мінералів або з ізоморфним заміщенням деяких катіонів у кристалічних ґратках мінералів. Іони з низькою енергією гідратації (Cs^+ , Rb^+ , K^+ , NH_4^+) можуть легко втрачати гідратаційну оболонку, проникати в розширені кінцеві зони шарів мінералів і сорбуватись на селективних сорбційних центрах FES (Frayed Edge Sites). При цьому йони Cs^+ виявляють надзвичайно високу селективність на FES відносно інших одновалентних іонів. FES в свою чергу неоднорідні за селективністю відносно цезію і можуть бути поділені на два типи центрів: звичайні FES і центри екстремально-високої селективності HAS (High Affinity Sites).

Стронцій належить до катіонів, для яких характерне йонообмінне поглинання ґрунтом; для ^{90}Sr йонообмінна форма є основною, особливо в дернових і дерново-підзолистих ґрунтах. Катіони цезію – високоздатні до необмінного поглинання ґрунтом. Відповідно для йонів ^{137}Cs відношення йонообмінної форми до зв'язаної в ґрунтах як правило не перевищує 0,10–0,15 [4]. Для плутонію, здатного до гідролізу, в ґрунтах також переважає фіксована форма над мобільною. У зв'язаній формі в дерново-підзолистих ґрунтах знаходиться понад 90 %, у торф'яно-болотних – понад 97 % плутонію [5]. Америцій у ґрунтах поширений у кислоторозчинній формі, що вилуджується 1М розчином HCl . У ґрунтах і донних відкладах вміст радіонуклідів у фіксованих формах збільшується в ряду: $^{90}\text{Sr} < ^{241}\text{Am} < ^{239,240}\text{Pu} < ^{137}\text{Cs}$ [4].

Фізико-хімічна трансформація техногенних радіонуклідів у ґрунтах

В.І. Вернадський у своїх працях з геохімії неодноразово повертався до питань переміщення хімічних елементів, у тім числі при утворенні їхніх сполук: «Історія хімічних елементів у земній корі може бути завжди зведена до їх найрізноманітніших рухів, переміщень, які ми в геохімії будемо називати їхніми міграціями. Такими міграціями будуть рухи атомів при утворенні їхніх сполук, переноси їх у рухомих рідинах, в газах, у твердих тілах, при диханні, харчуванні, метаболізмі організмів тощо. В результаті таких міграцій у земній корі створюються великі системи різноманітних хімічних рівноваг. У геохімії вивчення цих систем рівноваг – результатів міграції елементів – є основним завданням. Ці системи можуть бути завжди виражені мовою механіки, у формі статичних і динамічних систем – рівноваг атомів» [2].

Слід зазначити, що в останні десятиліття під міграцією розуміють переміщення сполук атомів у просторі, під трансформацією – перетворення одних форм їх знаходження на інші без переміщення. *Оскільки в ґрунтах утворення форм знаходження пов'язане з процесами розчинення, сорбції, то перехід нукліда з однієї форми в іншу називатимемо фізико-хімічною трансформацією.*

До Чорнобильської катастрофи розподіл форм знаходження техногенних радіонуклідів вивчали у ґрунтах, забруднених радіоактивними глобальними випадіннями в результаті ядерних випробувань і в експериментах зі штучного внесення радіонуклідів у ґрунт. Найповніше ці роботи узагальнено в монографії Ф.І. Павлоцької [6]. У них за умовчанням виходили з уявлення про незмінність, статичність відношень фізико-хімічних форм елементів у конкретній обстановці природних комплексів.

Під час радіогеохімічних досліджень у зоні впливу аварії на ЧАЕС було встановлено мінливість відношень форм радіонуклідів у часі. В перші місяці після аварії твердофазні радіоактивні випадіння вирізнялися вкрай високою стійкістю до дії не тільки ґрунтових розчинів, а й таких агресивних реагентів, як міцні кислоти. Проте вже через півтора року після аварії, за нашими даними [7], в дерново-підзолистих ґрунтах зони відчуження містилось у середньому близько 25 % мобільних форм ^{90}Sr і близько 10 % ^{137}Cs .

Про подальшу зміну вмісту мобільних форм ^{90}Sr і ^{137}Cs у ґрунтах можна судити за результатами аналізу двох порівняно великих партій зразків ґрунту, відібраних у 1987 (32 проби) і 1997 рр. (126 проб). Розподіл ймовірності вмісту мобільних форм ^{90}Sr (рис. 1,а) відповідає нормальній функції, але за 10 років центр її симетрії змістився з ~25 до 75 %. За

цей період істотно збільшилась зустрічальність проб із мінімальним вмістом мобільних форм ^{137}Cs внаслідок його трансформацій у ґрунті, що відображено в перетворенні нормальної функції розподілу вмісту його мобільних форм у 1987 р. на експоненційну в 1997 р. (рис. 1,б).

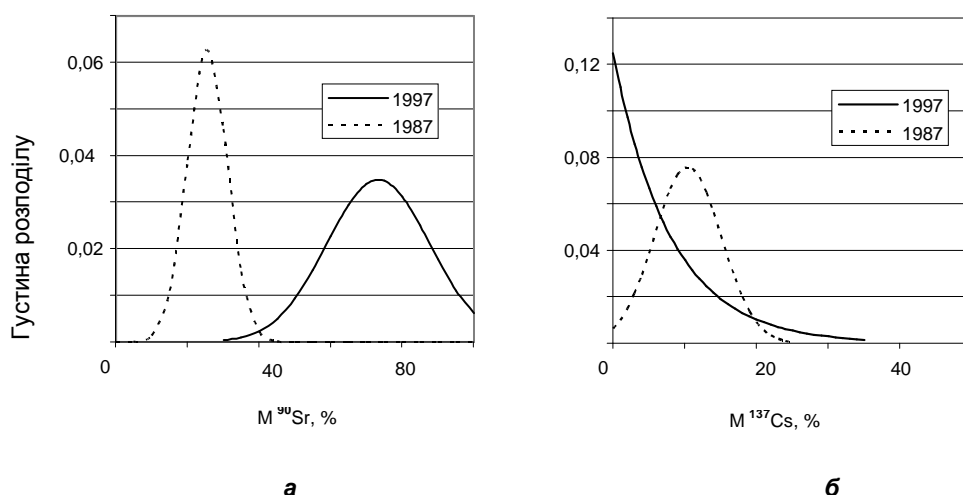


Рис. 1. Густина розподілу відносного вмісту мобільних форм (М) ^{90}Sr (а) і ^{137}Cs (б) для проб дерново-підзолистих ґрунтів, відібраних у зоні відчуження в 1987 і 1997 рр.

Кінетика фізико-хімічної трансформації техногенних радіонуклідів у ґрунтах

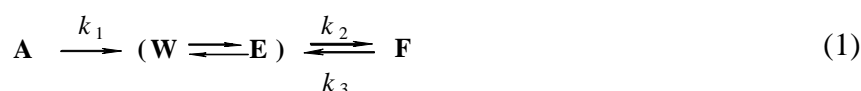
Водорозчинні форми радіонуклідів (W) у ґрунтах перебувають у стані рівноваги з іонообмінними (E) формами. В сумі вони становлять мобільну форму (M). До фіксованих форм (F) належать радіонукліди, включені у кристалічну гратку мінералів, необмінно зв'язані з не розчинною у воді органічною речовиною ґрунту. Фіксовані форми надовго виводять радіонукліди з обмінних і міграційних процесів. Радіонукліди, що входять до складу паливних часточок, які збереглися у ґрунті, також є консервативною формою і не підлягають водній міграції та засвоєнню рослинністю.

Вміст мобільних форм радіонуклідів у ґрунтах у початковий післяаварійний період був значно нижчий за рівноважний. Згодом, у міру вивільнення радіонуклідів з твердої фази, співвідношення їх мобільних і фіксованих форм почало наближатись до квазарівноважного стану, який досягається після повного руйнування часточок.

Кінетична модель фізико-хімічної трансформації техногенних радіонуклідів у ґрунті, яка була розроблена авторами у 1992 р., передбачає сукупність процесів мобілізації, іммобілізації та ремобілізації [8]. Під час побудови гіпотетичної схеми трансформації радіонуклідів у ґрунтах зроблено такі припущення:

- незворотність процесів мобілізації радіонуклідів;
- сума водорозчинної та іонообмінної форм радіонуклідів є їх мобільною формою (M);
- швидкість йонного обміну ($W \rightleftharpoons E$) радіонуклідів значно вища за швидкість їх необмінного поглинання;
- зворотність іммобілізації радіонуклідів.

Гіпотетична схема трансформації радіонуклідів у ґрунтах стала основою кінетичної моделі їх трансформації:



де A , W , E , F – відповідно вихідна твердофазна, водорозчинна, обмінна і фіксована форми; k_1 , k_2 , k_3 – константи швидкості відповідно мобілізації, іммобілізації та ремобілізації радіонукліду.

У 2000 р. авторами було опубліковано аналітичний розв'язок системи рівнянь, що описували кінетичну модель трансформації фізико-хімічних форм радіонуклідів у ґрунті з урахуванням процесу ремобілізації радіонукліду [9]. Якщо частка активності радіонукліда у твердій фазі становить α , то аналітичний розв'язок для його мобільної форми M передає залежність:

$$A_M = A_0 \left[\frac{\alpha(k_1 - k_3)}{-k_1 + k_2 + k_3} (e^{-k_1 t} - e^{-(k_2 + k_3)t}) + \frac{k_3}{k_2 + k_3} (1 - e^{-(k_2 + k_3)t}) + (1 - \alpha)e^{-(k_2 + k_3)t} \right], \quad (2)$$

де A_0 – початкова активність радіонукліда; A_M – активність мобільних форм на момент часу t ; t – час після аварії, роки; k_1 , k_2 , k_3 – константи швидкості відповідно мобілізації, іммобілізації та ремобілізації, рік⁻¹, α – частка твердої фази у загальній активності радіонукліда в радіоактивних випадіннях.

Для визначення кінетичних параметрів фізико-хімічної трансформації радіонуклідів *in situ* в ґрунтах використано авторські дані моніторингу мобільних форм радіонуклідів на дослідних майданчиках, а також у зразках ґрунтів, відібраних за мережею спостереження зони відчуження ЧАЕС. Виявилось, що константа швидкості мобілізації k_1 залежала від дисперсності (розміру) радіоактивних часток, вмісту в них окисненого урану та рН забрудненого ґрунту.

За нашими даними ступінь окиснення урану в паливних частках в зоні їх випадіння варіює в широких межах, досягаючи 70 %. У дерново-підзолистих ґрунтах, що характеризуються рН від 5,5 до 6,5, величина константи швидкості мобілізації k_1 варіює, як правило, в межах 0,1—0,3 рік⁻¹, а в торф'яних ґрунтах (рН від менше 4 до 5) k_1 варіює від 0,15 до 0,4 рік⁻¹ залежно від ступеню окиснення паливних часток. В.О. Кашпаровим та ін. [10] встановлено залежності константи швидкості розчинення гарячих часток від кислотності ґрунтових розчинів: $k = 4,57 \times 10^{-0,25\text{pH}}$ рік⁻¹ для сильно окиснених, $k = 13,8 \times 10^{-0,46\text{pH}}$ рік⁻¹ – для слабо окиснених часток. Наслідком розчинення паливних часток є одночасне вивільнення усіх радіонуклідів, розміщених у послідовних шарах паливних часток, тому допускається рівність швидкості мобілізації ^{90}Sr і ^{137}Cs .

Нами експериментально доведено, що інші механізми, які можуть контролювати швидкість мобілізації радіонуклідів, дають незначний внесок в утворення мобільних форм радіонуклідів. Так, на основі довготривалого 15-річного експерименту показано, що внесок процесу твердофазної дифузії радіонуклідів у носіях чорнобильської активності, що відбувається поряд із хімічними процесами, не перевищує 7 % [11].

На противагу, деякі автори [12] основну роль у мобілізації радіонуклідів віддають саме процесу твердофазної дифузії, що тягне низку помилкових положень щодо швидкості мобілізації ^{90}Sr і ^{137}Cs та призводить до помилкових прогнозів біогеоміграції ^{90}Sr і ^{137}Cs .

Для визначення констант k_2 і k_3 використовувався метод ітерації теоретичної кінетичної кривої і фактичної кривої динаміки мобільних форм, що подібні зображенням на рис. 2 і 3. Активність мобільної форми ^{90}Sr в поставарійний період постійно зростала, частка мобільної форми ^{137}Cs , навпаки, досягла максимуму протягом перших 1—2 років, а потім знижувалась унаслідок переважання швидкості іммобілізації над мобілізацією. Відмінності динаміки мобільних форм ^{90}Sr і ^{137}Cs обумовлені різницею відношень констант швидкості іммобілізації та ремобілізації (k_2/k_3), яке для ^{90}Sr в підзолистих ґрунтах становить $0,16 \pm 0,10$. Для ^{137}Cs відношення k_2/k_3 становить 40 ± 30 , тобто на 2 порядки вище.

Константи швидкості іммобілізації (k_2) кожного радіонукліда залежать від фізико-хімічних властивостей ґрунту. З таблиці видно, що k_2 ^{137}Cs в дерново-підзолистих ґрунтах зони відчуження ЧАЕС, Народицького району та Білорусі приблизно однакові.

Ми скористались кінетичною моделлю також для визначення параметрів фізико-хімічної трансформації плутонію й америцію [13], які на відміну від радіоцезію та радіо-

стронцію не мають природних ізотопних носіїв. Кінетичні параметри трансформації цих радіонуклідів у дерново-підзолистих ґрунтах виявились близькими до параметрів трансформації ^{137}Cs , незважаючи на відмінності хімічного складу їх іммобілізованих форм.

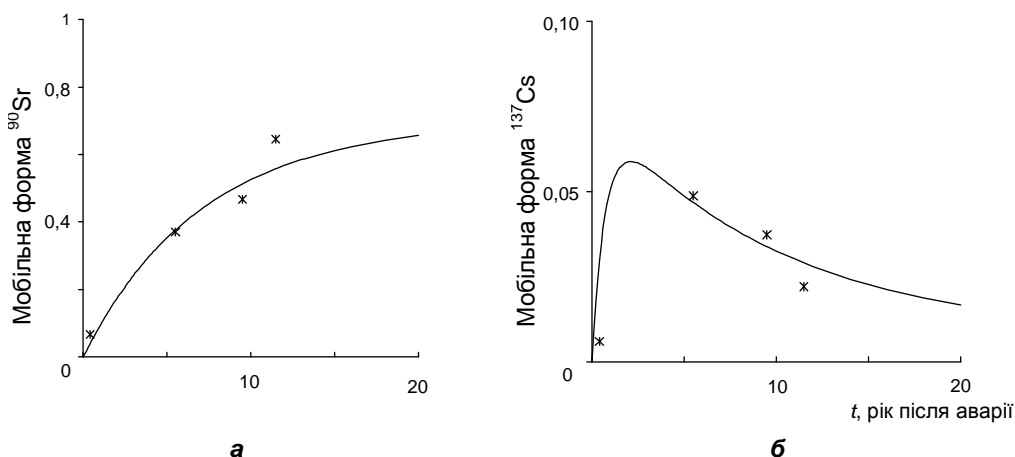


Рис. 2. Динаміка мобільних форм ^{90}Sr (а, $1 - k_1 = 0,1$, $k_2 = 0,05$, $k_3 = 0,125$) і ^{137}Cs (б, $k_1 = 0,1$, $k_2 = 1,4$, $k_3 = 0,011$) в дерново-підзолистому ґрунті майданчика «Чистогалівка»

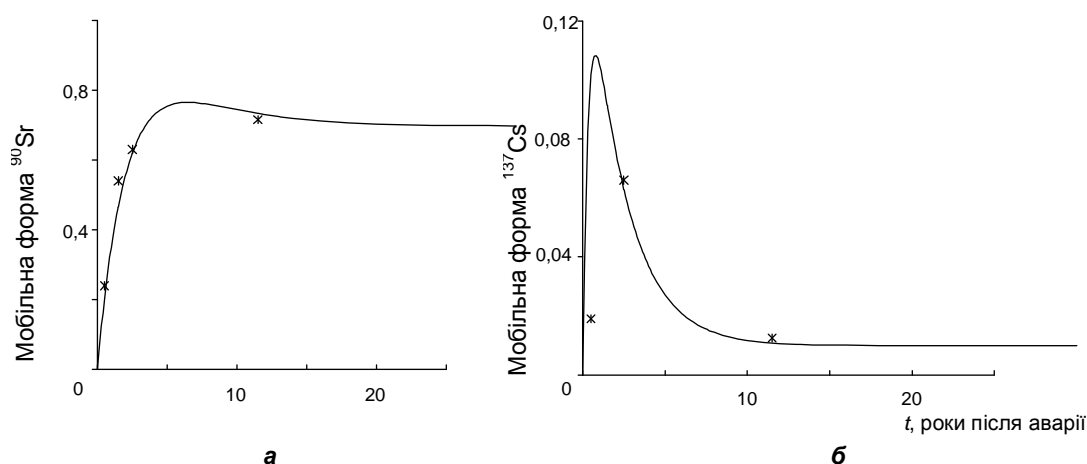


Рис. 3. Динаміка мобільних форм ^{90}Sr (а, $1 - k_1 = 0,45$, $k_2 = 0,07$, $k_3 = 0,16$) і ^{137}Cs (б, $k_1 = 0,45$, $k_2 = 3$, $k_3 = 0,03$) в дерново-підзолистому ґрунті майданчика «Бенівка»

У роботі [14] вивчено кінетику обмінної та необмінної сорбції дерново-підзолистим ґрунтом розчиненого ^{137}Cs . Це дослідження показало, що за першу добу ґрунтом сорбується з розчину 99 % ^{137}Cs , при цьому біля 80 % сорбованого ^{137}Cs належить до обмінно-поглинутої форми, решта 20 % – до необмінно-сорбованої. Потім з часом частка обмінного ^{137}Cs поступово зменшується за рахунок переходу його в необмінно-сорбовану форму.

Для математичного моделювання кінетики обмінної та необмінної сорбції автори [14] користувались багатомісною моделлю поглинання [15]. Відповідно до цієї моделі на кожному типі центрів поліфункціонального сорбента протікає два протилежно спрямованих процеси – сорбція цезію та його десорбція. Поглинання цезію на кожному типі центрів може бути описано рівняннями:

– для іонообмінної сорбції і десорбції:

$$C_{ex}^i = a \cdot e^{-t \cdot k_{sorb}^i} - a \cdot e^{-t \cdot k_{dsorb}^i} \quad (3)$$

– для необмінної сорбції і ремобілізації:

$$C_{fix}^i = a \cdot e^{-t \cdot k_{fix}^i} - a \cdot e^{-t \cdot k_r^i}, \quad (4)$$

де: C_{ex}^i – концентрація цезію, поглинутого на i -ому типі іонообмінних центрів в момент часу t ; C_{fix}^i – концентрація цезію, поглинутого на i -ому типі необмінних центрів в момент часу t ; a – коефіцієнт, що відповідає граничному поглинанню цезію на i -ому типі реакційних центрів; k_{sorb}^i , k_{dsorb}^i – константи, відповідно, іонообмінної сорбції і десорбції на i -ому типі іонообмінних центрів; k_{fix}^i , k_r^i – константи, відповідно, фіксації і ремобілізації цезію на i -ому типі необмінних центрів.

Таблиця. Константи швидкості мобілізації (k_1), іммобілізації (k_2) та ремобілізації (k_3) ^{90}Sr і ^{137}Cs у ґрунтах зони впливу аварії на ЧАЕС (рік $^{-1}$)

Ґрунт	α^*	k_1	$k_2(^{90}\text{Sr})$	$k_3(^{90}\text{Sr})$	$k_2(^{137}\text{Cs})$	$k_3(^{137}\text{Cs})$
<i>Зона відчуження (5–25 км від ЧАЕС)</i>						
Дерново-підзолистий	1,0	0,2 (0,10—0,33)	0,04 (0,01—0,08)	0,09—0,99	1,6 (0,42—2,50)	0,01—0,16
Дерновий	1,0	0,2 (0,14—0,45)	0,05 (0,02—0,08)	0,1—1,8	4,0 (3—5)	0,3 (0,02—1,10)
Торф'яний	1,0	0,3 (0,2—0,4)	0,35 (0,04—0,60)	0,12—2,40	3,4 (2,7—7,0)	0,14 (0,03—0,95)
<i>Народицький полігон (80 км від ЧАЕС)</i>						
Дерново-підзолистий	0,8	0,3 (0,23—0,40)	0,035 (0,01—0,06)	0,54—0,99	1,85 (1,7—2,0)	0,029 (0,017—0,041)
Дерновий	0,8	0,2	0,02	0,98	3,0	0,045
Торф'яний	0,8	0,45	0,1	1,5	3,5	0,088
<i>Республіка Білорусь (> 200 км від ЧАЕС)</i>						
Дерново-підзолистий	0,4	0,7 (0,4—0,9)	0,03 (0,02—0,05)	0,57—2,4	1,65 (1,2—2,2)	0,027 (0,019—0,036)

* α – частка твердої фази в загальній активності радіонукліда в чорнобильських випадіннях

Результуючий розподіл ^{137}Cs між фіксованою та іонообмінною формами визначається конкуренцією процесів сорбції-десорбції на центрах різних типів. При сумісному рішенні системи рівнянь (3, 4) було визначено константи швидкості обмінної сорбції, десорбції на реакційних центрах двох типів та константи швидкості фіксації на реакційних центрах трьох типів. Їх значення для I, II, III типів сорбційних центрів такі: 4,02; 0,0232; 0,00678 діб $^{-1}$.

Числове значення константи швидкості фіксації ^{137}Cs свідчить про те, що найбільш повільний процес необмінної сорбції спостерігається на реакційних центрах III типу. Константи швидкості фіксації ^{137}Cs на реакційних центрах III типу виявились сумірними з величинами констант швидкості іммобілізації ^{137}Cs за рівнянням (2) кінетичної моделі трансформації [8], яка визначалась на основі довготривалих спостережень *in situ*. Це свідчить про те, що центри III типу є центрами екстремально-високої селективності HAS (High Affinity Sites), які відповідають за процеси самоочищення забруднених в результаті аварії ЧАЕС екосистем.

В цілому результати вивчення кінетики сорбції ^{137}Cs у ґрунтах підтвердили слушність основних положень кінетичної моделі трансформації і збагатили її кінетичними параметрами елементарних процесів, що супроводжують трансформації техногенної речовини.

Прогнозування динаміки самоочищення радіоактивно забруднених екосистем

Початкові й основні фази водної міграції радіонуклідів відбуваються в ґрунтового покриві, де вони беруть участь у процесах, які поділяються на дві основні групи:

- 1) фізико-хімічна трансформація нуклідів без відносної зміни їх положення у ґрунті;
- 2) переміщення речовин у ґрунті, винесення радіонуклідів рослинністю та ґрунтовими водами.

Встановлено, що в біогенній та абіогенній водній міграції бере участь насамперед мобільна форма елемента, представлена сумою водорозчинних та йонообмінних форм (рис. 4).

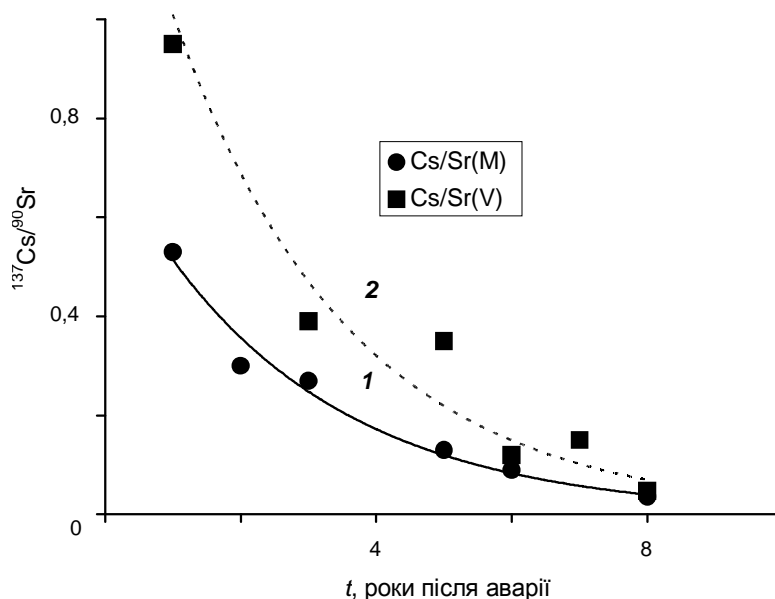


Рис. 4. Динаміка відношень мобільних форм радіонуклідів Cs/Sr у ґрунтах та їх вмісту у лучній рослинності. Рівняння апроксимувальних кривих: 1 – $(\text{Cs/Sr})\text{M} = 0,7411e^{-0,3649t}$, $R^2 = 0,986$; 2 – $(\text{Cs/Sr})\text{V} = 1,4799e^{-0,3823t}$, $R^2 = 0,8907$

Міцніше зв'язана з ґрунтом фіксована форма радіонукліда може слугувати віддаленим резервом його мобільної форми в разі вичерпання останньої.

Поєднання процесів трансформації та водної міграції схематично представлено на рис. 5. Воно виявляється у тому, що мобільна форма радіонуклідів, з одного боку, є проміжним продуктом трансформації, з іншого – матеріальним носієм елемента у процесах водної біогенної та абіогенної міграції. Оскільки вміст мобільної форми ^{137}Cs в забруднених ґрунтах з часом зменшується, то цілком очевидно, що його фізико-хімічна трансформація приводить до самоочищення наземних екосистем.

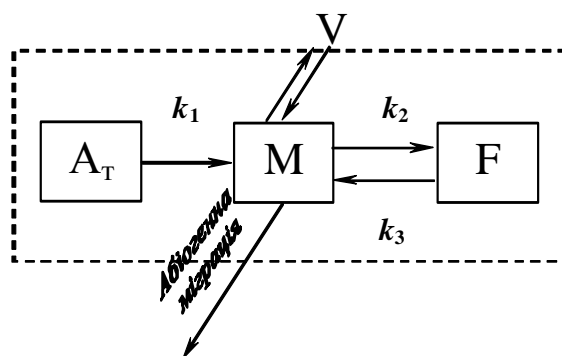


Рис. 5. Принципова схема поєднання процесів трансформації та міграції радіонуклідів у ґрунті: A_T – радіонуклід у випадіннях (часточках); M – у мобільній формі; F – у фіксованій формі; V – у рослинній масі

Висока кореляція між синхронним вмістом мобільних форм ^{137}Cs і забрудненістю лучної рослинності підтверджена даними багаторічного моніторингу за умови поєднання пробовідбирання за незмінності видового складу рослинності на дослідних ділянках. У разі дотримання коректності багаторічного експерименту ймовірність сталості співвідношення: щільність забруднення рослинності ($\text{Бк} \times \text{м}^{-2}$) / щільність забруднення ґрунту мобільними формами радіонуклідів ($\text{Бк} \times \text{м}^{-2}$) висока.

Співвідношення мобільних і фіксованих форм радіонукліда визначає внесок кожного з геохімічних процесів (водної міграції чи іммобілізації) в самоочищення екосистем. При

цьому з'ясувалось, що ^{90}Sr і ^{137}Cs є крайніми членами низки елементів у прояві процесів самоочищення. ^{137}Cs виявляє мінімальну здатність до водної міграції, ефект самоочищення пов'язаний з його іммобілізацією. І навпаки, більшу частину активності ^{90}Sr визначає його мобільна форма, самоочищення досягається внаслідок міграції радіонукліда, можливості його іммобілізації в мінеральних ґрунтах мінімальні.

Для забруднених районів України період напіввиведення ^{137}Cs з потоку кореневого живлення наземної рослинності, згідно з геохімічним прогнозом, складеним у 1990 р., мав становити 3—4 роки. Прогноз динаміки самоочищення екосистем від ^{137}Cs був підтверджений даними дозиметричної паспортизації забруднених унаслідок чорнобильської аварії населених пунктів за період 1990—1997 рр. з урахуванням внутрішнього опромінення. Період напівочищення молока від ^{137}Cs становить 3—4 роки, що збігається з періодом напівпереходу цього радіонукліда з мобільної форми у фіксовану.

Теоретичне обґрунтування самоочищення трофічних ланцюгів, виведення токсиканта з біологічного колообігу внаслідок його іммобілізації у ґрунті покладено в основу принципово нового підходу до проблеми самоочищення природного середовища. Ґрунт можна розглядати як сорбційний геохімічний бар'єр стосовно токсикантів, які знаходяться переважно в необмінно-сорбованому стані (наприклад, радіоцезій, плутоній, америцій). Проте вилучення ^{137}Cs з біологічного колообігу внаслідок іммобілізації на геохімічному бар'єрі (у ґрунті) не приводить до зменшення зовнішнього опромінення, зумовленого цим радіонуклідом, що залишився у ґрунті у фіксованій формі.

Комплекс уявлень, який включає пріоритет мобільних форм радіонуклідів у кореновому живленні і абіогенній водній міграції, пропорційність активності міграційних потоків радіонуклідів вмісту їх мобільних форм, поєднання міграційних і трансформаційних процесів, дозволив одному із авторів сформулювати концепцію формоутворення [16], яку можна сформулювати так:

- рушійною силою трансформації є термодинамічна нерівноважність початкової техногенної форми знаходження елементів у зовнішній оболонці Землі;
- трансформація техногенних форм знаходження елементів супроводжується утворенням проміжного продукту – мобільної форми, вміст якої синхронно визначає інтенсивність біогенної та абіогенної водної міграції;
- кінетика іммобілізації радіонуклідів на сорбційних бар'єрах ґрунту дає можливість будувати прогноз самоочищення природного середовища за параметрами кінетичної моделі трансформації забруднювача.

Логічно припустити, що в самоочищенні екосистем від техногенних забруднень у загальному випадку можуть поєднуватись як винесення їх із кореневого шару ґрунту, так і іммобілізація. Наприклад, у разі штучного внесення у ґрунт розчинів солей цинку і свинцю до $45 \text{ г} \times \text{м}^{-2}$ у перерахунку на метал частка їх мобільних форм із часом зменшується, причому в чорноземі швидше, ніж у дерново-підзолистому ґрунті [17, 18]. Динаміка співвідношення мобільних і фіксованих форм важких металів на відміну від радіонуклідів істотно залежить від їх вмісту у ґрунті: зі зростанням ступеня забрудненості важкими металами швидкість їх іммобілізації знижується, а міграційна здатність зростає. Динаміка забрудненості рослинності цинком і свинцем відповідає динаміці їх мобільних форм у ґрунтах.

Отже, радіонукліди можуть слугувати індикаторами закономірностей трансформації й міграції техногенних забруднювачів із поправками на їхні концентрації. Трансформація техногенних продуктів, у тім числі відходів, є ключовим геохімічним процесом у період техногенезу.

Висновки

Новоутворені форми елементів, породжені людською діяльністю, тобто, за словами В.І. Вернадського «...сполуки, які іншим шляхом на поверхні Землі ніколи не утворювались і в інші геологічні епохи не спостерігалися», перебувають у стані термодинамічної

нерівноваги з навколишнім природним середовищем і піддаються низці перетворень форм знаходження. Продукти фізико-хімічної трансформації техногенних утворів, аналогічних природним, вступають у геохімічні й біологічні колообіги, властиві біосфері дотехногенного періоду. Екологічно значущі рухомі форми техногенних радіонуклідів, в залежності від їхніх хімічних властивостей, можуть бути проміжними або кінцевими продуктами фізико-хімічних трансформацій у ґрунті. Фіксовані форми сприяють виведенню радіонуклідів з біологічного колообігу. Отже, процес фізико-хімічної трансформації техногенних радіонуклідів є визначальним у природному самоочищенні екосистем, а кінетичні параметри трансформації становлять основу геохімічного прогнозування екологічного стану навколишнього середовища після радіаційних аварій.

1. Вернадский В.И. Лекции, прочитанные в Академии наук в Петрограде в 1921 г. – Труды по геохимии / под ред. А.А. Ярошевского. – М.: Наука, 1994. – Ч. I. – С. 7—158.
2. Вернадский В.И. Очерки геохимии. – Труды по геохимии / под ред. А.А. Ярошевского. – М.: Наука, 1994. – Ч. II. – С. 159—468.
3. Вернадский В.И. К вопросу о химическом составе почв. Избр. сочинения. В 5 т. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 5. – С. 303—310.
4. Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Кононенко Л.В. и др. Геохимия техногенных радионуклидов (Отв. ред. Э.В. Соботович, Г.Н. Бондаренко). – Киев: Наук. думка, 2002. – 332 с.
5. Агеев В.А., Выричек С.Л., Ключников А.А. и др. Об оценке миграционной способности америция в почвах Зоны отчуждения // Наука. Чернобыль-96. – 3б. доп. наук.-практ. конф. 11—12 лютого 1997. – Київ, 1997. – С. 95—102.
6. Павлоцкая Ф.И. Миграция радиоактивных продуктов глобальных выпадений в почвах. – М.: Атомиздат, 1974. – 215 с.
7. Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Ольховик Ю.А. и др. Радиогеохимия в зоне влияния Чернобыльской АЭС. – Киев: Наук. думка, 1992. – 146 с.
8. Бондаренко Г.Н., Кононенко Л.В. Кинетика трансформации форм нахождения стронция-90 и цезия-137 в почвах // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 3. – С. 48—57.
9. Бондаренко Г.Н., Кононенко Л.В., Лунева Л.В., Сенчук А.Н. Кинетика трансформации форм нахождения ^{90}Sr и ^{137}Cs в почве: учет обратимости фиксации радионуклидов почвенным комплексом // 3б. наук. праць ДНЦ РНС НАН та МНС України. – 2000. – Вип. 1. – С. 49—58.
10. Кашипаров В.А., Иванов Ю.А., Зварич С.И. и др. Кинетика растворения чернобыльских топливных частиц в естественных условиях // Радиохимия. – 1997. – 39, вып. 1. – С. 71—76.
11. Кононенко Л.В., Сытый С.А. Кинетические параметры накопления мобильных форм ^{90}Sr и ^{137}Cs в почвах за счет твердофазной транслкации // 3б. наук. праць ІГНС НАН та МНС України. – 2004. – Вип. 9. – С. 63—68.
12. Долін В.В. Кінетичні параметри біогеохімічного потоку ^{137}Cs і ^{90}Sr у лучних екосистемах // Доп. НАН України. – № 11. – С. 192—196.
13. Бондаренко Г.Н., Кононенко Л.В., Чебаненко С.И. Динамика мобильных и фиксированных форм трансурановых элементов в почвах чернобыльской зоны отчуждения // 3б. наук. праць ІГНС НАН та МНС України. – 2004. – Вип. 10. – С. 12—17.
14. Кононенко Л.В., Колябина И.Л., Коромысличенко Т.И. Кинетика обменного и необменного поглощения цезия-137 дерново-подзолистой почвой // 3б. наук. праць ІГНС НАН та МНС України. – 2007. – Вип. 14. – С. 48—55.
15. Nyffeller U.P., Li Y.-H., Santschi P.H. A kinetic approach to describe trace-element distribution between particles and solution in natural aquatic systems // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1984. – 48. – P. 1513—1522.
16. Бондаренко Г.Н. Концепция формообразования в геохимии техногенных радионуклидов // 3б. наук. праць ДНЦ РНС НАН та МНС України. – 2000. – Вип. 1. – С. 26—48.
17. Высотенко О.А., Кононенко Л.В., Кузенко С.В. Формообразование свинца и цинка в черноземной почве и переход их в растительность // 3б. наук. праць ІГНС НАН та МНС України. – 2009. – Вип. 17. – С. 20—26.
18. Высотенко О.А., Кононенко Л.В., Бондаренко Г.Н. Формообразование свинца и цинка в дерново-подзолистой почве и переход их в растительность // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. – 2010. – 5, № 1. (Казахстан).

Бондаренко Г.Н., Кононенко Л.В. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ТЕХНОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ, РАССЕЯННЫХ В ВЕРХНЕЙ ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ

В развитие идей В.И. Вернадского о том, что «химический элемент проходя через все формы нахождения, возвращается в предыдущее его состояние», в статье рассматривается кинетика трансформации техногенного вещества, кинетика образования мобильных и фиксированных физико-химических форм радионуклидов в почвах. Фиксированные формы способствуют выводу техногенного вещества из биологического круговорота, а кинетика их образования представляет основу для прогнозирования темпов самоочищения экосистем в техногенно загрязненных районах.

Bondarenko G.M., Kononenko L.V. PHYSICO-CHEMICAL TRANSFORMATION OF ARTIFICIAL RADIONUCLIDES, DISSIPATED IN HIGHER ENVELOPE OF THE EARTH

Developing V.I. Vernadsky's ideas that «a chemical element passing through all forms of being, returns to its previous state», the authors examine kinetics of technogenic matter transformation and kinetics of formation of mobile and fixed physical and chemical forms of radionuclides in soils. The fixed forms promote technogenic matter removal from the biological cycle, while kinetics of their formation is the basis for self-purification rate assessment of ecosystems at contaminated areas.

Белевцев Р.Я.

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

В.И. ВЕРНАДСКИЙ О ГЕОХИМИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

В статье приведены основные научные выводы академика В.И. Вернадского, опубликованные в новых изданиях его избранных научных трудов, касающиеся геохимии окружающей среды (в виде цитат) и прилагающиеся к ним авторские комментарии с обсуждением их в свете развития науки на современном уровне. В частности, рассматриваются актуальные проблемы по геохимии живого вещества; постоянства массы живого вещества; возникновения жизни и процесса абиогенеза; геохимии техногенеза; геохимии изотопов; ядерной энергетики; генезиса уранового оруденения. Подчеркнуты несомненный важный научный вклад В.И. Вернадского в решение этих проблем и его наиболее дискуссионные представления о решающей роли жизни при формировании атмосферы (особенно свободного кислорода), а также о постоянстве массы живого вещества со времени архейской эпохи.

Введение

Владимир Иванович Вернадский – основатель важнейших и актуальных научных направлений геохимии окружающей среды, таких как геохимия живого вещества, космохимия, радиогеология, ноосфера и техносфера, ядерная энергетика и др. В честь 150-летия со дня рождения великого ученого, создателя и организатора Украинской академии наук, в НАН Украины совместно с Национальной библиотекой им. В.И. Вернадского были проведены работы по изучению и разработке научного наследия В.И. Вернадского, изданию его трудов с комментариями современных ученых в свете развития его идей. Работы с участием ученых Института геохимии окружающей среды НАН Украины проводились по направлениям: геохимия и радиогеология (том 7, книги 1 и 2) и геохимия живого вещества (том 4, книги 1 и 2). Были сделаны комментарии к наиболее актуальным и проблемным представлениям и выводам В.И. Вернадского. Многие комментарии носят дискуссионный характер, что отражает как различие в представлениях, так и наличие новых научных данных, полученных за прошедшее почти столетие со времени публикации работ В.И. Вернадского. Надо заметить, что в XIX веке и в первой половине XX века еще было мало данных о химическом составе, эволюции земной коры и живых организмов и поэтому некоторые выводы В.И. Вернадского имели лишь предварительный характер. Например, он решающее значение придавал живым организмам и биохимическим реакциям при формировании свободного атмосферного кислорода и азота, нефти и горючего газа, считал, что масса живого вещества является планетной константой со времени архейской эры, но в то же время соглашался с принципом Ф. Реди «все живое только от живого».

Ниже приведены основные научные выводы из опубликованных избранных трудов В.И. Вернадского в новых изданиях [1–4], касающиеся геохимии окружающей среды (в виде цитат) и прилагающиеся к ним наши комментарии с обсуждением их в свете развития науки на современном уровне.

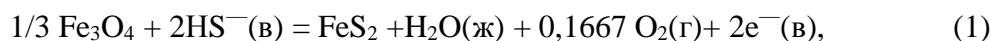
О геохимии живого вещества

«Мы знаем в биосфере одну единственную реакцию образования свободного кислорода большого масштаба (Д. Пристлей, Т. де Соссюр). Это – реакция биохимическая, выделение свободного кислорода хлорофильными пластинами живых организмов. Несомненно, эта реакция образования свободного кислорода, в земной коре не единственная, но поскольку можно судить, она единственная, которая дает значительные массы свободного кислорода в составе атмосферы, облекающей нашу планету» [3].

«Правильно будет заключить – земная газовая оболочка, наш воздух (свободные кислород, азот, также CO_2 , NH_3 , H_2S), есть создание жизни» [3].

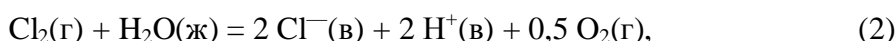
«Мы уже видели, что зеленые хлорофильные организмы являются главным механизмом биосферы, который улавливает солнечный луч и создает фотосинтезом химические тела, энергия которых в дальнейшем является источником действенной химической энергии биосферы, а в значительной мере – всей земной коры» [1].

В земной коре проходит немало реакций восстановления оксидов (например, магнетита, гематита) хлором или сероводородом с выделением свободного кислорода. Например, превращение магнетита (или гематита) в пирит в щелочной среде по такой реакции [5, 6]:



$\Delta G_{298}(1) = -28 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}$, где ΔG_{298} – свободная энергия реакции; г – газ; ж – жидкость; в – в водном растворе.

Также по абиогенной реакции между постмагматическим хлором и жидкой водой образуется свободный кислород в атмосфере, гидросфере и земной коре [7, 8]:



$\Delta G_{298}(2) = -25,5 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}$.

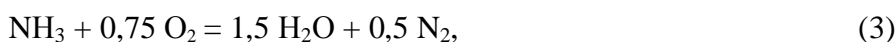
Возможны и другие химические абиогенные реакции в земной коре и атмосфере Земли с выделением свободного кислорода. Это особенно касается древнейших геологических эпох – архея и раннего протерозоя, когда РТ-условия были неблагоприятны для жизни – температура была значительно выше 100°C , а вода в морях имела сильно кислую реакцию (рН было менее 1) [5, 7–12]. К тому же хлорофилсодержащие фитобактерии и растения не могут существовать без свободного кислорода. Они накапливают углеводы за счет солнечной энергии днем, а ночью дышат кислородом, и как аэробы используют энергию окисления накопленных днем углеводов кислородом. Правда, В.И. Вернадский сам признает, что *«зеленые автотрофные организмы требуют для своего существования присутствия свободного кислорода...»* [1].

Теперь о температуре во внешних геосферах с архея. Теплогенерация при формировании коры связана с распадом радионуклидов, остыванием коры, выделением тепла при кристаллизации магмы, уплотнением земной коры и мантии при кристаллизации магмосфер и газовой выделении. Суммарная выделенная Землей энергия в архее составила около 10^{31} Дж или 10^{22} Дж \times год $^{-1}$. Это примерно на порядок больше, нежели современный тепловой поток с поверхности Земли – 10^{21} Дж \times год $^{-1}$ [7–10, 13–17].

Температура земной поверхности при кристаллизации коровой плагиогранитовой магмы 3,8 млрд лет назад была $750\text{--}800^\circ\text{C}$ и постепенно опустилась до нормальной температуры при литогенезе рифейских овручских кварцитов в кислом океане 1,3–1,0 млрд лет назад [7–11]. Критическая температура воды (375°C) с появлением жидкой воды была достигнута примерно 2,8 млрд лет назад (рис. 1).

Поэтому нельзя согласиться с выводом В.И. Вернадского о том, что выделение свободного атмосферного кислорода происходит исключительно в результате биохимических реакций. Тем более это невозможно было в архее. Вероятнее формирование свободного кислорода по реакции (2) начиная с раннего протерозоя, когда температура в атмосфере Земли уменьшилась до критической температуры воды – 375°C и появилась жидкая вода [7, 8, 12].

Что касается азота, то молекулярный газ N_2 в атмосфере устойчив в ассоциации с O_2 , поскольку газообразный вулканогенный аммиак окисляется до водного пара и оксидов азота, которые неустойчивы (NO и NO_2 имеют положительное значение ΔG_{298} – свободной энергии образования) и разлагается до азота по реакции:



$\Delta G_{298}(3) = -326 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}$.

Поэтому в атмосфере Земли устойчивы постмагматические газы – свободный кислород и азот, а участие в этом процессе живого вещества несущественно [7, 8, 11, 12].

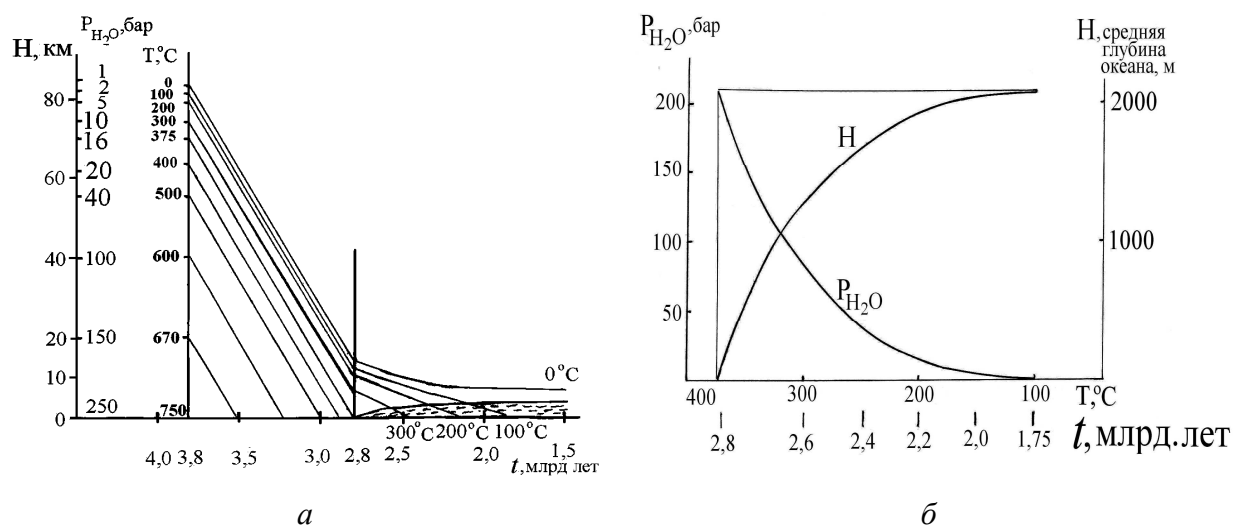


Рис. 1. Зависимость высоты (H , км), P_{H_2O} , и температуры (T) докембрийской газо-водной атмосферы (а); а также глубины протерозойского океана (H , м) от возраста (t) (б) [7, 8, 12]

О постоянстве массы живого вещества

«Постоянство массы живого вещества. Таким образом «Масса живого вещества, по-видимому, является планетной константой со времени архейской эпохи, т.е. за все дление геологического времени» [3].

«Поле жизни, т.е. температура и давление, связанный с этим климат и химический характер среды существуют непрерывно, в общем неизменно со времени архейской эры. В течение более чем полутора миллиарда лет поле жизни было аналогично современному. Огромна часть архейской эры, может быть вся, была уже охвачена жизнью, в основных чертах аналогичной современной, с ней генетически связанной. Биосфера существовала все это время неизменно» [2].

Основная масса биогенного углерода сосредоточена в осадочных породах, однако скорость отложения осадков увеличивается со временем, начиная с нижнего рифея [7, 8, 11, 12, 16]. И поэтому масса осадочного биогенного углерода также увеличивается со временем и максимальна при современном осадконакоплении, также как и совершенство живых организмов. В раннем протерозое и тем более в архее осадков и живых организмов либо не было совсем, либо их масса незначительна и на несколько порядков меньшая, нежели в неогее и особенно в фанерозое. Хорошо известно, что жизнь эволюционировала с рифея, и особенно в течение фанерозоя, как качественно, так и количественно [7, 8, 11].

Отсюда вывод: геологическая эволюция сопровождается увеличением совершенства живых организмов и массы живого вещества. Поэтому нельзя согласиться с заключением В.И. Вернадского о постоянстве массы живого вещества в течение геологической эволюции, а тем более с архея.

О возникновении жизни. Проблема абиогенеза

«Существование резкой границы между живым и косным веществом, в том числе особый характер энергии, связанный с проявлением жизни. Эти принципиальные различия были сформулированы Ф. Реди в виде афоризма: «Все живое из живого». Это было отрицание самопроизвольного зарождения жизни и абиогенеза. Хотя до сих пор существование абиогенеза пытаются доказать, но тщетно» [3].

Биохимические реакции энергонакопления ничем принципиально не отличаются от самопроизвольных химических реакций в геосферах, при которых выделяется свободная

енергия Гиббса (ΔG) или тепловая энергия (энтальпия – ΔH). Примером таких реакций являются реакции окисления, например, двухвалентного железа до трехвалентного:



$$\Delta G_{298}(4) = -127,5 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}; \Delta H_{298}(4) = -146,2 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}.$$

Эта окислительная реакция весьма распространена в современной зоне гипергенеза кристаллических пород, где за счет первичных железистых минералов идет образование гематита или лимонита часто с участием аэробных железобактерий [5, 10]. Химическую энергию реакции (4) железобактерии используют для осуществления обмена веществ, в том числе для ускорения этой реакции, для движения, роста и размножения. Впервые благоприятные условия для жизни таких бактерий возникли в земной коре в рифее, когда температура снизилась до нормальной, также как и кислотность воды океанов и морей [7, 11, 12]. В рифейских овручских кварцитах и сланцах содержатся гематит и графит, как вероятные продукты деятельности железобактерий. И есть все основания считать появление последних результатом первичного абиогенеза, в течение которого органическое вещество организуется в живую клетку. Первичными осадками овручских кварцитов были пески, отлагающиеся на небольшой глубине в кислой среде ($\text{pH} = 0,15\text{—}1,0$) при окислительных условиях ($E_h = 0,8 \text{ В}$), которые были неблагоприятны для жизни [11]. Однако, в морском бассейне на значительных глубинах (50—70 и более м) при слабокислых ($\text{pH} = 4\text{—}6$) и слабо восстановительных условиях (E_h около 0) отлагались глинистые породы (теперешние хлорит-мусковит-биотитовые сланцы), в составе которых имеется органический углерод (0,2—0,5 %) (рис. 2, 3).

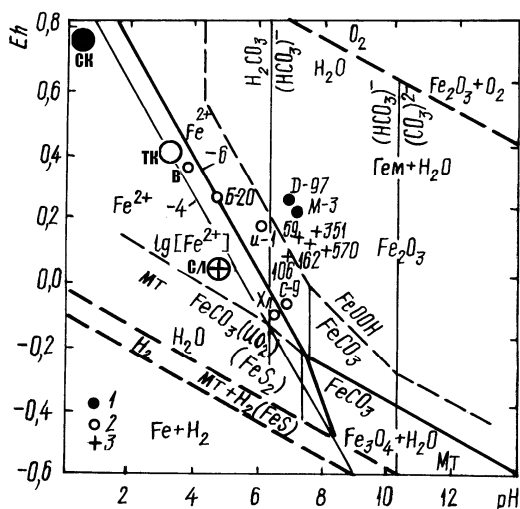


Рис. 2. Диаграмма $E_h - \text{pH}$ для литогенеза осадков овручской серии нижнего рифея [11]: СК – светлые кварцито-песчаники, ТК – темные кварцито-песчаники, СЛ – мусковитовые сланцы. Основа [5, 10, 11] – диаграмма $E_h - \text{pH}$: 1 – лимонитовые прожилки в гранитах; 2 – почвы и растения (Б-20, В (Вересня) – подзолистая, И-1 – чернозем, С-9 – торф, Хл – хлорофилл); 3 – пористая вода в гранитах, скв. 1, глубина, м.

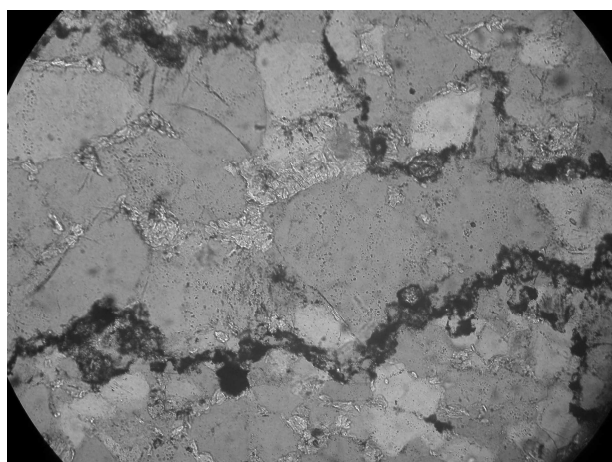
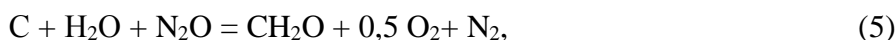


Рис. 3. Тонкие темные прослои (мощностью 0,03—1,0 мм) сложены гематитом, вадом, цирконом, ильменитом, графитом в м/з светлом кварцито-песчанике. Обломки Кв 0,1—0,2 мм в поперечнике. Есть окатанный циркон – 0,06 мм [11].

Образование первичного абиотического углевода возможно при участии графита, воды и оксидов азота, или метана с кислородом по таким гипотетическим реакциям [5, 10, 11]:



$$\Delta G_{298}(5) = -19 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}.$$



$$\Delta G_{298}(6) = -101 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}.$$

Энергию реакций восстановления используют для жизни анаэробы, например, сульфатредуцирующие бактерии. Фитобактерии и зеленые растения днем вырабатывают углеводы за счет энергии солнечного излучения как анаэробы, а ночью окисляют эти накопленные углеводы как аэробы. Они являются более сложными, нежели первые простейшие аэробы и анаэробы и видимо появляются позднее последних [5, 7, 8, 10, 11].

Жизнь относится к развивающимся процессам с низкой энтропией и с четким порядком [10, 11, 18]. Когда через толщу придонных песчаных осадков водного бассейна (моря, озера) и через толщу воды поднимается поток веществ и энергии, которые выделяются по реакциям (4), (5) и (6), то углеводы могут самопроизвольно принять участие в этих реакциях (в обе стороны через состояние равновесия). Из них могут образоваться обособленные структуры, в которых течение этих реакций будет регулироваться. Т.е. из потока энергии и вещества в водном бассейне возникают участки с неким порядком и структурой, который окажется предпочтительнее беспорядка и это приводит к уменьшению энтропии системы по И. Пригожину [18]. В этих структурах ускоряются химические реакции и упорядочивается обмен веществ и энергии. Часть энергии уйдет на этот порядок и структурообразование и, поэтому, эти новые структуры будут стремиться к обособлению с образованием неких мембран и оболочек. Потери в энергии приведут к уменьшению энтропии в этих структурах (некоторая аналогия с образованием кристаллов), но эти новые обособления будут проницаемы для энергии и вещества, благодаря пористой внутренней структуре углеводов. Таков возможный механизм абиогенного процесса эволюции и порядка в углеводной органике в потоке энергии и вещества, в результате которого образуются углеводные обособленные структуры (клетки) и в которых энергия и вещество химических реакций могут регулироваться и саморегулироваться, т.е. осуществляться нечто подобное обмену веществ [7, 8, 10, 11]. Такая углеводная структура (клетка) осуществляет обмен веществ: принимает из водного раствора катион Fe^{+2} и анион кислорода (O_2^{-2}) соединяет их по реакции (4), при этом образуется гематит (Fe_2O_3) или лимонит ($\text{Fe}(\text{OH})_3$), которые клетка выбрасывает как отходы, а выделенную энергию она использует для своего дальнейшего совершенства. Такая клетка пока неустойчива, но уже почти живая, но для совершенства ей надо еще размножаться. А для размножения уже необходима генная структура, создание которой потребует дополнительной энергии, проб и ошибок, а также времени. Возможны и другие первичные организмы – это преимущественно аэробные хемотроби, окисляющие метан, водород, аммиак, серу, а также, в меньшей степени, анаэробы, например, сульфатредуцирующие бактерии [7, 8]. Таков схематично возможный путь абиогенеза – живое из неживого! Судя по геологической эволюции продолжительность такого абиогенеза может составить сотни миллионов лет в нижнем рифее, а переход от одноклеточных к многоклеточным организмам – 500—700 млн от нижнего рифея к фанерозою [7, 8]. И лишь в фанерозое бурно эволюционируют многоклеточные организмы – как растения, так и животные.

О геохимии техногенеза

«Человек вводит в земную кору новые неустойчивые соединения, которые являются источником более интенсивной активной энергии, увеличивают свободную энергию земной коры. Он нарушает старинные геохимические циклы и появилась новая огромная геологическая сила на поверхности нашей планеты. Равновесие в миграции элементов, которое установилось в течение геологических времен, нарушается разумом и деятельностью человечества. Мы находимся в настоящее время в периоде изменения этим путем условий термодинамического равновесия внутри биосферы» [3].

За прошедшие почти сто лет со времени написания этого заключения В.И. Вернадского о геохимической деятельности человечества его предположения полностью оправдываются. Развивающийся техногенез все сильнее нарушает термодинамическое равнове-

сие в биосфере с привнесением дополнительных веществ и энергии с уменьшением энтропии системы. Это приводит ко все большей неустойчивости окружающей природной среды, в том числе к ее разрушению: перенаселению, угнетению и уничтожению многих видов фауны и флоры, загрязнению токсичными отходами, глобальному потеплению, усилению ураганов и наводнений, выгоранию свободного кислорода атмосферы и т.д. [7, 8, 10, 11, 17, 19, 20].

О геохимии изотопов

«Научно будет правильным проверить сейчас гипотезу, что организм может различно относиться к изотопам, смесями которых являются земные химические элементы, что живое вещество в своей жизненно основной части, по крайней мере, состоит из чистых изотопов и что оно способно разлагать смеси изотопов и избирать из них некоторые. Организм относится к тяжелой воде иначе, чем к воде обыкновенной, т.е. организм различает два водорода, а следовательно, можно ожидать с большой уверенностью и существование в нем общей способности разнотно относиться к разным изотопам одного и того же элемента... Возможно еще, что в живых веществах мы встретимся с чистыми, лишенными или очень обедненными тяжелыми изотопами O, N, C» [1].

По данным многих биологов (например, академика НАН Украины Д.М. Гродзинского) живые организмы, особенно растения, избирательно относятся к изотопам элементов (водорода, углерода, кислорода, серы), почти избегая тяжелых изотопов при обмене веществ с окружающей средой. Вероятно, это может быть связано с тем, что растения осуществляют обмен веществ преимущественно в восстановительной среде с участием водорода, метана или углеводов, в равновесии с которыми в водном соке растений содержание тяжелых изотопов дейтерия, ^{13}C , ^{18}O значительно меньше, чем в окислительных условиях [19—25]. Отсюда следует вывод, что гипотеза В.И. Вернадского о способности живых организмов разлагать смеси изотопов и избирать из них преимущественно легкие изотопы подтверждается. Хотя необходимо провести дальнейшие исследования этой проблемы, поскольку совершенно избавиться от тяжелых изотопов невозможно, поскольку, чем меньше содержание тяжелых изотопов, тем больше энтропия смешения изотопных растворов и тем устойчивее последние [21]. Этим, возможно, объясняется присутствие в растениях незначительных, но радиационно опасных для них содержаний трития (порядка $10^2\text{—}10^4\text{ Бк}\times\text{дм}^{-3}$) [26].

Необходимо отметить, что во многих современных работах по геохимии изотопов преимущественно обсуждаются физические свойства разных изотопов элементов [27], главным образом атомов (четность ядер, спин, магнитный момент). В то время как химия – это наука о веществах – об их строении, составе, свойствах, о реакциях, в результате которых одни вещества превращаются в другие [19]. Эти реакции и обмен веществ с участием разных изотопов определяются не физическими свойствами атомов, а термодинамикой реакций с участием молекул тяжелых и легких изотопов. Это хорошо известно для воды, в которой дейтерий (D) и ^{18}O образуют устойчивую молекулу тяжелой воды, поскольку существует четкая корреляция между концентрациями этих тяжелых изотопов [21, 24, 28, 29]. Поэтому вода представляет собой раствор молекул легкой и тяжелой воды, причем содержание последней увеличивается от пара к жидкости в окислительной и щелочной обстановке. Особенно обедняется вода дейтерием в атмосфере водорода, метана и в ассоциации с органическими веществами. Такие закономерности объясняются термодинамическими параметрами молекул легкой и тяжелой воды, а не физическими свойствами атомов разных изотопов. Видимо потому, что в молекулах веществ элементы представлены не изолированными атомами, а преимущественно ионами. Например, магнетит (Fe_3O_4) – магнитен, а другой оксид железа – гематит (Fe_2O_3) – немагнитен. И это явление объясняется не свойствами атомов железа, а валентностью его ионов в разных веществах. Также и для сульфидов железа: пирротин (FeS) – магнитен, а пирит (FeS_2) – немагнитен.

Процессы обмена изотопами в живом организме определяются химическими реакциями между веществами. Например, реакция окисления углеводов с выделением углекислого газа $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ имеет свободную энергию $\Delta G_{298} = -480 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}$ и энтальпию $\Delta H_{298} = -470 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}$, т.е. смещается вправо с выделением значительной энергии. Обогащенный тяжелыми изотопами (^{13}C и ^{18}O) углекислый газ удаляет из живого организма при дыхании около 5—10 % тяжелых изотопов по массе, обогащая организм легкими изотопами. По аналогичным реакциям в восстановительной среде живой организм избавляется также и от дейтерия. Например, по реакции окисления метана с выделением углекислого газа и воды $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ с $\Delta G_{298} = -340 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}$. Или по реакции окисления спирта: $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH} + 3\text{O}_2 = 2\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$, $\Delta G_{298} = -1100 \text{ кДж} \times \text{моль}^{-1}$. Логично предположить, что чем здоровее организм человека и энергичнее в нем идут реакции окисления органических продуктов питания, тем основательнее из него происходит вынос тяжелых изотопов ^{13}C , ^{18}O и ^2H и обогащение тканей организма легкими изотопами. В целом можно согласиться с прогнозом В.И. Вернадского о самоочищении живых организмов от тяжелых изотопов, однако полного выноса тяжелых изотопов при этом не происходит [21].

О ядерной энергетике

«Мы приходим к великому перевороту в жизни человечества. Недалеко то время, когда человек получит в свои руки атомную энергию, такой источник силы, который дает ему возможность строить свою жизнь, как он захочет. Это может случиться в ближайшие годы, может случиться через столетия. Но ясно, что это должно быть. Сумеет ли человек воспользоваться этой силой, направить ее на добро, а не на самоуничтожение? Дорос ли он до умения использовать эту силу, которую неизбежно должна дать ему наука? Ученые не должны закрывать глаза на возможные последствия их научной работы, научного процесса. Они должны себя чувствовать ответственными за последствия их открытий. Они должны связать свою работу с лучшей организацией всего человечества» [17].

В настоящее время все человечество озабочено тремя главнейшими проблемами: топливно-энергетической, поисками новых источников питания в связи с ростом численности населения земного шара и быстро растущим загрязнением окружающей среды в связи с развитием промышленного производства. Среди основных источников энергии все большее практическое применение получает энергия атома (точнее ядерная энергия). Она является наиболее экономически целесообразной и перспективной с точки зрения охраны окружающей среды [20].

Ядерная энергетика мощна, компактна и относительно мало загрязняет окружающую среду, в то время как объекты углеводородная энергетике занимают большие территории, сильно загрязняют окружающую среду, увеличивая парниковый эффект, в результате которого доля парниковых газов составит в конце 21 века 4 % [10, 17, 20]. Кроме того, запасы углеводородов ограничены и добываются они все с большим трудом и затратами с нарушением экологии. Однако ядерная энергия при нарушении принципов эксплуатации может быть весьма небезопасной. Чернобыльская и Фукусимская катастрофы произошли по вине «человеческого фактора»: из-за непродуманных экспериментов в Чернобыле и из-за недостаточной высоты защитной стенки от волны цунами в Японии. Имеются и жертвы и радиационное загрязнение значительных территорий. Но при этих катастрофах виновата не ядерная энергетика, а те, кто ее неумело эксплуатирует. Ведь известно, что больше всего человеческих жертв приносят автомобильные аварии – в несколько раз больше, чем вся энергетика (сотни тысяч погибших в мире за год). Но никто не считает виноватым в этом автомобиль! Во Франции более 80 % энергии уже несколько десятилетий дает ядерная энергетика. В мире она давала около 25 % всей энергии для цивилизации, а ее перспективы практически неограниченны. Сейчас многие страны временно отказались от ядерной энергетике, хотя Китай и Индия ее развивают. Широко развернутая в мире компания

против ядерной энергетики, скорее всего, преследует не гуманные цели, а отражает конкурентную борьбу с ядерной энергетикой со стороны хозяев углеводородной энергетики. Однако человеческая цивилизация не сможет обойтись без ядерной энергетики, за которой будущее. В целом можно согласиться с прогнозом В.И. Вернадского относительно большой перспективности ядерной энергетики, а также о необходимости строго соблюдать при этом правила техники безопасности.

О генезисе уранового оруденения

«Урановые месторождения можно свести на две основные группы: 1) урановые выделения, связанные с гранитами; 2) месторождения урана в осадочных породах – в песчаниках и углистых скоплениях. Все эти месторождения всегда наблюдались в областях земной коры с очень сильно нарушенной тектоникой и уран в них находился в теснейшем парагенезисе с другими элементами – ванадием и углеродом» [2].

Открытые в середине XX века крупные позднепротерозойские урановые месторождения на Украине преимущественно залегают в виде метасоматических тел альбититов в зонах тектонических нарушений среди гранитов (в Кировоградском районе) и среди пород криворожской железорудной формации (в Желтореченском районе) [22], которые выклиниваются с глубиной. В кайнозойских бучакских песках разведаны гидрогенные рудопроявления и месторождения урана, в которых настуран приурочен к углистым скоплениям. Известно, что в окислительной обстановке шестивалентный уран растворяется в воде в виде гидроксидных или карбонатных ионов, а выпадает четырехвалентный уран в осадок в восстановительной обстановке в виде оксида – уранитита (рис. 4). Реакция выщелачивания натрия из пород в водный раствор происходит при низких температурах и в кислотной обстановке. Поскольку глубинные флюиды имеют восстановительную реакцию, то наиболее вероятным генезисом альбититовых урановых руд является инфильтрация богатых кислородом океанических вод в позднем протерозое по разломно-трещинным зонам на глубину 3—5 км и более (рис. 4—6) [7, 8, 10—12, 21]. Это также подтверждается тем, что флюид газово-жидких включений в альбитит-урановых рудах близок по изотопному составу к метеорным водам [21, 22, 29].

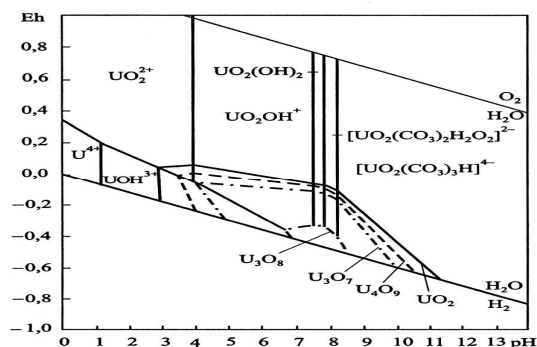


Рис. 4. Поля устойчивости урановых оксидов разной степени окисленности и ионов урана в карбонатных растворах ($t = 25\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P_{\text{CO}_2} = 10^{-3,4}\text{ атм.}$; суммарная активность ионов урана в растворе $10^{-6}\text{ г-ион}\times\text{дм}^{-3}$) [30]

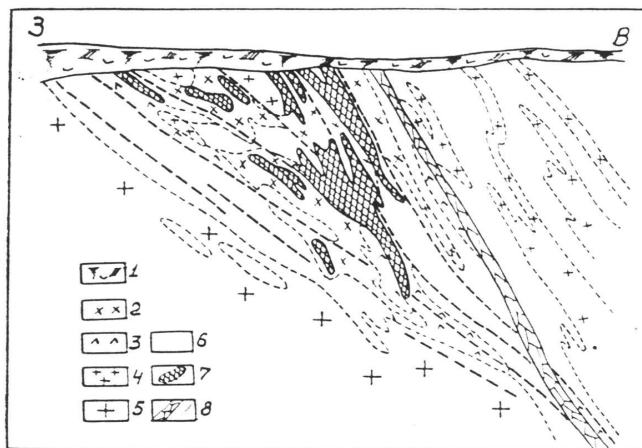


Рис. 5. Схематический геологический разрез Мичуринского уранового месторождения [22]

Именно поздний протерозой с возрастом 1,75—1,85 млрд лет назад является самой благоприятной эпохой формирования инфильтрационных богатых урановых месторождений альбититового типа, поскольку в это время совпадают несколько условий: 1) наличие кислого океана и кислородной атмосферы; 2) перерыв в магматической активизации между плутонами кировоградских гранитов, завершившихся региональным метаморфизмом (около 2 млрд лет), и гранитами коростенского комплекса (1,75 млрд лет назад), т.е. на период относительного покоя в эволюции континентальной земной коры Украинского щита

[7—12, 21]. Надо отметить, что со времен В.И. Вернадского представления о генезисе и прогнозировании уранового оруденения получили новое значительное развитие. Главным типом месторождений урана для Украинского щита являются уран-альбититовые позднепротерозойские метасоматиты среди гранитов и пород железисто-кремнистой формации [10, 12, 22]. Эти месторождения достаточно крупные и они стали основой послевоенной базы урановой промышленности СССР, а также рудной базой ядерной энергетики Украины. Хотя проблемы генезиса этих месторождений еще остаются [7—12, 21].

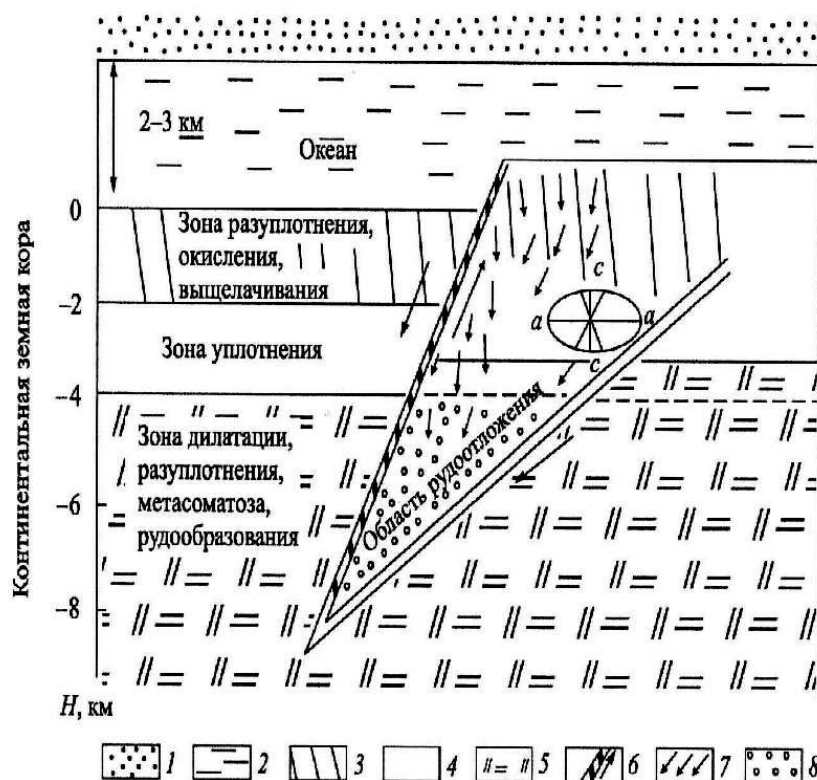


Рис. 6. Принципиальная модель инфильтрационного генезиса позднепротерозойских альбит-урановых месторождений Украинского щита [10, 12].

Выводы

В виде комментариев и дискуссии обсуждены представления академика В.И. Вернадского по таким актуальным проблемам геохимии окружающей среды как геохимия живого вещества; постоянство массы живого вещества; возникновение жизни и проблема абиогенеза; геохимия техногенеза; геохимия изотопов; развитие ядерной энергетики; генезис уранового оруденения. В.И. Вернадский внес важный вклад в решение обсуждаемых проблем, однако не со всеми его выводами можно согласиться.

Наиболее дискуссионными, с нашей точки зрения, являются представления В.И. Вернадского о роли жизни при формировании атмосферы и земной коры. Он, например, считал, что: 1) «...наш воздух (свободные кислород, азот, также CO_2 , NH_3 , H_2S) есть создание жизни»; 2) «масса живого вещества является планетной константой со времени архейской эпохи...»; 3) «...зеленые хлорофильные организмы являются главным механизмом биосферы, который улавливает солнечный луч и создает фотосинтезом химические тела, энергия которых в дальнейшем является источником действенной химической энергии биосферы, а в значительной мере — всей земной коры».

В то же время известно, что в архее только сформировалась континентальная земная кора при кристаллизации плагиигранитовой магмы и теплогенерации в ней на порядок большей, чем в современной коре. Температура на поверхности земной коры в архее была выше критической температуры воды (374°C) и опустилась до нормальной лишь в рифее, а вода океана имела сильно кислую реакцию, о чем свидетельствует отложение нижнерифейских овражских кварцитов. Естественно, такие условия неблагоприятны для жизни. Кроме того, фитобактерии и зеленые растения сочетают в себе свойства анаэробов и аэробов и являются более сложными организмами, нежели первые простейшие аэробные хемотробактерии. Имеется также целый ряд абиогенных химических реакций, по которым об-

разуется свободный кислород (например, по реакции между постмагматическим хлором и жидкой водой), а также реакции с выделением азота и других атмосферных газов. Геологическая эволюция сопровождается увеличением совершенства живых организмов и массы живого вещества. Поэтому нельзя согласиться с заключением В.И. Вернадского о постоянстве массы живого вещества в течение геологической эволюции, а тем более с архея.

По геохимии изотопов гипотеза В.И. Вернадского о способности живых организмов разлагать смеси изотопов и избирать из них преимущественно легкие изотопы подтверждается. Однако обмен веществ с участием разных изотопов определяется не физическими свойствами атомов, а термодинамикой реакций с участием молекул тяжелых и легких изотопов. Например, вода представляет собой раствор молекул легкой и тяжелой воды, причем содержание последней увеличивается от пара к жидкости, в окислительной и щелочной обстановке. Особенно обедняется вода дейтерием в атмосфере водорода, метана и в ассоциации с органическими веществами. В живом организме обмен веществ идет с заметным выносом тяжелых изотопов оксидами и обогащением его легкими изотопами. Логично предположить, что чем здоровее организм человека и энергичнее в нем идут реакции окисления органических продуктов питания, тем основательнее происходит обогащение тканей организма легкими изотопами.

Относительно генезиса уранового оруденения логично представить такую модель. Поскольку уран переносится лишь в окислительных условиях, а глубинные флюиды имеют восстановительную реакцию, то наиболее вероятным генезисом альбитит-урановых месторождений является инфильтрация богатых кислородом кислых океанических вод в позднем протерозое по разломно-трещинным зонам на глубину 3—5 км и более, где уран отлагается в восстановительных условиях. Это также подтверждается тем, что флюид газовой-жидких включений в альбитит-урановых рудах близок по изотопному составу к метеорным водам.

1. *Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського.* – Т. 4: Геохімія живої речовини. – Кн. 1. / Ред. кол.: І.А. Акімов (голова), Е.В. Соботович, А.М. Голубець та ін. – Київ, 2012. – 504 с.
2. *Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського.* – Т. 4: Геохімія живої речовини. – Кн. 2. / Ред. кол.: Е.В. Соботович (голова), І.А. Акімов, А.М. Голубець та ін. – Київ, 2012. – 582 с.
3. *Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського.* – Т. 7: Праці з геохімії та радіогеології. – Кн. 1 / За ред. Е.В. Соботовича, В.В. Доліна, Г.М. Бондаренка, Р.Я. Белєвцева. – Київ, 2012. – 821 с.
4. *Вибрані наукові праці академіка В.І. Вернадського.* – Т. 7: Праці з геохімії та радіогеології. – Кн. 2 / За ред. Е.В. Соботовича, В.В. Доліна, Г.М. Бондаренка, Р.Я. Белєвцева. – Київ, 2012. – 665 с.
5. *Белєвцев Р.Я., Ковалюх Н.Н., Спивак С.Д.* Термодинамика биогеохимических реакций при глубинном гипергенезе гранитов // Минерал. журн. – 2004. – **26**, № 2. – С. 35—38.
6. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. – 239 с.
7. *Белєвцев Р.Я.* Происхождение и эволюция внешних геосфер: газовой атмосферы, кислого океана, свободного атмосферного кислорода и возникновение жизни // Доп. НАН України. – 2011. – № 12. – С. 83—90.
8. *Белєвцев Р.Я.* Генезис и термодинамическая эволюция внешних геосфер // Геофиз. журн. – 2012. – **34**, № 2. – С. 49—59.
9. *Белєвцев Р.Я., Бухарев С.В., Коломиец Г.Д.* Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – **22**, № 2/3. – С. 118—131.
10. *Белєвцев Р.Я., Бойченко С.Г., Спивак С.Д. и др.* Термодинамика газового обмена в окружающей среде. – Киев: Наук. думка, 2007. – 247 с.
11. *Белєвцев Р.Я., Шестопалов В.М., Спивак С.Д. и др.* Геохимия литогенеза овражских кварцито-песчаников рифея // Пошукова та екологічна геохімія – 2010. – № 1 (10). – С. 22—41.
12. *Белєвцев Р.Я., Белєвцев А.Р., Спивак С.Д. и др.* Генезис и прогнозирование золотого и уранового оруденения в докембрии Украинского щита // Пошукова та екологічна геохімія. – 2011. – № 1 (11), С. 66—78.
13. *Всехсвятский С.К.* Космогония Солнечной системы // Проблемы современной космогонии / Ред. В.А. Амбарцумян. – М.: Наука, 1972. – С. 316—413.
14. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука, 1980. – 200 с.
15. *Мейсон Б.* Основы геохимии. – М.: Недра, 1971. – 311 с.

16. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдасов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. – М.: Наука, 1990. – 182 с.
17. Щербак Н.П. Владимир Иванович Вернадский. – Киев: Наук. думка, 1988. – 106 с.
18. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. – М.: Прогресс, 1986. – 431 с.
19. Полинг Л. Общая химия. – М.: Мир, 1974. – 846 с.
20. Соботович Е.В., Белевцев Р.Я. Ядерна енергетика і наслідки Чорнобильської катастрофи // Вісник Національної академії наук України. – 2009. – № 4. – С. 29—39.
21. Белевцев Р.Я. О термодинамическом анализе изотопного обмена в воде гидросферы и земной коры // Доп. НАН України. – 2013. – № 9. – С. 108—114.
22. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
23. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтяной геологии. – М.: Недра, 1973. – 384 с.
24. Соботович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цюнь О.В., Кононенко Л.В. Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982. – 220 с.
25. Термодинамические свойства индивидуальных веществ / Отв. ред. В.П. Глушко. – М.: Наука, 1978. – Т. 1, кн. 2. – 327 с.
26. Долін В.В., Пушкар'єв О.В., Шраменко І.Ф. та ін. Третій у біосфері. – Київ: Наук. думка, 2012. – 223 с.
27. Эберт Г. Краткий справочник по физике. – М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1963. – 552 с.
28. Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблеме гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. – М.: Мир, 1977. – С. 213—295.
29. Фомин Ю.А. Изотопный состав компонентов флюидных включений в месторождениях золота и урана докембрия Украинского щита // Зб. наук. праць ІГНС НАН України. – 2012. – Вип. 20. – С. 11—29.
30. Дроздовская А.А., Мельник Ю.П. Термодинамический анализ устойчивости оксидов урана в низкотемпературных карбонатных водах // Атомн. енергія. – 1967. – 22, вып. 5. – С. 407—428.

Белевцев Р.Я. В.И. ВЕРНАДСЬКИЙ ПРО ГЕОХІМІЮ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

У статті наведено основні наукові висновки академіка В.І. Вернадського, опубліковані в нових виданнях його вибраних наукових праць, що стосуються геохімії навколишнього середовища (у вигляді цитат) і додаються до них авторські коментарі з обговоренням їх у світлі розвитку науки на сучасному рівні. Зокрема, розглядаються актуальні проблеми з геохімії живої речовини; постійність маси живої речовини; виникнення життя і процесу абіогенезу; геохімії техногенезу; геохімії ізотопів; ядерної енергетики; генезису уранового зруденіння. Підкреслено безперечний важливий науковий внесок В.І. Вернадського у вирішення цих проблем і його найбільш дискусійні уявлення про вирішальну роль життя при формуванні атмосфери (особливо вільного кисню), а також про постійність маси живої речовини з часу архейської епохи.

Belevtsev R.Ya. V.I. VERNADSKY ABOUT GEOCHEMISTRY OF ENVIRONMENT

The article presents the basic conclusions of academician V.I. Vernadsky published in new editions of his selected scientific works dealing with environmental geochemistry (in form of quotations). The author gives his comments in the light of modern science advancement, in particular, on vital problems in geochemistry of the living matter, living matter mass constancy, archebiosis and abiogenesis process, geochemistry of technogenesis, isotope geochemistry, nuclear power engineering, and uranium contamination genesis. Significant scientific contribution of V.I. Vernadsky into solving of the above problems and his most controversial views on the crucial role of life in formation of atmosphere (particularly free oxygen), as well as living matter mass constancy since archean era are emphasized.

Вергунов В.А.

Державна наукова сільськогосподарська бібліотека НААН України

РОЗВИТОК АГРАРНОЇ ДОСЛІДНОЇ СПРАВИ В УКРАЇНІ У ТВОРЧІЙ СПАДЩИНІ АКАДЕМІКА В.І. ВЕРНАДСЬКОГО

Із залученням архівних матеріалів і документів розглянуто діяльність В.І. Вернадського як одного із фундаторів аграрної дослідної справи в Україні. За цими джерелами, а також на основі маловідомих та окремих нерозглянутих раніше сторінок власних спогадів оцінено творчу спадщину вченого. Висвітлено участь В.І. Вернадського у науково-організаційній діяльності Української академії наук на посту її Президента, а також члена Сільськогосподарського вченого комітету України.

Перше в моєму житті займало і займає науковий пошук, наукова робота, вільна наукова думка і творчий пошук правди особистістю.

В.І. Вернадський (Зі спогадів)

У науковій творчості завжди повинні існувати окремі особистості, які в своєму житті або на даний момент знаходяться вище середнього рівня. І ці видатні люди не можуть бути замінені в більшості наукових відкриттів колективною роботою багатьох.

В.І. Вернадський «Значення особистості в історії науки»

У світі знайдеться небагато людей, імена яких викликали й викликають повагу і захоплення. Більше того, це спонукає ще раз не тільки повернутися до спадщини, а й переглянути і переосмислити її в часовому та цивілізаційному вимірі. У науковому середовищі еталоном залишається рівень В.І. Вернадського щодо постановки проблеми та її практичного втілення. Часто-густо вчені, які опанували певну галузь знань у вищих її проявах, «чують» тільки власну думку або розглядають її в межах власно дослідженого і зручно сприятливого напрямку. Іноді вони не розуміють або не бажають розуміти загальноцивілізаційний аспект еволюції проблеми.

Постать Володимира Івановича Вернадського (12.03.1863—05.01.1945) вже третє століття поспіль змушує схилити голову перед його геніальністю. Для багатьох наукових ідей він дотепер є духовним пророком і наставником. Його багатопланове, всебічне і комплексне бачення наукової проблеми в контексті світової галузевої думки викликає повагу й захоплення. Багато що з наукової спадщини вченого ще чекає свого дослідника. У наш час здається, що кількість опублікованих монографічних видань стосовно творчої спадщини академіка В.І. Вернадського практично не залишає вченим, історикам науки, бібліографістам дослідницького простору. Новий імпульс з'явився після набуття Росією й особливо Україною державності, коли до наукового обігу увійшли раніше недоступні архівні документи спецховищ, передусім другої половини XIX – першої половини XX століття. Найбільшу зацікавленість викликають документи періоду 1917—1920 рр. Ще довго ці роки в житті країни будуть предметом всебічного вивчення. Адже для мільйонів людей вони були не лише роками катастроф, трагедій, сподівань, а й ідейно переможними. Не менш трагічні й 30-ті роки минулого століття... Саме незалежність дала змогу нам не лише ознайомитись із документами, що не втрачені за ці буремні роки в історії країни, а й по-

новому переглянути сконструйовану за радянських часів історію країни та історію української нації.

Видання щодо наукової спадщини В.І. Вернадського можна умовно поділити на дві групи: 1) радянський період; 2) часи української державності. Вони відрізняються насамперед своєю ідейною спрямованістю і наповненням. В умовах відтворення національної ідеї безперечний інтерес для сучасних істориків науки становлять публікації другої групи. Проте науковий рівень наповнення документальним матеріалом видань першої групи заслуговує на повагу. Єдиним їх недоліком можна вважати надзвичайну політизацію постановчої частини. Хоча вже в часи Російської Федерації цей недолік було практично усунено.

Окреме місце посідають публікації про Володимира Івановича Вернадського до подій 1917 р. Хоча вони мають дещо великодержавницький характер, їм притаманний високий рівень аналізу загального контексту еволюції світової наукової думки про творчість ученого.

Зазвичай ці публікації обминають один з аспектів ранньої творчості В.І. Вернадського, до якого він повертався протягом усього життя – наукове або морфолого-генетичне ґрунтознавство. Наразі стало можливим із залученням архівних матеріалів, а також документів, що стали доступними нині історикам природознавства, розглянути діяльність В.І. Вернадського як одного із фундаторів аграрної дослідної справи в Україні. Такий підхід щодо оцінки творчої спадщини вченого можна вважати піонерським. В його основу покладено маловідомі та комплексно нерозглянуті окремі сторінки власних спогадів В.І. Вернадського, а також несистематизовані та непроаналізовані архівні матеріали, насамперед стосовно України.

На сьогодні українськими істориками науки, а також фахівцями окремих галузей знань фактично заповнене дослідницьке поле довкола постаті Володимира Івановича Вернадського [1—18]. Для нас особливо цікавими є розвідки щодо аграрної галузі та її науково-освітнього наповнення. Те, що В.І. Вернадський був ознайомлений з потенційними можливостями сільського господарства України, не викликає жодного сумніву, враховуючи його досить часті відвідування спочатку Малоросії, передусім з науковими цілями, а згодом, після подій 1917 р., і досить тривале проживання на Полтавщині, в Києві, Криму.

Надзвичайно велику допомогу дослідникам надають унікальні й безцінні власноручні нотатки у щоденниках геніального вченого, які наприкінці 1980-х і протягом 1990-х років активно публікувались у періодичних виданнях і популярних журналах. Особливо цікава серія опублікованих праць К.М. Ситника, О.М. Апанович та низка інших [19—23]. Свій внесок у вивчення комплексно недосліджених сторінок спадщини академіка В.І. Вернадського стосовно державотворення в Україні, особливо у світлі науково-освітнього забезпечення, передусім сільського господарства, зроблено й автором цієї публікації [24—30].

Діяльність В.І. Вернадського на ниві становлення вітчизняного ґрунтознавства, зокрема і в Україні, розглядається в окремих виданнях [31—32].

Ґрунтознавство є тією галуззю, що перевела сільськогосподарську науку з рангу прикладних у ранг фундаментальних природознавчих [27, 33], тому потрібно детальніше розглянути роль у цьому процесі В.І. Вернадського, бо є підстави вважати, що системні знання про ґрунти, у тім числі й українські, дали змогу Володимирові Івановичу творчо налаштувати дія-



**Олександр Іванович
Восйков
(1842—1916)**



**Андрій Сергійович
Фамінцин
(1835—1918)**



**Микола Олександрович
Меншуткін
(1842—1907)**

льність державних інституцій, які організаційно керували науковим процесом забезпечення аграрного сектору країни.

Володимир Іванович Вернадський, безперечно, знакова фігура для української науки. З його ім'ям пов'язане не лише створення Української академії наук, що само собою зрозуміло, є явищем для цивілізованої країни, а й становлення і насамперед розвиток окремих напрямів науки і низки інституцій для розв'язання порушених проблем. Його, як писав проф. А.М. Асаул, з однаковою правотою можна назвати «філософом і природодослідником, геохіміком і ґрунтознавцем, мінералогом і державним діячем, істориком і біофізиком... Важко знайти галузь наукових і державних інтересів, до якої б не торкнувся допитливий й талановитий погляд вченого» [34].

В Україні діяльність В.І. Вернадського як одного з фундаторів наукового ґрунтознавства залишається всебічно дослідженою. Хоча історикам галузі добре відомо, що він брав активну участь у вивченні ґрунтів Полтавщини в експедиції під керівництвом В.В. Докучаєва. Взагалі цей край посідав особливе місце в житті й діяльності вченого. У своїх спогадах В.І. Вернадський писав: «Батько й мати мої були киянами. В обох сім'ях були живі національні українські традиції. Мої дитячі роки (1868—1876) я провів на Україні в Полтаві та Харкові, буваючи і в Києві» [35].

В.І. Вернадський отримав прекрасну вищу освіту. В період його навчання у Петербурзькому університеті там викладали видатні вітчизняні особистості в галузі природознавства: В.В. Докучаєв – засновник сучасного наукового ґрунтознавства; Д.І. Менделєєв – творець періодичної системи хімічних елементів; О.І. Воейков – фундатор сучасних бачень про кліматологію; О.С. Фамінцин – піонер російської школи фізіології рослин, який довів значення фотосинтезу при штучному освітленні; М.О. Меншуткін – відомий хімік, автор «Аналітичної хімії» та «Нарису розвитку хімічних поглядів» – першої вітчизняної праці з історії хімії; О.М. Вагнер – засновник наукової школи географії рослин; М.П. Вагнер – відомий фахівець із фауни безхребетних та інші. Таланти такого сузір'я непересічних особистостей знайшли своє втілення в особі Володимира Вернадського. Від усіх них він отримав найголовніше: власне бачення будь-якої проблеми в контексті світових або цивілізаційних процесів через генеруючу наукову думку. Це насправді божий дар, і не випадково творча спадщина вченого вже третє століття є предметом постійного перегляду або «Меккою» для дослідників і «Біблією» для природознавців.

В умовах євроінтеграції та приєднання до Болонського процесу Україна намагається знайти оптимальні шляхи трансформації вітчизняної підготовки спеціалістів у системі освіти. Сам Володимир Іванович ще 22 вересня 1919 р. писав: «Вирішення українського питання, з одного боку, у вірній міжнародній середньоєвропейській інтеграції, у швидкому вирішенні аграрного питання й у створенні тісного зв'язку української та російської культур» [36]. Чи не є актуальною ця теза для незалежної України? А 23 вересня 1919 р. вчений доповнив у своєму щоденникові: «...Українська школа буде при підтримці кооперативів, що дешевше казенних. Потрібно надати право вирішувати, на якій мові, батькам. З цим я згоден... По українському питанню головне не випустити з державних рук народну освіту...» [36].

Тому не слід забувати в сучасних «пошуках» істини і про раніше накопичений досвід підготовки фахівців. На прикладі В.І. Вернадського це не лише наявність високоосвічених учених-педагогів, а й отримання ще у так званій шкільній підго-



**Микола Петрович
Вагнер
(1829—1907)**

товці знань іноземних мов. Адже саме вони дали змогу випускникові вузу в юнацькому віці відвідати провідні науково-освітні центри Європи: Берлін, Мюнхен, Лондон, Париж Рим. Поїздки не лише закріпили отримані знання, а й допомогли молодому Володимирові ознайомитися з новітніми досягненнями в основних галузях природознавства і найголовніше – знайти особистий напрям наукових інтересів. З цього приводу нас цікавить сам процес трансформації особистості геніального вченого. Він має певний історичний аспект стосовно становлення українського наукового ґрунтознавства. Відомо, що формування В.І. Вернадського як ученого великою мірою відбулося завдяки В.В. Докучаєву. В.І. Вернадський не лише слухав його лекції, а й брав безпосередню участь в експедиціях на Полтавщині у 1882 і 1884 рр. За матеріалами експедиції Володимир Іванович написав свою першу ґрунтознавчу наукову працю, в якій вперше у світовій літературі зробив спробу кількісно оцінити вплив життєдіяльності байбака – *Areomys Bobak* – на ґрунтові процеси. Як згадував В.І. Вернадський, цю працю В.В. Докучаєв опублікував без його згоди. Для самого Володимира Івановича ця невеличка наукова ґрунтознавча праця стала тією відправною основою, яка дала змогу через десятиліття розвинути його уявлення про місце ґрунту, а також живої речовини у біосфері.



**Наталія Єгорівна
Старицька
(1860—1943)**

Після повернення із закордонного відрядження з метою ознайомлення з кращими науковими здобутками у 1889 р. В.І. Вернадського було обрано приват-доцентом кафедри мінералогії Московського університету. Незважаючи на це, як писав Володимир Іванович, «влітку (1889—1918), за виключенням щорічних поїздок за кордон і польові роботи по мінералогії і геології, ми мешкали в Полтаві і в Полтавській губернії, де мешкали батьки моєї дружини і де у мене був маленький хутір на Пелі біля Шишак. Я був весь цей час у тісному контакті з земським Полтавським природничо-історичним музеєм з його заснування і при ньому науково працював».

Цікаво, що захоплення В.І. Вернадського музейною справою завжди підтримувала його дружина Наталія Єгорівна Старицька (1860—1943), яка багато зробила для вдосконалення методики музейної роботи, створення низки наукових музеїв у країні.

Ще зі студентських років В.І. Вернадському була притаманна повага до польової роботи й експедицій як головного методу вивчення ландшафтів у їхньому природному стані. До такого ставлення вченого до польового експерименту пряме відношення мав видатний ґрунтознавець В.В. Докучаєв, бо саме він був керівником студентських експедицій В.І. Вернадського не лише на Полтавщині, а й до Нижньогородської губернії.



**Олександр Іванович
Душечкін
(1874—1956)**

В Україні молодий В.І. Вернадський працював над питанням дослідження ґрунтів Кременчуцького повіту Полтавської губернії. Ці роботи провадилися за замовленням Полтавського губернського земства у 1890 р. під керівництвом професора В.В. Докучаєва.

У подальшому, вже за власний кошт Володимир Іванович продовжував дослідження на Полтавщині і разом із природними об'єктами наніс на карту і пам'ятки історії культури. Спеціалісти згодом зазначали, що рівень подання цього матеріалу відповідав кращим напрацюванням фахівців-археологів.

Насамперед це стосується розкопок палеонтологічної стоянки біля містечка Гонци. Отримані матеріали В.І. Вернадський передав до створеного з ініціативи В.В. Докучаєва у 1891 р. унікального Полтавського історико-природничого му-



**Микола Михайлович
Сібірцев
(1860—1900)**

зею. Його неповторність для свого часу виявилась у поєднанні природних і культурних пам'яток. Тривалий час у музеї зберігалась археологічна карта давніх культур Полтавщини, виготовлена В.І. Вернадським і подарована серед перших експонатів.

Особливе місце в подальшому розвитку вітчизняного ґрунтознавства посідає створена у 1892 р. як підсумок Полтавської експедиції перша для царської Росії 10-верстова ґрунтова карта Полтавської губернії. Очолював творчий колектив В.В. Докучаєв, а серед інших укладачів є також прізвище В.І. Вернадського. Видання карти мало колосальне значення для закладання наукових ідей ученого, який згодом, через десятиліття узагальнив серію робіт, що отримали назву «вчення про біосферу». В основу вивчення процесів утворення й розвитку ґрунтів було покладено вплив живих організмів (термін «жива речовина» вчений обґрунтував значно пізніше). Методика дослідження ґрунтів враховувала біологічний чинник за

власноручно отриманими результатами протягом року. Крім того, були висловлені оригінальні ідеї щодо утворення гіпсу й формування так званого супіщаного чорнозему.

Такі ж методологічні підходи В.І. Вернадський застосовував і при вивченні Ісачковського пагорба, а також окремих районів поблизу Житомира Волинської губернії.

У другій половині 1890-х років – на початку XX ст. В.І. Вернадський організував геолого-мінералогічну експедицію в Криму. Учений згадував: «...перебуваючи на посаді професора у Москві, я зробив в 1907 р. велику мінералогічну експедицію зі спеціалістами мінералогічного кабінету Московського університету в долину Тетерев в область пеліканітів, каоліну і плагіоклазів (сонячний камінь) і на Волинь до Овруцького повіту...».

Наслідки величезної дослідницької роботи з вивчення природних багатств України й, особливо, Полтавщини, справили величезний вплив на усвідомлення вченим потреби більш системно й глибоко вивчати природні ресурси країни. Тому не випадково разом з іншими академіками 21 січня 1915 р. він вніс пропозицію до фізико-математичного відділення Академії наук створити Комісію з вивчення природничих виробничих сил Росії (КПВС). Її основне завдання В.І. Вернадський визначив так: «організація достеменного, по можливості повного й систематичного в масштабі всієї країни обліку природничих ресурсів Росії». Це визначення діяло на фоні першочергового завдання – забезпечення російської армії всім необхідним на фронтах Першої світової війни.

4 лютого 1915 р. відповідне рішення було прийнято. Таємним голосуванням Володимира Івановича було обрано головою Тимчасового бюро КПВС, а з 11 жовтня 1915 р. – головою Ради КПВС.

Одночасно В.І. Вернадський визначив три основні складові природничих виробничих сил, а саме:

1) сили, що пов'язані з творінням живої природи – родючість ґрунтів, лісові багатства, тваринний світ, продукти рослинності, рибні багатства тощо;

2) різні джерела енергії – сили водоспадів, річок, вітру, природних газів, морських припливів і відпливів та інші прояви динамічних процесів на поверхні землі;

3) природні ресурси, що накопичені у підземних надрах – руди металів і металоїдів, горючі гази, мінеральні джерела, нафта, кам'яне вугілля, підземні води тощо.



**Микола Григорович
Холодний
(1882—1953)**

Із першого пункту зрозуміло, що ґрунт і ґрунтознавство було однією з важливих складових або основ поняття виробничих сил, а також вчення про біосферу. До речі, процес удосконалення власних ідей В.І. Вернадського тривав постійно. Наприклад, влітку 1917 р. в Шишаках на Полтавщині він писав: «Навесні 1917 р. я захворів у Петрограді. Професор Рубель знайшов у мене, на мій подив, гостре захворювання туберкульозом, мало того, на рентгені виявилось, що я переніс колись туберкульоз, про що я не мав гадки. Коли я одужав, він настояв на моєму від'їзді із Петрограда, щоб провести весну поза містом, і я при першій можливості поїхав у червні в Шишаки на Україну». Так історично сталося, що саме на Полтавщині В.І. Вернадський теоретично обґрунтував нові напрями світової наукової думки – біогеохімічні й геохімічні. Він писав: «У Шишаках на “Кобилі” в лісі я працював з великим піднесенням. Я виявив для себе основні поняття біогеохімії, різні відмінності біосфери від інших оболонок Землі, основні значення в ній розмноження живої речовини. Я почав писати з великим душевним підйомом, з широким планом викладення. Мені здається тепер, що те просте поняття про живу речовину як про сукупність живих організмів, що мною внесено у геохімію, дозволило мені позбавитися від їх ускладнень, які проникають до сучасної біології, де в основу покладено життя, як протилежність кістковій матерії. Поняття “життя” тісно пов'язане з філософськими й релігійними побудовами, від яких біологи не можуть відійти. Залишаючи з боку уявлення “життя”, я зробив спробу залишитись у точній емпіричній основі і ввів в геохімію поняття “жива речовина” як сукупність живих організмів, нерозривно пов'язаних з біосферою, як невід'ємна її частина або функція. Жива речовина повністю відповідає життю, оскільки воно проявляється на нашій планеті поза філософських й релігійних нароснів думки».

Слід зазначити, що практичне втілення теоретичних розробок ученого з питань біогеохімії і геохімії теж відбулося в Україні в Києві за допомогою професора С.Л. Франкфурта та О.І. Душечкіна, які керували на той час агрохімічною лабораторією Союзу цукрозаводчиків: «...Вони дали мені можливість відразу поставити наукову роботу по біохімії... Це було початком біогеохімічної лабораторії й експериментальної роботи з біогеохімії».

За часів Радянського Союзу вперше внесок академіка В.І. Вернадського в розвиток ґрунтознавства було оцінено у 1945 р. в № 7 журналу «Почвоведение». Вихід цього видання заслуговує на повагу, враховуючи, що країна ще перебувала у стані війни. Безперечно, ті опубліковані 48 сторінок швидше слід розглядати як шану вченому за внесок у розвиток вітчизняного ґрунтознавства та світової наукової думки, хоча, звісно, всебічно розглянути проблему було нелегко.

У заголовній статті А.А. Ярилова «Пам'яті найстарішого докучаєвця – академіка Володимира Івановича Вернадського» знаходимо окремі й доволі цікаві факти щодо діяльності вченого на ниві становлення українського ґрунтознавства. Лекції В.В. Докучаєва з мінералогії й кристалографії, які Володимир Іванович відвідував протягом навчання у Петербурзькому університеті, вирізнялися філософським осмисленням проблем природознавства, динамічним підходом до природи й інтересом до генезису мінералів. В.І. Вернадський став активним діячем наукової школи цього прекрасного російського вченого – засновника наукового ґрунтознавства. Фактично перші свої наукові праці він підготував на польовому експериментальному матеріалі, отриманому під керівництвом В.В. Докучаєва, саме на українській землі і, що відродно, саме на Полтавщині – в



**Кирило Павлович
Флоренський
(1915—1982)**



**Микола Якович Марр
(1864—1934)**

У 1924 р. В.І. Вернадський знову повернувся до проблем ґрунтознавства через спеціальну доповідь на IV міжнародній європейській конференції у Римі «Про ґрунтовий аналіз з точки зору геохімії». У ній він наголошував, що досконалу картину стосовно ґрунтового покриву земної кори складно отримати на підставі хімічних аналізів, які неможливо між собою порівнювати. Адже ґрунтознавець під час аналізу ґрунту вивчає не більш як 13—15 хімічних елементів, а їх – понад 26. Цю доповідь було надруковано в «Actes de la IV Conferece Internationale de Pedologie, Rome, 12—19, Mai, 1924» (Rome, 1926. – Vol. II. – P. 570); вона викликала величезний науковий інтерес у фахівців усього світу.

До неопублікованих ґрунтознавчих робіт В.І. Вернадського належать матеріали дослідження Тамбовської губернії, які узагальнено у доповіді в Ґрунтовому інституті «Про значення мікроорганізмів у підзолотворенні».

Незважаючи на чудову фундаментальну підготовку до подальших занять науковим ґрунтознавством, що базувалося на власному баченні місця живих організмів у геологічних процесах, академік Вернадський фактично полишив цей напрям досліджень і почав системно вивчати кристалографію. Пояснення такої радикальної зміни наукових інтересів або пріоритетів у житті вченого дав один із його найближчих співробітників в останні роки життя К.П. Флоренський: «Мені здається, що моє власне відчуття, не підтверджене фактами, що перехід Вернадського від ґрунтознавства до кристалографії був викликаний не лише зовнішніми обставинами, а носив якоюсь мірою характер втечі від самого себе. Що було, може бути, несвідомим відступом для самопідготовки від вкрай складних проблем, для вирішення яких не було точних методів, в геометрично ясний світ кристалічних форм, де панує число й порядок, де можна отримати однозначний висновок шляхом простого і точного спостереження» [46].

Перехід від ґрунтознавства до кристалографії тривав майже 20 років і закінчився приблизно у 1908 р. Саме в цей час у лексиконі В.І. Вернадського (вперше в листуванні) з'явився термін «жива речовина» [47].

У червні 1917 р. В.І. Вернадського було обрано головою Сільськогосподарського вченого комітету при Міністерстві землеробства [48]. На цю посаду його призначили замість професора С.М. Богданова, який очолював Комітет з 01.10.1916 до 24.03.1917 р. [49].

Крім того, у період з березня до жовтня 1917 р. В.І. Вернадський працював головою Комісії по вчених закладах і наукових установах, був членом Комісії з реформи вищих навчальних закладів при Міністерстві народної освіти, а з 1 серпня 1917 р. його призначили заступником міністра народної освіти Тимчасового уряду Сергія Ольденбурга. Саме з ним, а також зі своїм давнім товаришем академіком М.Я. Марром Вернадський обговорював питання організації Академій наук у Грузії, в Україні, Сибіру [50].



**Сергій Федорович
Ольденбург
(1863—1934)**

Хоча сам В.І. Вернадський, згідно з дослідженням І.І. Мочалова, вважав автором ідеї щодо створення АН України Миколу Прокоповича Василенка: «У нього першого з'явилась думка про створення УАН... У нас... відразу створився дорогий нам обом дружній зв'язок» [50].

Обрання 10 червня 1917 р. академіка В.І. Вернадського головою Сільськогосподарського вченого комітету (СГВК) не було випадковим. Протягом багатьох років він як земський і державний діяч досить детально вивчав аграрне питання в країні.



**Михайло Сергійович
Грушевський
(1866—1924)**



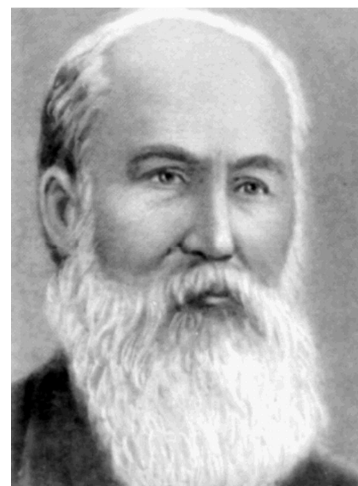
**Дмитро Іванович
Багалій
(1857—1932)**

Слід зазначити, що Учений комітет при Міністерстві землеробства був заснований у 1837 р. для розробки питань організації агрономічної служби й галузевої освіти, створення дослідних станцій тощо. У 1916 р. Комітет зазнав значних еволюційних змін, що сконцентрувало в ньому всі галузі й напрями сільського господарства. Восени 1916 р. тогочасний міністр землеробства граф О.О. Бобринський подав проект до Державної Думи про трансформацію СГВК в Інститут дослідної агрономії. 28 червня 1917 р. Тимчасовий уряд прийняв Тимчасове положення про СГВК, згідно з яким його розвиток передбачався як багатoproфільного дослідного інституту з лабораторіями й допоміжними закладами. Такий підхід відповідав концептуальній ідеї В.І. Вернадського щодо створення мережі державних дослідних інституцій, яку він вперше оприлюднив на загальних зборах Комісії з вивчення природничих сил Росії у грудні 1916 р. «Про державну мережу дослідних інститутів у Росії».

У цьому зв'язку сьогодні вже мало хто згадує про спробу створити Сільськогосподарський інститут у Катеринославській губернії за рахунок благодійних багатомільйонних коштів лікаря й підприємця С. Калачевського*, який помер у 1911 р. Питання набуло величезного громадського резонансу для свого часу й навіть розглядалось у Петербурзькому окружному суді, однак залишилось без остаточного позитивного вирішення. Як писав 9 жовтня 1917 р. В.І. Вернадський у своєму щоденнику: «Віхляєв:... Про завдання і програми Сільськогосподарського вченого комітету... Рейнбот про спадщину Калачевського. Купівля маєтку Харіна поблизу Калачевського для сільськогосподарського інституту. Від Міністерства землеробства, але в контакт з ним...» [51]. Ця сторінка історії становлення теперішнього Харківського національного аграрного університету ім. В.В. Докучаєва ще чекає на свого дослідника.

Ідеї академіка Вернадського щодо форм організації та координації науково-дослідної роботи в аграрному секторі Росії, на відміну від України, знайшли своє втілення. Так, СГВК при Народному комісаріаті землеробства РРФСР як координаційний орган аграрної науки завершив своє існування у першій половині 1923 р. Йому на зміну у Петрограді було створено Державний інститут дослідної агрономії (ДІДА). Рада завідувачів відділів ДІДА 2 травня 1923 р. заснувала його власний друкований періодичний орган «Известия Государственного института опытной агрономии» з метою вісім разів на рік «знайомити широкі кола населення з діяльністю інституту та його відділів» [52].

У цитованій статті також наголошувалось, що діяльність інституту «повинна бути націлена до координаційної роботи з усіма дослідними закладами, станціями та іншими агрономічними установами не лише Росії, але й інших країн». З огляду на це він зобов'язувався інформувати читачів про «найважливіші досягнення й успіхи агрономії та сільського господарства за кордоном, настільки ці досягнення й успіхи зможуть сприяти подальшому економічному розвитку Росії». З цією метою редколегія видання вже з першого номера започаткувала рубрику «Бібліографія», де друкувалась інформація про «важливі і цікаві книги й статті». У першому номері журналу в рубриці



**Микола Феопанович
Кашенко
(1855—1935)**

* Калачевський Сергій (?—1911) – лікар-хірург, видатний підприємець-мільйонер на Криворіжжі; збудував для робітників лікарню, школу, театр, заповів свій будинок на гірничу школу, а копальню подарував Верхньодніпровському земству. – *Ред.*

«Із діяльності Ради завідувачів відділами ДІДА» (див. с. 12) наведено відомості щодо структури установи. Так, ґрунтознавчі дослідження залишились у межах діяльності Бюро по землеробству і ґрунтознавству. До його найближчих наукових перспектив належали: «Карта ґрунтових областей Європейської Росії; ґрунтова карта Західного Сибіру і Туркестану; малюнки вегетаційних дослідів; діаграми пластичності ґрунтів; склад північних ґрунтів та інші».

Після переїзду 1 червня 1918 р. з Полтави до Києва В.І. Вернадський став активним учасником науково-організаційної й культурної діяльності щодо державотворення в Україні, зокрема для потреб сільського господарства. На жаль, це питання у творчості вченого досі залишається комплексно недослідженим. Хоча, мабуть, зробити такий аналіз й узагальнення вкрай складно. Так, він головував на міжвідомчій нараді з розробки Положення про Геодезичний відділ при Київському політехнічному інституті. У Військовому комісаріаті представляв Комісію по вищих навчальних закладах і наукових установах при розгляді питання щодо створення Ветеринарного інституту. Разом з іншими відомими вченими, які залишились у Києві, ініціював створення Асоціації наукових установ і вищих шкіл у межах дії Народного комісаріату освіти, не кажучи вже про активну працю у Геологічному науковому комітеті [53].

Сьогодні у вітчизняному науковому середовищі пам'ятають про особисту державотворчу роль академіка В.І. Вернадського у створенні теперішньої Національної академії наук України [19, 20, 54].

У статті «Трагічні сторінки (з історії Академії наук України)» автори змалювали невідомі події з історії створення Української академії наук, яка дещо відрізняється від офіційно прийнятої за радянської доби [55]. Для істориків аграрної науки це може мати велике значення, враховуючи те, що з уведенням до наукового обігу нових фактів є можливість передбачити тогочасні сподівання вчених, яких ми відносимо до галузі сільського господарства, посісти належне місце в новоствореній академії і взагалі по-новому розглянути академізацію й інститутизацію аграрної науки.

Так, за свідченням авторів статті, М.С. Грушевський ще в березні 1917 р. в межах діяльності Українського наукового товариства (УНТ) планував перетворити його у громадську організацію – Національну академію наук. У тому ж році в Петрограді серед учених, які входили до складу Тимчасового уряду (С.Ф. Ольденбург, М.П. Василенко), обговорювалась ідея створення разом з іншими державної Академії наук України.

Після квітневого перевороту 1918 р. в Києві до влади прийшов гетьман П.П. Скоропадський, який добре знав М.П. Василенка і призначив його міністром освіти. Саме М.П. Василенко запросив з Полтави В.І. Вернадського з метою організації Української академії наук. Було утворено відповідну комісію на чолі з В.І. Вернадським, яка й виробила загальну концепцію заснування академії. До її складу увійшли Д.Й. Багалій, М.Т. Кащенко, Б.О. Кистяківський, Й.Й. Косоногов, А.Ю. Кримський, Г.Г. Павлуцький, Є.В. Спекторський, В.О. Сперанський, С.П. Тимошенко, Є.К. Тимченко, М.Й. Туган-Барановський, П.А. Тутковський, С.Л. Франкфурт. Саме останній і представляв інтереси вітчизняної аграрної науки. Хоча заслужений професор сільськогосподарського відділення Київського політехнічного інституту Микола Теофанович



**Богдан (Федір)
Олександрович
Кістяковський
(1868—1920)**



**Йосип Йосипович
Косоногов
(1866—1922)**



**Григорій Григорович
Павлуцький
(1861—1924)**

Кашченко мав усі підстави вважатись аграрієм. Також мали ґрунтовні наукові праці із сільськогосподарської тематики ординарний академік Російської академії наук Володимир Іванович Вернадський та заслужений ординарний професор університету Св. Володимира Павло Аполлонович Тутковський. Однак за своєю посадою завідувача дослідних полів і Центральною дослідною станцією (нині – Миронівський інститут пшениці імені В.М. Ремесла НААН) Всеросійського товариства цукрозаводчиків Соломон Львович Франкфурт фактично координував сільськогосподарську дослідну справу на Наддніпрянщині.

Проте цим намірам тоді не судилося збутись. 14 листопада 1918 р. за наказом гетьмана П.П. Скоропадського першими дійсними членами УАН стали: «А. По відділу історично-філософських наук: 1. Д.Й. Багалій. 2. А.Є. Кримський. 3. М.Й. Петров. 4. С. Смаль-Стоцький. Б. По відділу фізико-математичних наук: 1. В.І. Вернадський. 2. С.П. Тимошенко. 3. М.Т. Кашченко. 4. П.А. Тутковський. В. По відділу соціальних наук: 1. М.Й. Туган-Барановський. 2. Ф.В. Тарановський. 3. В.А. Косинський. 4. О.І. Левицький».

27 листопада 1918 р. на першому (установчому) засіданні Спільного зібрання УАН таємним голосуванням її президентом було обрано В.І. Вернадського, а неодмінним секретарем А.Ю. Кримського.

Таким чином, біолого-агрономічний цикл на початковому етапі не був підтриманий більшістю вчених, передусім урядовцями, стосовно існування як окремого відділу. Хоча серед перших 12 академіків УАН принаймні шість із них – насамперед В.І. Вернадський, С.П. Тимошенко, М.Т. Кашченко, П.А. Тутковський та певною мірою М.І. Туган-Барановський і В.А. Косинський – розумілись у питанні місця аграрної науки для подальшого розвитку українського суспільства.

29 червня 1929 р. відбулися нові вибори в дійсні члени ВУАН. Переглядаючи список обраних, не можна не звернути увагу на те, що вітчизняна аграрна дослідна справа вперше відразу отримала спочатку сім академіків, а саме: М.Г. Холодний, М.І. Вавилов, О.Н. Соколовський, О.В. Леонтович, Д.К. Третьяков, В.Н. Любименко, А.О. Сапегін, а за рік ще і К.К. Гедройда. Всі вони у своїх наукових працях розглядали аграрні питання. Та й класичний математик М.П. Кравчук та відомий державний діяч та організатор аграрно-економічної науки О.Г. Шліхтер добре знали на них.

Бурхливі політичні зміни в Україні протягом 1919 р. змусили В.І. Вернадського шукати застосування своїм талантам не лише як державотворця, а й займатися власними дослідженнями, зокрема з аграрної науки. Місцем їх проведення в цей період стала Дніпровська біологічна станція – перша в Україні прісноводна біологічна станція, заснована у 1909 р. Київським товариством «Любителів природи». Повноцінну діяльність вона розпочала у 1911 р. Територіально станція розміщувалась у Старосільському лісництві на Дніпрі, що на 16 км вище від Києва. Саме там знаходились так звані літні приміщення станції. Основна будівля була у Києві по вулиці Короленка, 55/15 [56]. На цій станції В.І. Вернадський провів більшу частину літа 1919 р., де плідно працював. За свідченням М.Г. Холодного, на той час тут проводили дослідження її ко-



**Агатангел Юхимович
Кримський
(1871—1942)**

лишній директор професор С.Ю. Кушакевич*, сам М.Г. Холодний і ще кілька біологів з Києва. На жаль, Володимир Іванович у щоденниках не описав своїх вражень про цей період життя [57].

Згодом, у 1921 р. станція перейшла у підпорядкування Всеукраїнської академії наук як один із закладів при фізико-математичному відділі ВУАН. Певний час її очолював відомий учений біолог Д.О. Белінг. У довоєнні роки її прославив академік М.Г. Холодний, у повоєнні – академік П.С. Погрібняк.

Тільки глибоке і всебічне бачення світу, окремих проблем життя, наукової діяльності, унікальне поєднання й оцінка двох філософських понять «базису» й «надбудови» дало змогу В.І. Вернадському відбутися і як видатному вітчизняному історіку науки. Кажуть, що він сам вважав себе таким, розумів, що для подальшого розвитку будь-якого наукового напрямку знань, еволюції методів і шляхів вивчення, потрібно обов'язково знати історію галузі. Тому Володимир Іванович і став ініціатором створення Комісії з історії знань при АН СРСР та першим її головою. У 1932 р. ця Комісія була перетворена на Інститут історії науки і техніки Академії наук [58]. За В.І. Вернадським, основна теза щодо необхідності вивчення історії наукових знань полягала в такому: кожне нове покоління вчених має переглядати історію наукових знань з нових позицій, відкривати в ній нові риси й закономірності.

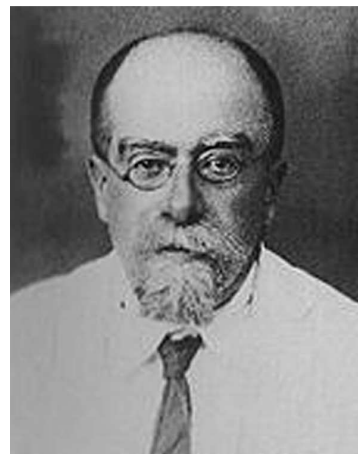
Так і сталося стосовно ще однієї сторінки історії України, а саме становлення сільськогосподарської дослідної справи. Відомо, що «ніщо не виникає з нічого і нікуди безслідно не зникає». На підставі досліджень Центру історії аграрної науки Державної наукової сільськогосподарської бібліотеки (ДНСГБ) НААН, а також власних наукових пошуків стверджуємо, що предтечею теперішньої Національної академії аграрних наук України багато в чому є Сільськогосподарський вчений (згодом – науковий) комітет України (СГВКУ) [59, 60]. За своєю організаційною структурою, а також координаційною сутністю

СГВКУ відповідав сучасному розумінню поняття академії. На жаль, тільки періодичні галузеві видання протягом 1919–1923 рр. віддавали належне зробленому комітетом та його окремими секціями на ниві становлення й розвитку сільськогосподарської дослідної справи в Україні. У післявоєнні часи про це писала українська діаспора в «Енциклопедії українознавства» В.М. Кубійовича в усіх її перевиданнях [61]. Офіційні енциклопедичні видання цього періоду в УРСР про СГНКУ не згадували взагалі [62]. Комплексно не висвітлена державотворча діяльність Комітету й у фундаментальних підручниках часів незалежності, що особливо прикро [63–65].

Як з'ясовано власними дослідженнями автора, у жодному згаданому виданні до 1990 р. стосовно СГНКУ правильно не вказано рік його створення, трапляються недоречності щодо місця заснування та його керівний склад протягом усього періоду існування. Взагалі відсутні дані про те, що академік В.І. Вернадський був його засновником і першим керівником. Авторською статтею, присвяченою історії існування Української



**Євген Костянтинівич
Тимченко
(1866—1948)**



**Євген Васильович
Спекторський
(1875—1954)**

кої Держави гетьмана П.П. Скоропадського протягом 29 квітня—14 червня 1918 р., було

* Кушакевич Сергій Юхимович (1873—1920) – зоолог, професор Київського університету (1915), директор Дніпровської біологічної станції в с. Старосілля. Співпраця з С.Ю. Кушакевичем справила великий вплив на формування світогляду В.І. Вернадського у період розвитку теорії біосфери. У 1919 р. після від'їзду В.І. Вернадського із Старосілля С.Ю. Кушакевич вирішив емігрувати; помер від тифу в дорозі.



**Степан Прокопович
Тимошенко
(1878—1972)**

зроблено спробу в контексті науково-освітнього забезпечення тогочасного сільського господарства виправити ситуацію й повернути українській історії аграрної науки одного з її фундаторів [66]. Що це було саме так, виявилось у процесі підготовки тритомної збірки документів і матеріалів, присвячених святкуванню на державному рівні 75-річчя створення Національної академії аграрних наук України. Видання вийшли в спеціальній серії ДНСТБ НААН «Аграрна наука України в особах, документах, бібліографії» [59, 67, 68].

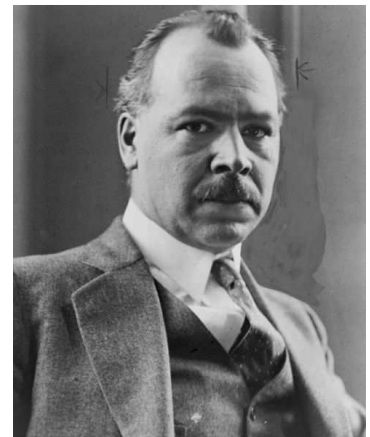
Національна академія аграрних наук України, як координаційна форма функціонування сільськогосподарської науки пройшла доволі складний шлях до свого більш як 80-річного існування. На відміну від НАН України вона тільки чотири рази за свою історію змінювала академічну назву: Всеукраїнська академія сільськогосподарських наук (1931—1935), Українська академія сільськогосподарських наук (1956—1963), Українська академія аграрних наук (1990—2010), Національна академія аграрних наук України (2010 – дотепер).

На підставі власних архівних пошуків автора статті встановлено, що рішення про створення СГВКУ було прийнято Міністерством земельних справ Української держави гетьмана П.П. Скоропадського ще у травні 1918 р. – раніше, ніж був створений оргкомітет по заснуванню Української академії наук [66].

Наказ № 162 про утворення Комітету підписав 1 листопада 1918 р. тогочасний міністр В.М. Леонтович: «до затвердження в законодавчому порядку постійних штатів дорученого Міністерства, утворюються в складі цього Міністерства Комітети: 1) Вчений; 2) Сільськогосподарської освіти» [68]. Трохи згодом, 16 листопада 1918 р., заступник міністра І. Черниш видав наказ № 172: «призначається головою Вченого Комітету Міністерства земельних справ академік Вернадський Володимир з 16 листопада 1918 року...» [69].

Те, що Комітет створювався як аналог уже існуючої раніше такого типу установи в країні до 1917 р., підтверджено в листі № 268 тимчасово виконуючого обов'язки його голови М.В. Шарлеманя та вченого секретаря О.Г. Алешова в березні 1919 р. до Сільськогосподарського вченого комітету в Петербурзі.

Вони писали: «займаючись наразі питаннями своєї внутрішньої організації, Вчений комітет при Комісаріаті землеробства України вбачає доцільним та корисним використання досвіду з питань організації подібних вчених установ Росії, та, передусім, досвіду тотожного йому за завданнями Сільськогосподарського вченого комітету в Петербурзі; ... прийнявши, що ще у зовсім недалекому минулому вирішення наукових питань вивчення кліматичних та ґрунтових особливостей України становило пряме завдання згаданого Комітету» [70]. Стає зрозумілим, чому саме В.І. Вернадському, враховуючи досвід очолювання ним такого типу Комітету до 1917 р. в країні, запропонували керування аналогічним в Україні. За свідченням О.А. Янати: «...Радю Міністрів було затверджено «положення» і штати Вченого Комітету...» [71]. Звісно, все відбувалося за участю Володимира Івановича. Однак 14.12.1918 р. владу гетьмана було ліквідовано, настали часи Директорії (В.К. Винниченко, С.В. Петлюра, Ф.П. Швець, О.М. Андріївський, А.Г. Макаренко), яка 18 грудня 1918 р. тріумфально увійшла до Києва. 26 грудня було створено уряд на чолі з В.М. Чехівським. Трохи згодом, 30 грудня 1918 р., офіційно призначений народний міністр земельних справ у наказі ч. 29 фактично оцінив двомісячну роботу СГВКУ: «...діяльність Вченого Комітету так і не розпочалася...», і далі п. 2 вводить: «замість призначення голови Комітету розпоря-



**Микола Іванович
Вавилов
(1887—1943)**

дженням Міністерства доручити обрання Голови Вченого Комітету самому Комітетові, яке обрання мусить бути затверджене мною» [72]. Таке рішення стало доленосним і для нинішньої НААН, коли загальні збори самі обирають собі президента. Далі п. 3 вищезгаданого наказу: «призначити членами Вченого Комітету Міністерства Земельних справ, з 1 січня 1919 р., проф. Павла Тутковського, проф. Юрія Висоцького, проф. Володимира Вернадського». І, як наслідок цього, п. 5: «звільнити з займаних посад з 1 січня: як призначеного Голову Вченого Комітету професора Володимира Вернадського...». Таким чином, стає зрозумілим, що керівники Директорії не вбачали в академікові Вернадському прибічника «української національної справи». Адже Володимир Іванович реально розгорнув українське державотворення на ниві науково-освітнього процесу, зокрема й для потреб сільського господарства, не просто за часів гетьманату, що для Директорії було доволі важливим, а й узагалі в іншій площині цінностей – у так званий проросійський бік. Спроби Директорії УНР провести повну реорганізацію УАН та СГВКУ викликала з боку В.І. Вернадського шалений протест і протистояння.



**Михайло Іванович
Туган-Барановський
(1865—1919)**

Наслідком цих непорозумінь стала заява В.І. Вернадського від 30.01.1919 р. до голови Ученого Комітету, який на той час уже очолював академік П.А. Тутковський. Володимир Іванович писав: «Високошановний Павле Аполлоновичу, Прошу Вас заявити Комітету, що я складаю з себе обов'язки члена Вченого Комітету, бо умови, на яких я вважав можливим входити до складу Комітету Міністерства З. Справ не виконані. З високою повагою. Ак. В. Вернадський» [73].

5 лютого 1919 р. до Києва вперше вступили війська Червоної Армії і встановилась влада Народних Комісарів України на чолі з Х.Г. Раковським. Прихід нової влади, зрозуміло, з дещо іншими цінностями сприйняття, спонукав В.І. Вернадського замислитись про власне майбутнє взагалі та перебування в УАН, зокрема у Києві. У своєму щоденнику за 4 серпня 1935 р. він залишив цікавий запис: «...якщо виїде Академія, то її не буде, як президент УАН – я щось являю собою – і якщо виїду, то стану зовсім безсилим... я вважаю себе пов'язаним з Академією» [74].

У Центральному державному архіві вищих органів влади і управління (ЦДАВОВ) України зберігається особова справа В.І. Вернадського, яка є унікальною в переліку особового складу співробітників Наркомзему [75]. Із записів видно, що вона заведена кадро-



**Володимир Андрійович
Косинський
(1864—1938)**

виками Народного Комісаріату земельних справ Української РСР 30.01.1919 р. і завершена 04.04.1919 р. У цій «Справі» знаходимо і лист-відповідь на заяву В.І. Вернадського від 30.01.1919 р. Голова Вченого Комітету П.А. Тутковський 20.02.1919 р. написав: «Високошанований Володимире Івановичу. Вчений Комітет Народного Міністерства Земельних Справ, в засіданні своєму 5 лютого 1919 року, обговоривши заяву Вашу про вихід Ваш зі складу Вченого Комітету Міністерства, одноголосно прийшов до висновку, що залишення Вами, людиною великого наукового досвіду, Вченого Комітету буде значною втраченою для наукової праці Комітету. Тому, виконуючи відповідну постанову, одноголосно прийняту Комітетом, щиро прохаю Вас, Володимире Івановичу, залишитись і надалі членом Вченого Комітету на користь нашої науки і на поліпшення сільськогосподарського стану нашого селянства. З щирою повагою» (арк. 2).



**Олександр Григорович
Шліхтер
(1868—1940)**

Незважаючи на таке звернення-прохання 03.03.1919 р. на бланкові «Голова-президент Української академії наук у Києві» В.І. Вернадський знову звернувся до П.А. Тутковського офіційним листом, зареєстрованим 13.03.1919 р. за № 125, що, враховуючи всі обставини і обдумавши їх, не хоче бути зобов'язаним. Наприкінці місяця, 30 березня 1919 р., надійшов ще один лист № 304 голови СГВКУ академіка П.А. Тутковського до Володимира Івановича: «Вчений Комітет НКЗС, знаходячись в періоді організації щодо складу свого постійного пленуму, ніяк не може, по відомим Вам з першого мого листа мотивам, погодитись з тим, щоб у своєму складі недораховуватись Вас, високошановний Володимире Івановичу, і тому, заслухавши Вашого листа від 4-го сього березня, знову ухвалив звернутись до Вас з проханням залишитись членом Комітету. При чому Вчений Комітет підкреслює, що ті обставини, які Ви рахуєте, перешкоджають Вам залишатись надалі членом Комітету, зараз майже не існують – як наслідок конфлікту

між Вами і владою, якої зараз в Києві немає. Сповідуючи про велике бажання всього складу членів Вченого Комітету бачити Вас, користного робітника і особу надзвичайної ерудиції, в своєму складі, знову маю шану ласкаво прохати Вас зректися попереднього рішення і залишитись членом Вченого Комітету НКЗС надалі. – З щирою повагою готовий до послуг Академік П. Тутковський» (арк. 4). Надзвичайно цікавий і змістовний лист до Вернадського, передусім колеги, а також одного з перших керівників УАН та, безперечно, знаного вченого, який усвідомлював геніальність і, головне, стратегію поглядів Володимира Івановича. З відповіддю В.І. Вернадський не забарився. Вже 03.04.1919 р. П.А. Тутковський отримав її, знову на офіційному бланкові «Голови-президента Української академії наук у Києві», що зареєстрована СГВКУ за № 272 від 03.04.1919 р: «...я з великою охотою повернуся до Вченого Комітету, бо ті обставини, про котрі я раніш писав Вам, вже не існують. Прошу передати Комітету мою щирю подяку за прихильне до мене відношення і що я дуже радий бути знову в його складі. З великою повагою готовий до послуг В. Вернадський» (арк. 5).

Цей лист академіка був фактично відповіддю на ще один лист СГВКУ, надісланий від імені секретаріату 01.04.1919 р. за № 327 Вченим секретарем О.Г. Алешо: «Високошановний Володимире Івановичу. Вчений Комітет НКЗС в засіданні своєму від 1-го сього квітня на підставі § 12 свого Статуту таємним голосуванням одноголосно обрав Вас членом Вченого Комітету. Сповідуючи про вищезазначене, ласкаво прошу Вас, Високоповажний Володимире Івановичу, рахувати себе з 1-го квітня членом Вченого Комітету НКЗС, прийнявши на себе всі права й обов'язки, пов'язані зі званням члена згаданого Комітету і бути присутнім на його засіданнях, про термін відбування котрих Ви своєчасно будете оповіщатись окремими сповістками. – З щирою повагою. Готовий до послуг» (арк. 6).

Із викладеного зрозуміло, що перший прихід радянської влади у 1919 р. сприяв поверненню В.І. Вернадського до СГВКУ. Таким чином, він у межах власної компетенції сприяв розгортанню діяльності Комітету через узгодження бюджетного фінансування, статуту, що доволі часто змінювався з еволюцією демократичності до плановості в Україні, а також всіх положень щодо регламентації роботи відділів, секцій та бюро, популяризаційних заходів.



**Дмитро Остапович
Белінг
(1882—1949)**

18 (31) серпня 1919 р. до Києва через Добровільну Армію (ДА) прийшла нова влада. Ще 12 (25) червня 1919 р. розпорядженням Особливої наради (колегіальний дорадчий орган громадянського управління при головнокомандувачеві Збройними силами Півдня Росії, який виконував і законодавчі, і виконавчі функції) на території, що перебувала під контролем ДА, було скасовано чинність усіх законодавчих актів українських урядів. Стосовно СГВКУ, як і УАН, це могло призвести до призупинення їхньої діяльності як державних установ. У цій ситуації В.І. Вернадський, як завжди, активно включився до процесів збереження провідних національних наукових центрів. 8 (21) вересня у київській газеті «Объединение» була надрукована стаття вченого «Одне з завдань денних» із закликом зберегти українські наукові та культурні заклади. Більше того, він особисто поїхав до Новочеркаська і Ростова для зустрічі з генералом А.І. Денікіним, що відбулася 18.09.1919 р. о 19-й годині [76]. У той же час Особлива нарада під головуванням А.І. Денікіна, розглянувши питання про УАН та інші наукові установи, ухвалила рішення зберегти їх власність і підтримати до остаточного вирішення питання про їхнє майбутнє. На цьому ж засіданні було розглянуто пропозиції щодо створення єдиної Академії наук Півдня Росії. В середині листопада 1919 р. В.І. Вернадський з огляду на загрозу повернення більшовиків, які могли б не вибачити йому співпрацю з денікінцями, разом із групою українських і російських інтелігентів поїхав до Ростова-на-Дону, потім до Катеринодара, Новоросійська і, нарешті, до Криму. Є підстави вважати, що у найскрутніші часи невизначеності майбутнього аграрної науки (кінець 1919 – початок 1920-го року), разом з іншими, залишаючись фактично президентом УАН, В.І. Вернадський ініціював «...об'єднання праці Комітету з роботою Української академії наук...» [77]. Підсумком цього стало прийняття 01.02.1920 р. «Статуту Сільсько-Господарського Вченого Комітету України в пристосуванні до Академії наук», розробленого спеціальною комісією [78] та остаточно затвердженого із доповненнями Спільним зібранням Української академії наук 15 березня 1920 року.

Достеменно невідомо, до якого часу В.І. Вернадський вважався членом СГНКУ. В архівних матеріалах ЦДАВОВ України знаходимо відомості, що на 6 грудня 1920 р. серед членів Президії та Секретаріату Комітету був Володимир Іванович, як зазначено, «без штатної посади», тобто безоплатної. Очолював Сільсько-Господарський комітет С.Л. Франкфурт, товариш голови – О.А. Яната, заступник голови – С.Ф. Веселовський, вчений секретар – О.Г. Алешо. Крім В.І. Вернадського тут перелічено прізвища інших відомих учених: В.Д. Огієвський, Г.М. Висоцький, О.В. Фомін, П.А. Тутковський, В.Г. Ротмістров та ін. [79].



**Василь Дмитрович
Огієвський
(1861—1921)**

Наказ ч. 6 по Сільськогосподарському Науковому комітету України від 20 вересня 1921 р., що був виданий з урахуванням затвердження Народним Комісаріатом земельних справ штатів та обрахунків з 25 січня 1921 р., серед членів Комітету вказує і Володимира Івановича Вернадського [80]. Фактично це остання документальна архівна згадка, що стосується академіка В.І. Вернадського в межах діяльності Сільськогосподарського вченого комітету України. Є підстави вважати, що членство В.І. Вернадського в СГНКУ припинилось разом із президентством в УАН після його від'їзду в квітні 1921 р. до Москви.



**Петро Степанович
Погребняк
(1900—1976)**



**Олександр Васильович
Фомін
(1869—1935)**

Проведений історико-науковий аналіз опублікованих монографічних видань, галузевої періодики, а також архівних джерел доводить таке.

Академік В.І. Вернадський є одним із фундаторів аграрного дослідництва в Україні у період 1918—1920 рр. Державотворча діяльність на ниві науково-освітнього забезпечення сільського господарства поставила його на чолі створеного 1 листопада 1918 р. Сільськогосподарського вченого (а згодом наукового) комітету України. За своєю науково-організаційною суттю, а також основною функцією СГНКУ, створений раніше, ніж Українська академія наук, можна вважати предтечею сучасної Національної академії аграрних наук України.

Не менш визначною є роль В.І. Вернадського у становленні наукового (морфолого-генетичного) ґрунтознавства в Україні. Створена ним особисто карта ґрунтів Кременчуцького повіту Полтавської губернії у 1891 р.

є не лише першою картою на генетичній основі окремого територіального району земель сучасної України, а й складовою першої для Росії і, зрозуміло, для України, 10-верстової ґрунтової карти Полтавщини або обласного територіального поділу, теж на генетичній основі. Низка наукових праць, написаних В.І. Вернадським у період перебування в Шишаках на Полтавщині, Дніпровській ботанічній станції, у Криму протягом 1917—1920 рр. сприяли подальшому розвитку ідей його вчителя професора В.В. Докучаєва стосовно морфолого-генетичного ґрунтознавства не лише для України, а й у світовому контексті.

Діяльність академіка В.І. Вернадського, його творча спадщина заклала підвалини становлення вітчизняної історії науки, насамперед природознавства.



**Володимир Григорович
Ротмістров
(1866—1941)**

1. Вернадский В.И. Биосфера // Избранные труды. – М.: Мысль, 1967. – 376 с.
2. Вернадский В.И. Живое вещество в химии моря. – Петербург: Петербургское науч.-химикотехн. изд-во, 1923. – 36 с.
3. Вернадский В.И. Живое вещество и биосфера. – М.: Наука, 1994. – 671 с.
4. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 3. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – 508 с.
5. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 4, кн. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 624 с.
6. Вернадский В.И. Избранные труды по истории науки / Сост. М.С. Быстракова и др. – М.: Наука, 1981. – 359 с.
7. Вернадский В.И. Научная мысль как планетное явление / Под ред. А.Л. Яншина. – М.: Наука, 1991. – 271 с.
8. Вернадский В.И. Начало и вечность жизни. – М.: Сов. Россия, 1989. – 702 с.
9. Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. – Т. II, вып. 2.: Сернистые и селенистые соединения. – Петроград., 1922. – 264 с.
10. Вернадский В.И. Проблемы биогеохимии. I. Значение биогеохимии для познания биосферы. – 2-е изд. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935. – 47 с.
11. Вернадский В.И. Проблемы биогеохимии. IV. О правизне и левизне. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – 16 с.
12. Вернадский В.И. Размышления натуралиста. В 2 кн. [Кн. 1]. – М.: Наука, 1975.
13. Вернадский В.И. Труды по истории науки России. – М.: Наука, 1988. – 467 с.
14. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы земли и ее окружения. – М.: Наука, 1965. – 374 с.
15. Вернадский В.И., Курбатов С.М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги: Лекции Моск. ун-та. 1910—1912 гг. – 4-е изд. – Л., М.: ОНТИ, 1937. – 377 с.

16. Вернадский В.И. История минералов земной коры. – Т. 1, вып. 2. – Л.: Научтехиздат, 1927. – 376 с.
17. Мочалов И.И., Оноприенко В.И. В.И. Вернадский: Наука, Философия, Человек. К 150-летию со дня рождения В.И. Вернадского. Кн. 1. Наука в исторических и социальных контекстах. Изд. 2-е, испр. и доп. – Киев: ГП «Информационно-аналитическое агенство», 2011. – 411 с.
18. Щербак Н.П. Владимир Иванович Вернадский. – 2-е изд., доп. и перераб. – Киев: Наук. думка, 1988. – 108 с.
19. Сытник К.М., Апанович Е.М., Стойко С.М. В.И. Вернадский. Жизнь и деятельность на Украине. – 2-е изд. – Киев, 1998. – С. 288—300.
20. Кіржаєв С.М. Біля джерел Української академії наук у Києві: (сторінки щоденника В.І. Вернадського 1918 р.) // Укр. археогр. щорічник. – Київ, 1992. – Вип. 1. – С. 321—331.
21. Храмов Ю.О., Руда С.П., Павленко Ю.В., Кучмаренко В.А. Рання історія Академії наук України (1918—1921). – Київ: Манускрипт, 1993. – 248 с.
22. Вернадский В.И. Дневники. 1917—1921. – Киев: Наук. думка, 1994. – 271 с.
23. Холодный Н.Г. Из воспоминаний о В.И. Вернадском // Почвоведение. – 1945. – № 7. – С. 325—326.
24. Вергунов В.А. С.Л. Франкфурт і розвиток вітчизняної сільськогосподарської дослідної справи (1901—1920 рр.) // Історичні записки: Зб. наук. праць / За ред. В.П. Михайлика та ін. – Луганськ, 2006. – Вип. 11. – С. 204—240.
25. Вергунов В.А. Академік В.І. Вернадський та місто Переяслав-Хмельницький, або хто їх об'єднує? // Наукові записки з української історії: Зб. наук. статей. – Тернопіль: Аетон, 2006. – Вип. 18. – С. 57—60.
26. Вергунов В.А. Соціально-політичні, економічні й історіографічні чинники функціонування сільського господарства та його науково-освітнє забезпечення в межах Української Держави гетьмана П. Скоропадського (29.04—14.12.1918): події, факти, судження // Історія української науки на межі тисячоліть: Зб. наук. праць / Відп. ред. О.Я. Пилипчук. – Київ, 2006. – Вип. 25. – С. 43—72.
27. Вергунов В.А. Академізація вітчизняної сільськогосподарської дослідної справи: історико-науковий аналіз // Нариси з історії природознавства і техніки. – 2005. – Вип. 45. – С. 167—182.
28. Вергунов В. Академік В.І. Вернадський – один із фундаторів наукового ґрунтознавства та сільськогосподарської дослідної справи в Україні / Історія української науки на межі тисячоліть: Зб. наук. праць / Відп. ред. О.Я. Пилипчук. – Київ, 2006. – Вип. 26. – С. 25—52.
29. Вергунов В.А. Науково-організаційні засади становлення та діяльності Національної академії аграрних наук України (до 50-річчя заснування НААН): Наук. доповідь. – Київ: Аграр. наука, 2012. – 28 с.
30. Вергунов В.А. Полтавське дослідне поле: становлення і розвиток сільськогосподарської дослідної справи в Україні (до 125-річчя державного дослідництва в агрономії та тваринництві) / Іст.-бібліогр. сер. «Аграрна наука України в особах, документах, бібліографії». Кн. 28. – Київ, 2009. – 220 с.
31. Сытник К.М., Апанович Е.М. В.И. Вернадский – почвовед // Почвоведение. – 1988. – № 7. – С. 15—28.
32. Добровольский Г.В. В.И. Вернадский и наука о почве // Там же. – С. 29—34.
33. Зубець М.В. На передовому рубежі аграрної науки // Вісник аграрної науки. – К., 2006. – № 12. – С. 5—9.
34. Асаул А.Н. Экономическая программа КЭПС и ее значение для возрождения экономики России и Украины. – СПб.: Ред. журн. «Экономическое возрождение России», 2005. – 56 с.
35. Страницы автобиографии В.И. Вернадского. – М.: Наука, 1981. – 349 с.
36. Вернадский В.И. Дневники. 1917—1921. – Киев: Наук. думка, 1994. – С. 168.
37. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. V / Под ред. А.П. Виноградова. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 422 с.
38. Вернадский В.И. К вопросу о химическом составе почв // Почвоведение. – 1913. – № 2—3. – С. 1—21.
39. Вернадский В.И. О геохимическом анализе почв // Бюл. III Всерос. съезда почвоведов в Москве. – 1921. – № 3—4. – С. 1—4.
40. Вернадский В.И. Об анализе почв с геохимической точки зрения // Почвоведение. – 1936. – № 1. – С. 8—16.
41. Вернадский В.И. Биогеохимическая роль алюминия и кремния в почвах // Докл. АН СССР. – 1938. – 21, № 3. – С. 127—129.
42. Вернадский В.И. О значении почвенной атмосферы и ее биогенной структуры // Почвоведение. – 1944. – № 4—5. – С. 137—143.
43. Вернадский В.И. Кременчугский уезд // Материалы к оценке земель Полтавской губернии. Естествен-но-историческая часть. Отчет Полтавской губернии земству. – СПб., 1892. – Вып. XV. – с.
44. Вернадский В.И. Страница из истории почвоведения (Памяти В.В. Докучаева) // Научное слово. – 1904. – № 6, вып. 2. – С. 5—26.
45. Вернадский В.И. Титан в почвах // Почвоведение. – 1910. – 12, № 3. – С. 255—259.
46. Флоренский К.П. Вернадский В.И. – натуралист, естествоиспытатель // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 1963. – 3. – С. 111—119.

47. Лано А.В., Смыслов А.А. Биогеохимия: основы, заложенные В.И. Вернадским // Научное и социальное значение деятельности В.И. Вернадского: Сб. науч. трудов / Под ред. А.П. Яншина. – Л.: Наука, 1989. – 416 с.
48. Архів РАН. – Ф. 518. – Оп. 2. – Спр. 4. – Арк. 201—248.
49. Вергунов В.А. Професор С.М. Богданов – видатний організатор вітчизняної наукової й освітньої агрономії // Історія української науки на межі тисячоліть: Зб. наук. праць / Відп. ред. О.А. Пилипчук. – Київ, 2005. – Вип. 22. – С. 46—61.
50. Мочалов И.И. Владимир Иванович Вернадский. – М., 1982. – С. 218—219.
51. Вернадский В.И. Дневники. 1917—1921. – Киев: Наук. думка, 1994. – С. 11.
52. От редакции // Изв. Гос. ин-та опытной агрономии / Под ред. Н.И. Кузнецова. – Петроград: Изд-во НКЗ. – 1923. – С. 1—3.
53. Вернадский В.И. Дневники. 1917—1921. – Киев: Наук. думка, 1994. – С. 50.
54. Храмов Ю.О., Руда С.П., Павленко Ю.В., Кучмаренко В.А. Ранняя история Академии наук Украины. (1918—1921). – Київ: Манускрипт, 1993. – 248 с.
55. Матвеева Л., Циганкова Є., Янковський О. Трагічні сторінки (з історії Академії наук України) // Україна. Наука і культура. – 1994. – Вип. 28. – С. 80—115.
56. Дніпровська біологічна станція // Наукові установи та організації УРСР. – Харків: Державна планова комісія УРСР, 1930. – С. 177—178.
57. Вернадский В.И. Дневники. 1917—1921. – Киев: Наук. думка, 1994. – С. 136—137.
58. Яншин А.Л., Яншина Ф.Т. Значение научного наследия В.И. Вернадского для современности // Научное и социальное значение деятельности В.И. Вернадского: Сб. науч. трудов / Под ред. А.Л. Яншина. – Л.: Наука, 1989. – 416 с.
59. Сільськогосподарський науковий комітет України (1918—1927 рр.): Зб. документів і матеріалів / Уклад.: В.А. Вергунов, А.С. Білоцерківська, Б.К. Супіханов, С.Д. Коваленко. – Київ, 2006. – 528 с.
60. Вергунов В.А. Академізація вітчизняної сільськогосподарської дослідної справи: історико-науковий аналіз // Нариси з історії природознавства і техніки. – 2005. – Вип. 45. – С. 167—182.
61. Всеукраїнська академія сільськогосподарських наук: Зб. документів і матеріалів / Уклад.: В.А. Вергунов, І.В. Гриник, З.П. Кірпаль та ін. – Київ: Аграрна наука, 2006. – 314 с.
62. Богданов Г.А. Сельскохозяйственные науки // Укр. сов. энциклопедия. – Киев, 1985. – Т. 11, кн. 2. – С. 310—312.
63. Онопрієнко В.І. Сільськогосподарська наука // Історія української науки XIX—XX століть: Навч. посіб. – Київ: Либідь, 1998. – С. 80—85.
64. Енциклопедія українознавства: Словникова частина / За ред. В.М. Кубійовича. – Париж; Нью-Йорк: Молоде життя, 1976. – Т. 8. – С. 2873.
65. Аграрна історія України: Курс лекцій / О.С. Коденюк. – Кам'янець-Подільський: Абетка, 2005. – 300 с.
66. Панченко П.П., Шмарчук В.А. Аграрна історія України: Підручник. – 2-е вид. – Київ: Т-во «Знання», КОО, 2000. – 342 с.
67. Українська академія сільськогосподарських наук (1956—1962 рр.): Зб. документів і матеріалів / УААН, ДНСГБ; Уклад.: В.А. Вергунов, Н.Б. Щebetюк, Б.К. Супіханов, О.Б. Бакуменко – Київ, 2006. – 380 с.
68. Наказ Міністерства земельних справ 1 листопада 1918 року. Ч. 162. – ЦДАВОВ України. – Ф. 1061. – Оп. 1. – Спр. 32. – Арк. 202.
69. Наказ Міністерства земельних справ 1 листопада 1918 року. Ч. 162. – ЦДАВОВ України. – Ф. 1061. – Оп. 1. – Спр. 32. – Арк. 216.
70. Сельско-Хозяйственному Ученому Комитету. – ЦДАВОВ України. – Ф. 1230. – Оп. 1. – Спр. 2. – Арк. 21.
71. Яната О., Ювженко І. Коротке справоздання про діяльність Сільсько-Господарського Вченого Комітету України за 1919 рік // Праці Сільсько-Господарського Вченого Комітету України. – 1920. – Т. 1. – С. 3—6.
72. Наказ по Міністерству земельних справ 30 грудня 1918 року. Ч. 29. – ЦДАВОВ України. – Ф. 1061. – Оп. 1. – Спр. 32. – Арк. 303—304.
73. Коротке справоздання про діяльність Ботанічного бюро (Секції і відділу) за квітень—грудень 1918 року. Ботанічне бюро 26 грудня 1918 року. № 45. – ЦДАВОВ України. – Ф. 1230. – Оп. 1. – Спр. 5. – Арк. 31.
74. Архів РАН. – Ф. 518. – Оп. 2. – Д. 7. – Л. 37.
75. Бюро персонального складу СГНКУ. Справа члена Наукового Комітету Вернадського Володимира Івановича. – ЦДАВОВ України. – Ф. 27. – Оп. 17 л. – Спр. 678. – Арк. 1—6.
76. Вернадский В.И. Дневники. 1917—1921. – Киев: Наук. думка, 1994. – С. 159.
77. Яната О.А., Ювженко І. Коротке справоздання про діяльність Сільсько-Господарського Вченого Комітету України за 1919 рік // Праці Сільсько-Господарського Вченого Комітету України. – 1920. – Т. 1. – С. 3—6.

78. *Статут Сільсько-Господарського Вченого Комітету України, ухвалений Комісією по перегляду його 1/II 1920 р. (в складі М. Флорова, В. Огієвського і О. Янати) в пристосуванні до Академії наук. – ЦДАВОВ України. – Ф. 1230. – Оп. 2. – Спр. 1. – Арк. 10—11.*
79. *Склад членів і співробітників Сільсько-Господарського Вченого Комітету України на 6 грудня 1920 року. – ЦДАВОВ України. – Ф. 1230. – Оп. 1. – Спр. 1. – Арк. 48—57.*
80. *Наказ по Сільсько-Господарському Науковому Комітету України. Ч. 6 від 20 вересня 1921 року, м. Київ. – ЦДАВОВ України. – Ф. 1230. – Оп. 1. – Спр. 4. – Арк. 38—39.*

Вергунів В.А. РАЗВИТИЕ АГРАРНОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ДЕЛА В УКРАИНЕ В ТВОРЧЕСКОМ НАСЛЕДИИ АКАДЕМИКА В.И. ВЕРНАДСКОГО

С привлечением архивных материалов и документов рассмотрена деятельность В.И. Вернадского как одного из основателей аграрного опытного дела в Украине. По этим источникам, а также на основе малоизвестных и отдельных нерассмотренных раньше страниц собственных воспоминаний оценено творческое наследие ученого. Отражено участие В.И. Вернадского в научно-организационной деятельности Украинской академии наук на посту ее Президента, а также члена Сельскохозяйственного ученого комитета Украины.

Vergunov V.A. DEVELOPMENT OF THE AGRICULTURAL RESEARCH WORK IN UKRAINE IN CREATIVE HERITAGE OF ACADEMICIAN V.I. VERNADSKY

Basing on archive documents, the authors examined the work of V.I. Vernadsky as one of the pioneers of agrarian experiments in Ukraine. Using these sources and practically unknown earlier pages of V.I. Vernadsky's memoirs, the scientist's heritage was assessed. Participation of V.I. Vernadsky in scientific and organizational activity of the Ukrainian academy of sciences as its President and a member of the agricultural research committee of Ukraine.

Фомин Ю.А.*ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»***ТОРИЙ В УРАНОВОРУДНЫХ АЛЬБИТИТАХ КИРОВОГРАДСКОГО МЕГАБЛОКА**

Приведены петро-геохимический состав, радиогеохимические типы и генетические особенности гнейсов чечелеевского литолого-стратиграфического уровня, с которыми связаны ураново-альбититовые месторождения и которые изначально формируют ториеносность изученных объектов. Рассмотрено поведение тория в процессах становления указанных месторождений.

Теперь, когда человечество вступает в новый век лучистой – атомной энергии, мы, а не другие, должны знать, должны выяснить, что хранит в себе в этом отношении почва нашей родной страны.

В.И. Вернадский

Введение

Информация о ториеносности урановорудных альбититов и вмещающих их пород, содержащаяся в опубликованных (и фондовых) работах, довольно скудна и противоречива. В самой ранней сводке по месторождениям урана Украины Ю.П. Егоровым приведена подробная геохимическая характеристика Мичуринского месторождения, первого открытого из этой формации; урановые руды в ней названы безториевыми [1]. Более поздние минералогические исследования руд Ватутинского месторождения позволили В.Т. Дубинчуку [2], наряду с урановыми минералами (и в ассоциации с ними), идентифицировать торит и его разновидность – хюсонит. Из апогранитных альбититов НовоCONSTANTINOVСКОГО месторождения М.С. Ходоровским (та же работа) выделены акцессорные монацит, циркон, апатит и определено содержание тория в них. Во вмещающих новоукраинских гранитах этого же месторождения зафиксирована наиболее высокая концентрация тория (до 200 г/т). Из последних работ по торию отметим обобщающий отчет Е.А. Кулиша и др. (2008): выделяя как перспективную на торий редкометальную рудную формацию ураноносных альбититов, авторы в основном отсылают к северной части Криворожской зоны с Желтореченским и Первомайским месторождениями U, Sc, Y, Th. Касаясь альбититов Кировоградского блока, они ограничиваются констатацией, что эти альбититы «часто являются ураноносными рудами промышленного значения, однако тут есть и ториеносные месторождения альбититового типа».

Исходя из вышеизложенного, основной целью разработки является исследование поведения тория во всех геологических процессах, так или иначе связанных с формированием месторождений урана альбититовой формации применительно к Кировоградскому блоку [2]. При рассмотрении этих процессов можно говорить о трех этапах минерализации: седиментационном, метаморфогенном, включая сингранитизационные процессы, и постгранитизационном метасоматическом. К первому относится накопление осадков раннепротерозойского флиша; ко второму – их региональный метаморфизм (гнейсификация) в условиях амфиболитовой фации с последующей, достаточно широко проявленной гранитизацией; к третьему – щелочной метасоматоз (альбитизация) и собственно урановое рудообразование.

Наше повышенное внимание обращено к исходным гнейсам этого региона, что обусловлено рядом факторов. Важнейшим среди них является пространственная связь не только месторождений урана, но и так называемого «гнейсового» золота малосульфидной золото кварцевой (с теллуридами) формации с толщами суперкрупных пород раннего

протерозоя, в составе которых в том или ином количестве обязательно присутствуют гнейсы повышенной металлоносности. Кроме того, как будет показана ниже, эти гнейсовые толщи имеют самое непосредственное отношение к масштабам ториеносности указанных месторождений.

Состав и условия формирования гнейсов

Вмещающими для всех месторождений урановорудных альбититов Кировоградского блока являются раннепротерозойские породы метаморфогенной триады: гнейсы – мигматиты – граниты, изотопный возраст которых охватывает период от 2500—2300 млн лет (для биотитовых гнейсов Кировоградской зоны) до 2065—2026 млн лет (для ряда массивов кировоградских гранитов) и 2040—2019 млн лет (для новоукраинских гранитов) [2, 3].

В указанной триаде ближе всего к исходным образованиям находятся гнейсы ингуло-ингулецкой серии. Из многочисленных работ, посвященных этим породам, на наш взгляд, следует выделить монографию В.Н. Кобзаря [4]. Автор на основе детальной генетической реконструкции гнейсовых толщ Кировоградского блока и сопоставления их с верхними свитами криворожской серии пришел к выводу об их фациально-стратиграфической аналогии и общей металлогенической специализации в зависимости от состава денудированного архейского основания. Наши исследования [5, 6], подтверждая сделанный вывод, позволили выделить в этой части Украинского щита литолого-стратиграфический и возрастной (гданцевско-чечелевский) уровень, характеризующийся повышенной металлоносностью (прежде всего U, Th, Au). Судя по изотопному составу углерода и сульфидной серы, рудовмещающие породы чечелевской свиты можно считать изотопно-геохимическими аналогами гданцевской и глееватской свит Криворожья с присущими им условиями седиментогенеза: восстановительной обстановкой осадкоотложения в полуизолированных или изолированных бассейнах лагунного типа, обилием органики в илах, сульфатредукцией и ограниченным доступом сульфатных вод. Но, конечно, прежде всего, это изменение газового состава атмосферы до существенно кислородного. По содержанию углерода, его формам и их изотопному составу рудовмещающие породы зоны вполне соответствуют типичным метаморфизованным углеродисто-осадочным образованиям.

В составе гнейсов на изученных нами месторождениях преобладают биотитовые разновидности с графитом, кордиеритом, гранатом, амфиболом, гиперстеном; из породообразующих минералов, кроме того, присутствуют кварц, плагиоклазы (олигоклаз, зональный андезин) и микроклин. Иногда в них послойно развивается магнетит, сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит, сфалерит). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, сфеном. Усредненный количественно-минералогический состав неизмененных гнейсов (%): кварц 10—50, плагиоклазы с преобладанием олигоклаза 15—70 и биотит 5—45, кордиерит – до 40, гранат – до 40, графит – до 5, турмалин – до 5; часто встречаются магнетит – до 12 и сульфиды – пирротин, пирит; акцессорные – апатит, циркон и другие – 0,05—0,3 [4].

В гнейсовых разрезах присутствуют также амфибол-клинопироксеновые с плагиоклазом (андезином – битовнитом), кварцем, кальцитом, сфеном породы (скарноиды), образующие будины или небольшие линзы зонального строения. Минералогический состав зон (%), по тем же данным, следующий: внешние зоны включают плагиоклаз (андезин № 40—45) 50—70, биотит – до 15—20, гранат 10—15; промежуточные зоны состоят из андезина 40—70, кварца 5—40, зеленой роговой обманки 15—25, графита – до 5, граната, сфена; во внутренних зонах установлены лабрадор № 60—63 – до 50—60, диопсид – до 35, кварц – до 5—7, гранат – до 5—10, а также графит, сфен, апатит, магнетит, циркон. Следует подчеркнуть обычное присутствие в составе скарноидов, судя по нашим наблюдениям, карбонатной составляющей – кальцита, а также иногда пренита.

Согласно реконструкции В.Н. Кобзаря, биотитовые гнейсы с кордиеритом, графитом и гранатом представляют собой песчано-глинистую, а плагиоклаз-пироксен-амфиболовые скарноиды – мергелистую составляющие ритмичного флиша, типичного для трансгрес-

сивных осадочных отложений геосинклинальных прогибов. Характерная для гнейсов слоистость отражает существенные послонные колебания содержаний порообразующих, второстепенных и акцессорных минералов, а также изменчивость их текстурно-структурных рисунков. Например, как отмечает автор (и это подтверждается нашими петрографическими наблюдениями в рамках урановой Юрьевки), отдельные слои пород сильно различаются концентрацией акцессорных минералов, в частности, что особенно важно для нашей разработки, монацита и циркона.

Выводы автора согласуются с нашими определениями петрохимического состава гнейсов в пределах Севериновского и Ватутинского месторождений урана, а также Восточно-Юрьевского месторождения золота, а сопоставление терригенных гнейсов чечелевского уровня с типичным флишем [7] по ряду петро- и геохимических показателей (табл. 1) позволяет уточнить условия формирования рудовмещающих пород.

Таблица 1. Петро- и геохимические показатели метафлиша на месторождениях U и Au

Петро- геохимические показатели	Гнейсы				Скарноиды
	Ватутинское месторождение	Севериновское месторождение	Коноплянское месторождение	Восточно-Юрьевское месторождение	
Al ₂ O ₃ , %	14,10	14,67	—	14,19	13,35
TiO ₂ , %	0,59	0,64	—	0,50	0,44
Al ₂ O ₃ :TiO ₂	28,1	26,9	—	28,1	32,6
ΣFeO:MnO	48,7	47,2	—	62,5	22,9
Zr:Cu	3,8	2,3	0,9	2,0	3,8
V:Zr	1,4	2,8	5,6	1,1	0,3
V:Cu	5,5	6,4	5,2	1,9	1,0
Zr, г/т	121,0	56,0	28,5	83,1	153,0
Cu, г/т	31,5	24,0	31,0	47,5	40,4
V, г/т	172,0	154,0	160,0	80,6	40,0
Sr, г/т	9,0	22,1	44,9	243,4	470,0
Ba, г/т	56,7	57,0	128,0	652,9	250,0
Sr:Ba	0,16	0,39	0,35	0,37	1,88
K ₂ O:Na ₂ O	0,73	1,19	—	0,81	1,56

Примечание. Средние показатели рассчитаны на основе полных силикатных и спектральных анализов, выполненных в лабораториях ВОСТГОКа (Ватутинское, Севериновское и Коноплянское месторождения урана) и ГГП «Кировгеология» (Восточно-Юрьевское месторождение золота). Материалы автора.

Полагая содержание Al₂O₃ в гнейсах как косвенный показатель глиноземистости исходных осадочных пород, следует согласиться с выводом о существенно метапелитовой их природе, в пользу чего, кроме того, свидетельствует распространение в изученных гнейсовых разрезах кордиерита и граната, а также (косвенно) графита. Судя по данным систематического опробования керна скважин ГГП «Кировгеология» и нашим материалам, гнейсы Восточно-Юрьевского месторождения золота в среднем менее «глиноземисты» (Al₂O₃ 14,19 % по 35 пробам), по сравнению с гнейсами урановорудных полей (Al₂O₃ 14,44 % по 8 пробам).

Что касается зональных метамергелей, изученных нами в пределах золоторудного поля, то петрохимически они отчетливо выделяются высоким содержанием (%) CaO (6,33—21,17) и CO₂ (0,36—1,10), а также иногда повышенным количеством P₂O₅ (до 0,60), реализованного в виде апатита, и пониженным – щелочей (Na₂O 0,19—1,06; K₂O 0,38—1,66). Количество Al₂O₃ также понижено (13,35), в том числе и в сравнении с гнейсами района. Представляется, что эти части геологических разрезов более глубоководны.

Взаимоотношения некоторых элементов способствуют решению вопроса о континентально-лагунном или морском происхождении флиша. В частности, согласно Э.Н. Янову [7], отношение Al₂O₃:TiO₂ в морских аргиллитах и известняках ниже, чем в континентальных: 15—60 и 70—120 соответственно. В наших гнейсах это отношение соответ-

ствует морским отложениям с увеличением в ряду: гнейсы Севериновского месторождения → гнейсы Восточно-Юрьевского (а также Ватутинского) месторождений → скарноиды Восточно-Юрьевского месторождения. Указанная тенденция, особенно с учетом противоположного поведения глинозема (см. табл. 1), определяется количеством в породах титана. Действительно, содержание TiO_2 в этом ряду снижается, причем на всех объектах, наряду с рядовыми его содержаниями, установлены аномальные (0,78—3,92 % TiO_2). Основным концентратором титана является сфен, возможно также присутствие рутила и ильменита. Важно подчеркнуть неравномерность распределения этих минералов в породах с обогащением ими отдельных осадочных слоев, а также постепенное уменьшение механической их примеси с глубиной.

По отношению $Fe_2O_3 + FeO:MnO$ с уверенностью можно говорить лишь о морской природе мергелистых флишоидов Восточно-Юрьевского месторождения. В гнейсах этого же месторождения данное отношение существенно выше. Основная причина – в разном содержании MnO , повышенном в первых (0,18—0,42 %) и пониженных в последних (0,06—0,09 %), что вполне соответствует фациям глубинности, а именно обогащением марганцем более глубинных карбонатных фаций. Гнейсы Севериновского и Ватутинского месторождений по отношению суммарного железа к марганцу занимают промежуточное положение между двумя группами пород Восточной Юрьевки.

Использование пар элементов с участием циркония дает хорошие результаты при невысоком содержании этого элемента (<100 г/т). По данным Э.Н. Янова отношение $Zr:Cu$ в морских алевролитах и аргиллитах (1—3,5) ниже, чем в континентальных (3,5—8), а $V:Zr$ выше (0,25—4 и 0,12—0,4 соответственно). Это вполне естественно, поскольку оба показателя количественно соотносят Zr (в виде циркона) с типично хемогенными элементами (Cu и V); в первом отношении Zr в числителе, во втором – в знаменателе. Для гнейсов Севериновского, Северо-Коноплянского и Восточно-Юрьевского месторождений с содержанием циркония (в среднем по объектам) 27,2—92,8 г/т отношение $Zr:Cu$ соответствуют морской природе отложений. В гнейсах Ватутинского и скарноидах Восточно-Юрьевского месторождений с повышенной концентрацией Zr (121—351 г/т) это отношение в среднем несущественно отличается от верхнего предела указанных для морских осадков значений. Значения же отношения $V:Zr$ для всех выборок гнейсов и скарноидов однозначно указывают на первично морскую их природу.

Сравнение $Zr:Cu$ и $V:Zr$ в исходных породах урановых месторождений и золоторудного поля, а также в гнейсах и скарноидах последнего показывает противоположные тенденции: значения $Zr:Cu$ в указанном направлении возрастают, а значения $V:Zr$ – снижаются. При этом в ряду месторождений: Севериновское (гнейсы) – Северо-Коноплянское (гнейсы) – Восточно-Юрьевское (гнейсы) – то же месторождение (скарноиды) концентрация циркония увеличивается, очевидно, за счет накопления в осадках внутригеосинклинального прогиба циркона в виде тонкой механической взвеси, тогда как медь и ванадий ведут себя альтернативно.

О морской или континентальной природе осадков позволяет судить и отношение $V:Cu$, которое, согласно Э.Н. Янову, в континентальных осадках всегда меньше 1, а в морских – превышает ее (2,5—7,7). В нашем случае наиболее низкие значения этого отношения присущи гнейсам и скарноидам Восточно-Юрьевского месторождения; для гнейсов остальных (урановых) объектов эти значения существенно выше, что также свидетельствует о нарушении соотношения ванадия и меди при смене терригенных фаций более глубинными карбонатными.

Что касается отношения $Sr:Ba$, которое является индикатором солености бассейнов, то преобладание бария над стронцием в гнейсах всех урановых месторождений, а также в большинстве их Восточно-Юрьевского месторождения золота свидетельствует о невысокой солености бассейнов, по крайней мере, в этой части региона можно говорить скорее о лагунных условиях. В скарноидах золоторудного поля, наоборот, стронций (в среднем) преобладает над барием ($Sr:Ba = 1,88$), т.е. ритмическое опускание дна скорее со-

проводилось підвищенням солоності води, можливо, отриманням басейна. При цьому слід підкреслити більш високі вмістища обох елементів в вихідних породах золоторудної Юр'євки по порівнянню з едуктом уранових місцьорождень. Порівняння концентрацій цих елементів в гнейсах Севериновського, Северо-Коноплянского и Восточно-Юр'євського місцьорождень демонструє чіткі тенденцію зростання рівня їх накоплення (и в значительних масштабах) в Кировоградській зоні в напрямленні з півночі на південь, при близьких значеннях відношень Sr:Ba.

Відношення $K_2O:Na_2O$ може слугувати показателем тривалості переносу обломочного матеріалу в процесі накоплення піщано-глинистого или карбонатного фліша. По думці Л.Б. Рухина [8], при недовготривалому переносі обломочного матеріалу $Na > K$, а при тривалому його переотложенні $K > Na$. В нашому випадку $K_2O:Na_2O$ варіює в широких межах (0,32—2,81), досягаючи максимальних значень в метамергелях. В метатерригенних породах (гнейсах) воно суттєво нижче, що підтверджує висновок Э.Н. Янова [7] о більш тривалому формуванні осадов при накопленні карбонатного матеріалу и, скоріш всього, на наш погляд, о більш глибоководної його природі.

Таким чином, нам представляється цілком обґрунтованим віднесення характеризуємих гнейсових товщ к терригенно-карбонатному флішу. Разом з тим, не можна не відзначити думку Л.М. Ганжі и др. (1991) о належності отложений чечелевської свити вихідно к грубогнейсовій углеродисто-терригенній моласоїдній формации, метаморфизованній в умовах амфіболітової фазії метаморфізму. З урахуванням геолого-тектонічної близькості цих формаций протиріччя тут ми не бачимо. Тем більш що в складі шполянської и глеватсько-гданцевської свит, дійсно, в верхніх частинах розрізів широко розвита метаконгломератова складова. Згідно Л.Б. Рухину [8] флішеві и моласові отложения відносяться к геосинклінальним формациям періоду загального постінверсійного підняття з формуванням вузьких внутрішньосинклінальних прогибів и таких же підняттях. Обидві формации складені головним чином обломочним матеріалом и майже цілком утворюються, спочатку фліш, а потім моласи, шляхом розмивання підняттях и заповнення прогибів. Якщо формуванню першого відповідає розмивання верхньої частини підняттях (можливо, кори вивітривання), то другі представляють собою розрушені підстилаючі породи. Переслаивання ж пелитових и більш глибоководних мергелистих осадов (в складі фліша) є наслідком ритмічного руху морського дна.

Введені петрогеохімічні дані узгодяться и з геотектонічним положенням золотокварцевих и урановоальбітитових місцьорождень. Те и інші розташовані, в основному, по периферії гранітно-купольних структур (як джерела енергії), але, якщо золоторудні локалізовані во зовнішній, то уранові – во внутрішній частинах латеральної системи. Останнє сказується на співвідношенні місцьорождень в розломі: уранові руди майже завжди локалізовані в лежачому боці безпосередньо в зоні розлому, руди золота – в висячому боці на відстані, в оперюючих структурах; руди урана – в зонах діафтореза з ознаками відкриття мінералоутворюючих систем на глибину, для руд золота такі ознаки не виявлені. Спочатку місцьорождень золота цього типу пов'язані з прогибами, виконаними гнейсовими товщами, уранові ж – з краєвими прикупольними їх частинами з проявом мігматизації. Звідси широке розв'язання графітосодержачих гнейсів (+ мергелиста складова) на об'єктах золота и інтенсивна гранітизація на об'єктах урана.

Торій и уран в гнейсах

Нижче розглянуті основні особливості розподілу торія и урана в гнейсах вивчених нами місцьорождень ураноносних альбітитів и золотоносної Юр'євки, проведена радіогеохімічна їх типізація, а також зроблені деякі генетичні висновки відносно форм знаходження радіоактивних елементів и джерел мінерального речовини. Акцент зроблено на Юр'євському місцьородженні (золота и урана), як найбільш представительному в цьому відношенні.

При этом мы исходим из того, что исследуемые гнейсы относятся к особому литолого-стратиграфическому и возрастному уровню, проявленному значительной металлоносностью и, прежде всего, повышенной концентрацией радиоактивных элементов и золота. Но, если гнейсы в пределах урановых месторождений альбититовой формации характеризуются существенно повышенным содержанием U и Th, то исходные породы района развития золотокварцевых руд отличаются повышенным количеством Au, что подтверждается сравнением их кларков концентрации – средних содержаний по месторождениям, нормированных к их кларкам в земной коре (по А.П. Виноградову [9]).

Так, в ряду месторождений урана Ватутинское – Новоконстантиновское – Севериновское – Северо-Коноплянское – Юрьевское содержание U, нормированное к его кларку (2,5 г/т), составляет соответственно 2,8; 2,5; 1,8; 2,0; 3,0, тогда как этот показатель для гнейсов и скарноидов Восточно-Юрьевского месторождения золота равен 0,8 и 0,9 соответственно. Содержание Th, нормированное к его кларку (13 г/т), в этом ряду составляет: 2,0; 1,0; 1,7; 1,7; 2,6, что, в общем, сходно с U. И таким же снижением показателя характеризуются гнейсы и скарноиды Восточной Юрьевки – 0,9 и 1,0 соответственно. Важно подчеркнуть, что в выборках терригенной формации биотитовых гнейсов [11] либо гнейсов ингульской свиты [10] всего региона кларки концентрации урана несколько повышены (1,3 и 1,1) относительно этих показателей для тория (0,8 и 0,9).

Содержание Au в гнейсах Восточной Юрьевки (относительно кларка, 0,0043 г/т), наоборот, в 2 раза выше, чем на Юрьевском месторождении урана: 1,4—2,8; в скарноидах этот показатель снижается, оставаясь, тем не менее, повышенным – 1,6. Золотоносность гнейсов этого уровня отмечается В.Н. Кобзарем [4]: встречаемость золота в биотитовых плагиогнейсах ингульской свиты – 64,9 %, в диопсид-плагиоклазовых породах она даже выше – 75,2 %, причем около половины проб со значимым золотом содержит его 0,01—0,03 г/т, т.е. существенно больше кларка. По данным пробирно-спектрального анализа (Л.М. Ганжи и др., 1991) содержание золота в исходных породах района составляет (мг/т): гнейсы биотитовые – 5,5; гнейсы кордиерит-биотитовые – 9,1; гнейсы графит-биотитовые – 50,7; диопсид-амфиболовые породы – 16,6.

Из других элементов в гнейсах урановых месторождений устойчиво повышенными относительно кларков концентрациями характеризуются V, Pb, часто Mo, Ni, Zn; в гнейсах золоторудного поля такие содержания зафиксированы для Mo, для большинства элементов они близки к кларковым или понижены, особенно для скарноидов.

Переходя к детальной радиогеохимической характеристике гнейсов, подчеркнем крайне неравномерное, местами контрастное, распределение радиоактивных элементов, и особенно тория, в пределах отдельных конкретных разрезов пород по скважинам (табл. 2). Иногда такие разрезы вскрывают породы одного радиогеохимического типа – например, скважины 2021 с проявлением наиболее ториеносных гнейсов и 2433 с 300-метровым интервалом практически безториевых гнейсов. С другой стороны, нередко в разрезе одной скважины наблюдаются гнейсы двух и более радиогеохимических типов. Например, в скважине 2039 среди гнейсов с содержанием тория, близким к фоновому, отмечены слои как высокоториевых, так и безториевых пород. В общем, по содержанию тория и урана, а также по отношению этих элементов (Th:U) с известной долей условности можно выделить 5 радиогеохимических типов гнейсов (табл. 2—4).

1. К первому типу отнесены гнейсы с близким к кларковым значениям содержанием U и Th: в среднем 1,9 г/т и 12,0 г/т, иногда с отклонениями относительно кларков в ту или другую сторону, чаще в сторону понижения, и повышенным отношением Th/U – 6,3. Такие разновидности пород особенно характерны для Восточно-Юрьевского месторождения золота, где выборка их весьма представительна (111 проб, табл. 4), хотя они встречаются и на других объектах. Типичные для этого разреза скарноиды на мергелистой основе, по сравнению с гнейсами, несколько обогащены радиоактивными элементами, особенно ураном: U – 2,6; Th – 12,7 г/т; Th/U – 4,9, что соответствует кларкам элементов. В общем, этот тип в сред-

нем радиогеохимически близок всему массиву гнейсов ингульской свиты ингуло-ингулецкой серии Кировоградского мегаблока [10], включающему 158 проб на U и 294 пробы на Th.

Таблица 2. Послойное распределение U и Th (г/т) в гнейсах чечелевской свиты Юрьевского месторождения урана и золота

№ скв.	Глубина, м	n	U		Th		Th:U	
			пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
Юрьевское месторождение урана								
2023	125—823	10	4,0—13,6	7,8	8,4—15,3	12,9	0,8—3,4	1,6
2025	476—687	2	7,6—7,9	7,8	12,2—12,3	12,2	1,5—1,6	1,6
2028	139—398	4	6,6—10,9	8,7	11,8—18,2	14,9	1,1—2,3	1,7
2039	88—996	11	5,1—9,9	6,5	10,8—24,7	14,6	1,1—3,8	2,2
2021	197—327	7	5,7—12,5	9,4	92,1—104,0	97,7	7,6—17,5	10,4
2039	689—702	2	6,1—10,3	8,2	118,8—127,7	119,8	11,5—20,9	14,6
2039	724—802	3	4,5—5,2	4,9	<2	1,0	0,2	0,2
Радиогеохимические типы гнейсов								
Тип 2		27	4,0—13,6	7,4	8,4—24,7	13,8	0,8—3,8	1,9
Тип 3		3	4,5—5,2	4,9	<2	1,0	0,2	0,2
Тип 4		9	5,7—12,5	9,1	92,1—127,7	102,6	7,6—10,9	11,3
Восточно-Юрьевское месторождение золота								
3549	193—534	17	1,0—5,0	2,2	7,0—14,0	10,1	2,2—10,0	4,6
2911	205—270	4	3,0—5,0	4,0	17,0—26,0	20,8	3,4—8,7	5,2
2911-3	637—781	4	1,0—4,0	2,2	<2	1,0	0,2—1,0	0,4
2433	301—600	5	1,0—6,0	3,4	<2	1,0	0,2—1,0	0,3
2948	339—451	3	2,0—5,0	3,3	<2	1,0	0,2—0,5	0,3
2948	156—268	4	2,0—3,0	2,8	13,0—15,0	13,8	4,3—6,5	4,9
2948	79—118	2	2,0—3,0	2,5	39,0—47,0	43,0	15,7—19,5	17,2
3349	46,5—240	6	1,0—5,0	2,3	8,0—16,0	12,5	3,2—15,0	5,4
3350	107—209	5	1,0—3,0	1,8	10,0—16,0	12,6	5,3—12,0	7,0
3139	109—113	2	<2	1,0	14,0—16,0	15,0	14,0—16,0	15,0
3141	86—225	4	1,0—4,0	2,2	10,0—12,0	11,2	3,0—12,0	5,1
3150	101—115	3	1,0—2,0	1,7	9,0—10,0	9,7	4,5—10,0	5,7
3151	93—197	4	1,0—2,0	1,2	8,0—12,0	10,2	5,5—12,0	8,5
3154	54—98	4	1,0—2,0	1,5	9,0—12,0	10,2	4,5—11,0	6,8
Радиогеохимические типы гнейсов								
Тип 1		53	1,0—5,0	2,2	7,0—26,0	12,0	2,2—16,0	5,4
Тип 3		12	1,0—6,0	3,0	<2	1,0	0,2—1,0	0,3
Тип 5		2	2,0—3,0	2,5	39,0—47,0	43,0	15,7—19,5	17,2

Примечание. Кроме собственных данных, использованы материалы ГТП «Кировгеология». Описание радиогеохимических типов гнейсов приведено ниже.

2. Второй тип гнейсов включает породы с повышенной концентрацией U (4,0—7,4 г/т) и близким к среднему либо повышенным содержанием Th (12,7—23,4 г/т); отношение Th/U варьирует от 1,9 до 5,8. Этот тип является доминирующим на всех изученных урановых месторождениях, а на НовоCONSTANTINOVSKOM, Северо-Коноплянском и Севериновском – единственно выявленным. С учетом того, что количество урана в таких гнейсах в среднем превышает как кларк земной коры [9], так и опубликованные региональные кларки [10, 11], с высокой степенью уверенности можно предположить, что часть урана в этих породах связана с вторичными процессами. Сюда следует отнести так называемый «сорбированный» (легкоподвижный) уран, присущий всем урановым месторождениям. В частности, широким распространением пользуются сорбционные накопления урана в породах Мичуринского, Севериновского, Ватутинского и НовоCONSTANTINOVSKOGO месторождений [1, 13—15], где они связаны с гидроокислами железа, эпидотом-клиноцоизитом,

хлоритом, лейкоксеном, гидрослюдами, карбонатами, пиритом, развитыми пусть и в небольших количествах, но повсеместно.

Таблица 3. Au, U, Th (г/т) в гнейсах и скарноидах чечелеевской свиты Восточно-Юрьевского месторождения золота

Породы	n	Au		U		Th		Th: U	
		пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
Скважина 3549-2									
1	23	0,003—0,05	0,014	1,0—4,0	1,7	9,0—21,0	13,6	3,5—21,0	8,0
2	10	0—0,02	0,007	1,0—6,0	2,8	4,0—16,0	12,7	0,7—14,0	4,5
Скважина 3532-2									
1	35	0,003—0,05	0,011	1,0—4,0	1,5	6,0—19,0	11,0	2,3—15,0	7,3
2	3	0,003—0,01	0,005	1,0—3,0	2,0	12,0—14,0	12,7	4,0—14,0	6,4
Скважины 3549-2 и 3532-2									
1	58	0,003—0,05	0,012	1,0—4,0	1,6	6,0—21,0	12,0	2,3—21,0	7,5
2	13	0—0,02	0,007	1,0—6,0	2,6	4,0—16,0	12,7	0,7—14,0	4,9

Примечания: 1 – биотитовые, биотит-графитовые с кордиеритом и гранатом гнейсы; 2 – пироксен-амфиболовые с карбонатом породы (скарноиды).

Таблица 4. Уран и торий (г/т) в гнейсах чечелеевской свиты месторождений урана и золота Кировоградского блока.

Месторождение	n	U		Th		Th:U	
		пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
Юрьевское урана	27	4,0—13,6	7,4	8,4—24,7	13,8	0,8—3,8	1,9
	9	5,7—12,5	9,1	92,1—127,7	102,6	7,6—10,9	11,3
	3	4,5—5,2	4,9	<2	1,0	0,2	0,2
Восточно-Юрьевское золота	12	1,0—6,0	3,0	<2	1,0	0,2—1,0	0,3
	111	1,0—5,0	1,9	6,0—26,0	12,0	2,2—21,0	6,3
	2	2,0—3,0	2,5	39,0—47,0	43,0	15,7—19,5	17,2
	13**	1,0—6,0	2,6	4,0—16,0	12,7	0,7—14,0	4,9
Севериновское	10	1,0—9,0	4,6	18,0—37,0	25,7	3,4—29,0	5,6
Север-Коноплянское	17	2,0—9,0	4,7	11,0—29,0	22,1	2,1—11,5	4,7
Ватутинское	15	2,0—14,0	7,1	11,0—32,0	21,6	1,2—13,5	3,0
	5	1,0—11,0	6,8	39,0—95,0	57,6	3,9—39,0	8,5
	10	3,0—12,0	7,2	52,0—77,0	63,5	5,2—25,0	8,8
Н-Константиновское:	3	2,0—11,3	6,2	3,0—21,0	12,7	1,5—2,7	2,0
Гнейсы биотитовые*			3,2		11,0		3,4
Гнейсы ингульской св.			2,8		11,3		4,0
Гнейсы графитовые			7,5		—		—

Примечания:

* Формация терригенная биотитовых гнейсов (PR₁), Я.Н. Белевцев, А.Н. Комаров [11]; гнейсы ингульской свиты ингуло-ингулецкой серии (PR₁), Я.Н. Белевцев и др. [10]; гнейсы графитовые в составе той же серии (PR₁), А.М. Жукова и др. [12].

** Пироксен-амфибол-карбонатные породы; другие выборки золоторудной Юрьевки относятся к гнейсам.

3. Третьему типу гнейсов присущи рядовые содержания U (3,0—4,9 г/т) при весьма низком количестве Th – ниже порога чувствительности аналитического метода (<2 г/т); поэтому об отношении Th/U говорить сложно. Такие породы обнаружены только на Юрьевском месторождении, как урана, так и золота, но ураноносность тех и других различна. На урановом рудном поле, по сравнению с золоторудным, содержание урана в гнейсах в 1,6 раза выше и достигает уровня второго типа, очевидно, также за счет некоторой доли «сор-

бированного» элемента. Ближе к реальным (исходным) для этого типа гнейсов количеством урана, по-видимому, обладают аналогичные породы Восточно-Юрьевского месторождения золота. Из других урановых объектов, вероятно, такие гнейсы развиты на Мичуринском месторождении, по данным Ю.П. Егорова [1] руды этого месторождения, как уже отмечалось выше, относятся к безториевым ($Th = 0,000$), среди радиогенных свинцов количество Pb^{208} в среднем понижено (%): $Pb^{206} - 83,7$; $Pb^{207} - 10,7$; $Pb^{208} - 5,0$; $Pb^{204} - 0,0$.

4. К четвертому типу относятся ториеносные гнейсы с повышенной концентрацией урана ($U - 9,1$; $Th - 102,6$ г/т; $Th/U = 11,3$), которые максимально распространены на Юрьевском месторождении урана, где слагают отдельные прослои в гнейсовой толще. Стволовая мощность таких гнейсов по скважинам различна – от 13 м (скв. 2039) до 130 м (скв. 2021), причем именно в скв. 2039 слой пород, обогащенных торием, подстилается слоем пород безториевых, т.е. третьего типа (78 м), и оба этих слоя находятся среди гнейсов второго типа (908 м). Эта их специализация, по-видимому, связана с устойчивой примесью в породах монацита. Что же касается существенно повышенных концентраций урана, то среди его источников, вероятно, следует назвать, наряду с рассеянной (атомарной по В.И. Вернадскому) формой, также изоморфную в акцессорных минералах, прежде всего, в монаците, а также «сорбированный» уран наложенных минералов.

5. Пятый тип образуют гнейсы с повышенным количеством тория (и урана), особенно характерные для Ватутинского месторождения, где, наряду с обычными (пара) гнейсами ($U - 6,8$; $Th - 57,6$ г/т; $Th/U = 8,5$), присутствуют и ортогнейсы, развитые по древним дайкам микрогранодиоритов ($U - 7,2$; $Th - 63,5$ г/т; $Th/U = 8,8$). Возможно, между ними существует генетическая связь. Такая геохимическая специализация пород, наиболее вероятно, связана с их обогащением в той или иной степени цирконом, что подтверждается высокой концентрацией в тех и других Zr (116—233 и 264—452 г/т соответственно), а также отчетливой прямой корреляцией Zr и Th. Вообще, циркон очень характерен для этого объекта. Кроме того, гнейсы с повышенным содержанием Th (43,0 г/т) при фоновом количестве U (2,5 г/т) и, соответственно высоким отношением Th/U (17,2) выявлены в пределах Восточно-Юрьевского месторождения золота. Разница в содержании U между урановорудной Ватутинкой и золоторудной Юрьевкой (первые богаче вторых в 2,7—2,9 раза) вполне естественна и объяснена выше.

Торий в ультраметаморфических и метасоматических процессах (породах)

О поведении тория в условиях гранитизации и постгранитизационной микроклинизации, а также (и главным образом) урановорудного щелочного метасоматоза (альбитизации) можно судить из таблицы 5 с информацией по Юрьевскому месторождению урана и по некоторым опубликованным отрывочным сведениям [1, 2]. Таблица демонстрирует, прежде всего, высокую (сквозную), унаследованную от исходных гнейсов ториеносность рудовмещающих пород, натриевых метасоматитов и урановых руд без существенных изменений концентрации элемента.

В таблице 5 приведен разрез урановорудной зоны с проявлением ториеносных гнейсов четвертого типа: вариации содержаний Th в них (92,1—104,0 г/т) не очень отличаются от вариаций в рудных альбититах (101,6—112,5 г/т), как и в других, промежуточных образованиях. Разумеется, мы не можем точно ответить на вопрос, связаны ли эти вариации с наложенными процессами или с изменением концентраций тория в разрезе самой исходной гнейсовой толщи, но соотношения изотопов свинца полностью соответствуют урановорудному процессу, свойственному месторождениям альбититовой формации.

С выводом о «сквозной», унаследованной от гнейсофицированных метаосадков ториеносности всей системы месторождений урана альбититовой формации согласуются данные о практически безториевых рудах Мичуринского месторождения [1].

Но, с другой стороны, самые высокие концентрации тория, достигающие 200 г/т, зафиксированы в новоукраинских гранитах Новокозантиновского месторождения, имеющих ультраметаморфическое происхождение. А в апогранитных альбититах этого же объ-

екта, судя по материалам В.Б. Коваля и М.С. Ходоровского [2], детально изучавших выделенные из ураноносных зон месторождения акцессорные минералы (апатит, циркон, монацит), происходит их частичное перераспределение с потерей U, Zr, Y, Th. Причем наибольшая потеря Th зафиксирована в центральных частях рудных зон, т.е. связана с максимальной интенсивностью процесса, тогда как во внешних частях рудных зон, в участках слабой альбитизации, также во вмещающих новоукраинских гранитах акцессорные минералы характеризуются повышенной концентрацией тория (и урана). О таком перераспределении акцессорных минералов, причем с укрупнением кристаллов, как в ходе гранитизации, так и в последующем щелочном метасоматическом процессе свидетельствуют и обычные петрографические наблюдения.

Таблица 5. Распределение урана, тория и свинца в разрезе вмещающих пород, метасоматитов и урановых руд скважины 2021 Юрьевского месторождения урана

Выборка (n)	U		Th		Th/U	Pb	
	пределы	среднее	пределы	среднее		пределы	среднее
1 (7)	5,7—12,5	9,4	92,1—104,0	97,7	10,4	20—33	24,7
2 (7)	3,5—17,0	9,9	107,2—122,8	114,6	11,6	14—52	32,7
3 (3)	7,9—12,3	10,5	81,9—96,8	89,9	8,6	17—32	26,3
4 (4)	8,9—21,7	14,4	104,6—118,6	113,0	7,8	14—38	26,8
5 (2)	7,4—34,5	21,0	89,1—90,5	89,8	4,3	15—21	18,0
6 (2)	37,0—102,2	69,6	83,6—117,3	100,4	1,4	36—48	42,0
7 (2)	529,3—543,9	536,6	101,6—112,5	107,0	0,2	155—216	185,5

Выборка (n)	РЬ ²⁰⁶		РЬ ²⁰⁷		РЬ ²⁰⁸		РЬ ²⁰⁴	
	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
1 (7)	25,1—28,2	26,6	19,2—22,6	21,0	49,3—52,4	51,3	1,0—1,3	1,1
2 (7)	25,9—28,6	27,2	20,2—22,5	21,1	48,4—52,6	50,5	1,1—1,3	1,2
3 (3)	27,6—31,9	29,6	20,0—20,7	20,3	47,3—50,6	49,1	0,8—1,1	1,0
4 (4)	26,9—31,4	29,0	20,5—21,4	21,0	46,9—50,9	48,9	1,0—1,2	1,1
5 (2)	32,8—55,2	44,0	14,4—19,1	16,7	29,5—47,2	38,4	0,9	0,9
6 (2)	56,2—64,0	60,1	13,5—15,4	14,4	21,8—28,0	24,9	0,4—0,7	0,6
7 (2)	74,9—83,8	79,3	9,8—11,7	10,8	5,6—12,8	9,2	0,6—0,8	0,7

Примечания: 1 – Гнейсы биотитовые. 2 – Граниты аплит-пегматоидные биотитовые, существенно микроклинизированные. 3 – Гнейсы окварцованные. 4 – Гнейсы (и граниты) диафторированные и альбитизированные. 5 – Альбититы по гнейсам безрудные. 6 – Альбититы по гнейсам слабрудные. 7 – Альбититы по гнейсам рудные. Содержание Au (г/т) составляет: в гнейсах и гранитах 0,003—0,01 (6); в окварцованных гнейсах 0,03 (1); в диафторированных и ошеложенных породах 0,01—0,03 (2); в альбититах безрудных по диафторированным (с пиритом) гнейсам 0,1—0,2 (1); в рудных альбититах по гнейсам 0,01 (1). В скобках указано количество проб.

Приведенные данные подтверждают вывод С.Д. Туровского и Ш.А. Абакирова [16] о значительной подвижности тория в гидротермальных условиях в галоидно-карбонатно-сульфатной среде при избытке щелочей и Fe, т.е. в щелочных растворах, вплоть до относительно низкотемпературных, в виде карбонатных, сульфатных, галоидных и др. комплексных соединений. Хотя в случае недостатка тория и/или летучих компонентов подвижность его будет весьма ограниченной.

Формы нахождения и возможные источники тория

Основными минералами концентраторами тория в гнейсах, таким образом, являются акцессорные минералы: прежде всего, монацит, а также циркон, апатит и сфен. Ниже приведены содержания Th, U, TR и некоторых других элементов в монаците, апатите и цирконе Новокозловского месторождения урана (табл. 6, 7 [2]).

Принимая подход В.И. Орсы [19] к делению архейских аплит-пегматоидных гранитов Приднепровья на основании распределения в них редких земель на три типа: монаци-

товый, ксенотимовый и ортит-цирконовый с селективным цериевым (+ лантан), иттриевым и комплексным составом лантаноидов (соответственно), убеждаемся в присутствии в составе рудовмещающих пород района урановых месторождений в переменных количествах всех перечисленных акцессорных минералов [2, 17].

Таблица 6. Состав монацита в альбититах Новокопчановского месторождения урана

Оксид	1 (5)	2 (14)	3 (3)	4 (2)	5 (3)	6 (8)
La ₂ O ₃	10,97	12,54	13,98	13,65	13,10	22,12
Ce ₂ O ₃	24,83	26,49	28,08	29,60	30,86	35,75
Pr ₂ O ₃	2,39	3,13	3,17	3,37	2,36	2,76
Nd ₂ O ₃	10,17	10,60	10,09	12,02	12,98	6,69
Sm ₂ O ₃	0,64	2,26	0,92	1,04	2,05	0,33
Eu ₂ O ₃	0,38	0,52	0,36	0,06	1,30	0,53
Gd ₂ O ₃	1,64	1,64	0,47	0,67	2,05	0,35
Y ₂ O ₃	0,88	1,77	1,82	0,68	0,11	0,26
UO ₂	1,40	0,79	н. о.	0,19	0,31	0,36
ThO ₂	14,14	9,52	10,20	9,14	5,44	0,82
P ₂ O ₅	26,25	28,23	28,19	29,40	18,12	28,66

Примечания: 1 – микроклин-альбитовый метасоматит; 2—5 – альбититы рибекит-эгириновой с эпидотом фации, краевые части метасоматического тела; 6 – альбитит гранат-диопсидовой фации, центральная часть ореола. Содержание (%) определено рентгеноспектральным методом. В верхней строке в скобках указано количество определений.

носительно легкого празеодима (2,36—3,37 %).

Ториенность монацитов Новокопчановского месторождения оценивается значениями 0,82—14,14 % ThO₂, что, в общем, соответствует диапазону содержаний ThO₂ в архейских монацитах (0,46—9,30 %). По отношению ThO₂:U₃O₈ (2,8—48,1 и более) монациты в альбититах также близки большей части проб монацитов архея, исключение, возможно, составляют минералы аплит-пегматоидных гранитов.

Таблица 7. Элементы-примеси в апатите и цирконе альбититов Новокопчановского месторождения

Генерация минерала	Sr	Y	U	Pb	Th	Hf
Апатит						
1	100—120	—	—	—	—	—
2	500—1500	1000—1500	6—40	9—40	8—20, до 65	—
3	3500—6800	100—1200	30—70	25—50	10—25	—
Циркон						
2	20—200	2000—10000	350—2000	100—570	25—1000	7000—25000
3	10—30	1000—5000	120—1200	100—450	—	3000—21000

Примечания: Генерации минералов: 1 – примесь в новоукраинских гранитах; 2 – реликты в альбититах; 3 – новообразования в альбититах. Содержание элементов-примесей в апатите и цирконе (г/т) определено в единичных зернах на рентгенофлуоресцентной установке АРФ-6.

Таким образом, говоря о первично седиментогенном происхождении повышенных концентраций тория в гнейсах и продуктах их последующей переработки, со всей определенностью можно утверждать связь этих концентраций с формированием древних (раннепротерозойских) россыпей акцессорных минералов, прежде всего монацита и циркона.

Источниками таких россыпей (иначе говоря, областями сноса материала) служили геологические формации эрозирующегося архейского фундамента.

По мнению В.Н. Кобзаря [4], основной областью первичного размыва являлась территория западного обрамления Кировоградского региона, сложенная преимущественно основными и ультраосновными ортопородами росинско-тикичской серии архея, которые, однако, как правило, обеднены акцессорными минералами. Монацит же (до 19 г/т) в этом районе отмечается только в гранитных комплексах (Ставищенском и Уманском) с возрастом 2050—1990 млн лет [22], т.е. моложе гнейсов ингуло-ингулецкой серии. Не исключая связи кировоградского флиша с породами Росинско-Тикичского района, весьма логичной с точки зрения фациальных гнейсовых переходов, тем не менее, мы не обнаружили в этих породах источников монацита для ториевых россыпей в исследуемом районе. Вместе с тем представляется важным предположение автора о существовании альтернативных источников первичного питания в Западно-Ингулецком районе, т.е. в восточной части Кировоградского блока. Это – «окна» архейского фундамента, разделяющие синклинальные структуры и сложенные метабазитами и гранитоидами, т.е., по существу, аналогами пород гранит-зеленокаменных структур Среднего Приднестровья. Именно в таких образованиях выявлены и описаны монациты [18, 20, 21].

Торий в рудной массе

Переходя к практическим вопросам, касающимся ториеносности рудной массы альбититовых месторождений, подчеркнем крайнюю неравномерность в его распределении в рудовмещающих породах и урановых рудах.

Наиболее низким содержанием тория характеризуется Мичуринское месторождение (табл. 8). Количество элемента здесь не превышает нескольких г/т. На южных флангах Мичуринского месторождения (Северо-Коноплянский участок) оно несколько повышается, особенно в забалансовых рудах, безрудных альбититах и вмещающих породах (в среднем 24,6—25,1 г/т), оставаясь низким (9,5 г/т) в рудных альбититах. В пределах Севериновского месторождения количественно торий не особенно коррелируется с ураном: содержание его варьирует от 5,0—13,0 до 59,0—71,0 г/т.

Таблица 8. Содержание тория (г/т) в месторождениях урана альбититовой формации

	Вмещающие породы			Альбититы безрудные			Урановые руды		
	п	вариации	среднее	п	вариации	среднее	п	вариации	среднее
1	36	8,0—70,0	23,5	58	5,0—59,0	18,6	21	13,0—71,0	32,1
2	—	—	—	30	0,5—2,2	1,4	9	1,7—4,3	2,8
3	17	6,0—64,0	24,6	30	4,0—51,0	25,1	6	1,0—19,0	9,5
4	14	6,8—72,1	18,4	39	1,0—81,4	18,3	8	17,2—111,7	51,8
5	17	81,9—122,8	103,3	8	83,6—118,6	104,0	2	101,6—112,5	107,0
6	17	11,0—77,0	32,1	34	6,0—101,0	32,3	15	20,0—83,0	46,9
7	21	5,2—200,0	37,9	8	7,0—25,0	11,6	9	—	28,0
8	20	1,0—14,0	9,4	5	3,0—12,0	6,2	—	—	—

Примечания: Месторождения урана: 1 – Севериновское; 2 – Мичуринское; 3 – Северо-Коноплянское; 4—5 – Юрьевское (4 – скважина 2042; 5 – скважина 2021); 6 – Ватутинское; 7 – Ново-константиновское; 8 – Восточно-Юрьевское месторождение золота, скважина 3549.

Юрьевское месторождение выделяется высокой вариабельностью тория, вероятно, связанной с различной и дискретно отличающейся концентрацией этого элемента в гнейсах рудовмещающей толщи ингуло-ингулецкой серии. В таблице 8 приведены данные касательно тория в двух скважинах (2042, 2021) уранового месторождения и для сравнения в скважине 3549 золоторудного месторождения. Диапазон по Th весьма широк: от стабильно низкого содержания (<2 г/т), до устойчиво высокого (81,9—122,8 г/т). Преобладают, тем не менее, породы и руды с рядовыми или повышенными концентрациями – от нескольких до 70—80 г/т. Следует подчеркнуть тот факт, что альбититы и урановые руды унаследуют содержание тория вмещающих пород, т.е. в отвалах оно не будет отличаться

от рудной массы. Ватутинскому месторождению также присуще неравномерное распределение Th (6,0—101,0 г/т) с несколько повышенным средним содержанием, особенно в рудных альбититах.

Самые высокие концентрации Th, достигающие 200 г/т, зафиксированы в новоукраинских гранитах Новокопачинского месторождения. Количество монацита в породах (при содержании ThO₂ в минерале 0,82—14,14 %) может быть здесь достаточно высоким: пробы альбититов массой 0,2—0,3 кг обычно содержит от единиц до первых десятков зерен монацита [2]. В зонах метасоматической колонки апогранитоидных ураноносных альбититов этого месторождения концентрация Th (г/т) составляет: в неизмененных новоукраинских гранитах – 0,19; в альбитизированных гранитах – 0,17—0,38; в микроклин-альбитовых десилицированных метасоматитах – 0,14—0,16; в пироксен-гранатовых альбититах – 0,39. В цирконах месторождения содержание Th варьирует в широких пределах (25—1000 г/т; при количестве циркона в альбититах от 100 до 600 г/т) с закономерным увеличением ториеносности новообразованных цирконов по сравнению с реликтовыми в направлении от внешних зон альбититов к внутренним, т.е. в результате перераспределения. В апатитах Th присутствует в относительно небольших количествах (8—65 г/т) и также с отчетливым перераспределением между различными генерациями в пределах метасоматических зон. Но при этом содержание апатита в породах достигает 1000 г/т. Важно подчеркнуть, таким образом, с одной стороны, довольно высокую концентрацию в породах минералов-носителей тория, а с другой – его способность к перераспределению даже в условиях относительно стабильных минеральных форм, т.е. некоторую его подвижность.

Из других форм Th в урановорудных альбититах следует назвать сфен, возможно, гранат, а также некоторые урановые минералы, прежде всего браннерит. Так, в браннерите Севериновского и Мичуринского месторождений установлено 0,11—0,40 % ThO₂ [1, 2]. Фактически ториевый браннерит представляет собой изоморфный ряд торутит ThTi₂O₆ – браннерит UTi₂O₆. Повышенное количество Th отмечено в ненадквите (0,01 % Th) и настуране (0,2 % ThO₂) Мичуринского месторождения.

Таким образом, в составе урановорудных альбититов и вмещающих их пород Кировоградского блока, в частности в пределах Новокопачинского, Юрьевского и Ватутинского месторождений, установлены участки ториевых руд, которые, согласно систематике таких руд, приведенной Е.А. Кулишом и др., 2008, отнесены к категории убогих (Th 0,010—0,49 %). Если принять в качестве бортового содержание тория 0,01 % (100 г/т) и следовать рекомендациям В.А. Анисимова, А.В. Кузьмина и др. [23] по определению ранга ториепроявлений, то отмеченные нами концентрации тория следует отнести к проявлениям минерализации.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что в пределах Кировоградского блока указанными авторами [23] зафиксировано 40 рудопроявлений и 412 проявлений ториевой минерализации различного генезиса. Среди них: осадочно-метаморфизованные (2 и 20), магматические (ультраметаморфические), связанные с гранитоидами (5 и 318), метасоматические и гидротермальные (33 и 74), т.е. принадлежащие последовательному генетическому ряду, описанному выше. Интерес в этом плане представляет возраст ториепроявлений, приведенный в этой же работе. Первый раннепротерозойский период (2600—2400 млн лет) включает торий, накопившийся механическим путем в осадочных породах в результате разрушения архейских выступов с последующим метаморфизмом этих древних россыпей. Сюда отнесены криворожская свита и ее аналоги. Второй раннепротерозойский период (2300—2100 млн лет) связан с калиевой фазой гранитизации, представленной, в частности, гранитами и мигматитами кировоградского комплекса, а также гранитоидами Новоукраинского массива. К третьему раннепротерозойскому периоду (2000—1800 млн лет) авторы отнесли субщелочные и щелочные гранитоиды пержанского комплекса с торий-редкоземельной минерализацией, описание которых приведено нами в другой работе. Но к этому же (третьему) периоду следует отнести и урановорудный щелочной (натриево-

карбонатный) метасоматоз, повлекший за собой рециклирование торий-содержащих минералов ранних периодов.

Особо следует сказать об отмеченном авторами ториевом проявлении в бластомилонитах Новокоптяевского месторождения (скв. 461) со средним содержанием Th 0,08 % (U – 0,02 %). Изотопный возраст проявления по торий-свинцовому отношению (500 млн лет) свидетельствует о формировании этих промышленных концентраций путем перераспределения металла «на границе позднего протерозоя и палеозоя».

Поисковые критерии ториевых концентраций

Исходя из приведенных материалов, в основе изучения торийности зон с локализацией месторождений урана (и золота) в пределах Кировоградского блока, прежде всего, должно быть исследование торийности исходных гнейсовых толщ. Отсюда вытекают также и признаки (прямые и косвенные) повышенных концентраций тория, имеющих оценочно-поисковое значение и рассмотренных ниже как факторы контроля торийности пород.

Литолого-стратиграфические факторы. Главным критерием торийности гнейсов является их принадлежность к чечелевскому литолого-стратиграфическому уровню метаосадков, исходно относящихся к раннепротерозойской флишевой формации [5, 6]. Основная особенность метафлиша – ритмичное переслаивание метапесчаников, метаалевролитов и метапелитов с прослоями метамергелей, т.е. пород, с одной стороны, однотипных, но, с другой, отличающихся весьма существенными вариациями содержания минералов, как породообразующих, так и акцессорных. Молассовая составляющая для районов урановых месторождений не характерна.

Наиболее высокое содержание U, Au и некоторых элементов-спутников в составе флиша присуще горизонтом графитовых с сульфидной минерализацией гнейсов – метаосадков с обилием органического вещества как хорошего сорбента металлов. Что же касается Th, то для него действителен другой признак, а именно концентрация в осадках акцессорных минералов. При этом связь цикличности (фациальности) литогенеза с накоплением акцессорных элементов изучена недостаточно. По некоторым косвенным признакам [4] более высокая концентрация акцессориев присуща тонкому материалу, а в составе грубообломочных пород (конгломератов, гравелитов) – так называемому «гнейсовому цементу».

Структурные факторы. В структурном отношении благоприятным для формирования таких отложений является наличие узких линейных прогибов (области накопления), соседствующих с локальными поднятиями (области сноса). В пределах последних важны признаки развития (и разрушения) древних кор выветривания.

Таким, в геотектоническом плане, представляется рудное поле Юрьевского месторождения, которое разделено Кировоградской тектоно-метасоматической зоной с признаками глубинного разлома на золоторудную (восточную) и урановую (западную) части. Первая (Au) – приурочена к западному крылу Приингульской синклинали, сложенной парагнейсовой толщей с участием метамергелистой составляющей, ультраметаморфизм здесь проявлен слабо (аплит-пегматоидной лейкосомой). Вторая (U) – обнаруживает черты поднятия с обилием, наряду с гнейсами, продуктов их гранитизации (мигматитов и гранитов) [14]. Именно гнейсам Юрьевского рудного поля свойственно дифференцированное и, участками, повышенное содержание тория, наиболее высокое в пределах урановой Юрьевки, т.е. на склоне поднятия.

Метаморфические и магматические факторы. Основой проявления этих факторов имеем высокую (сквозную) торийность в ряду рудовмещающих пород, натриевых метасоматитов и связанных с ними урановых руд, унаследованную от исходных гнейсов без существенных изменений концентрации элемента. Массивы торийных палингеновых гранитов (как и мигматитов) залегают исключительно в толщах гнейсов, обогащенных акцессорными минералами (монацитом либо цирконом), причем такая закономерность установлена и для архейских образований [20].

Примером высокоториевых палингенных гранитов в районе урановорудных альбититов являются новоукраинские граниты Новокопальского месторождения.

Метасоматические факторы. Установленные в апогранитных (и апомигматитовых) альбититах явления регенерации акцессорных минералов (апатита, циркона, монацита) сопровождаются частичным их перераспределением с укрупнением кристаллов и потерей U, Zr, Y, Th [2]. Наибольшая потеря тория, в частности, зафиксирована в центральных частях рудных зон, т.е. связана с максимальной интенсивностью щелочного урановорудного процесса. Как показано для Новокопальского месторождения, во вмещающих новоукраинских гранитах и во внешних частях рудных зон, а также в участках слабой альбитизации, акцессорные минералы характеризуются повышенной концентрацией тория (и урана). Иначе говоря, внешние зоны альбититовых ореолов могут быть более перспективными на торий.

Минералого-геохимические факторы. Указанные факторы проявлены почти исключительно обогащением отдельных участков разрезов акцессорными минералами, прежде всего, монацитом, цирконом и ксенотимом. Ториенность собственно урановых минералов в соответствующих рудах незначительна. Индикатором минеральной формы концентрации элемента в породах может быть характер распределения в них редких земель с выделением, например, монацитового, ксенотимового и ортит-цирконового типов пород (гранитов) с селективным цериевым (+ лантан), иттриевым и комплексным составом этих элементов соответственно [19]. Такие элементы, как фосфор, цирконий, титан имеют вспомогательное (уточняющее) значение.

Петролого-геохимические факторы. Индикаторную роль могут играть некоторые петрохимические и геохимические показатели. Так, содержание Al_2O_3 в гнейсах, как показатель их «глиноземистости» или вероятной связи с корами выветривания, в исходных породах Юрьевского месторождения золота ниже, по сравнению с гнейсами урановорудных полей. Из того, что первые сформировались в прогибе, а вторые на склоне поднятия, вытекает большая перспективность на обнаружение ториевых акцессорных минералов именно урановых полей. Ряд петро-геохимических отношений (в особенности с участием циркония, титана, фосфора) позволяет проследивать фациальные переходы седиментогенеза и, следовательно, также определять перспективы накопления монацита и циркона в метаосадках.

Изотопно-геохимические факторы. Чечелевский литолого-стратиграфический уровень гнейсифицированных метаосадков, являясь изотопно-геохимическим аналогом гданцевско-глееватского уровня [5, 6] с присущими ему специфическими условиями седиментогенеза: восстановительной обстановкой осадкоотложения в полуизолированных или изолированных бассейнах лагунного типа, обилием органики в илах, сульфатредукцией и ограниченным доступом сульфатных вод, характеризуется вполне определенным изотопным составом углерода и сульфидной серы. Содержание углерода, его формы и изотопный состав ($\delta^{13}C$ графита —28,7...—16,9 ‰), а также значения $\delta^{34}S$ пирита и пирротина (—2,8...+20,3 ‰) в исходных метаосадках отражают указанные условия и выдержаны для всего Кировоградского блока.

Выводы

1. Содержание и распределение Th в системах урановых месторождений альбититовой формации (а также золота Au-кварцевой формации) практически полностью определяется концентрацией акцессорных минералов, прежде всего, монацита и циркона в гнейсах чечелевского литолого-стратиграфического уровня, или (исходно) в древнем (PR₁) флише. Состав флиша, в зависимости от фациальных условий, ритмично меняется от метапелитового до мергелисто-глинистого с соответствующим неравномерным обогащением пород U, Th, Au и некоторыми другими элементами. Источниками материала при формировании металлоносного (включая Th) флиша в прогибах Кировоградского блока, предположительно, были породы пенепленизированных и затем погребенных выступов архейского основания.

2. Соотношения Th и U в гнейсах условно определяются пятью радиогеохимическими их типами. Тип 1 содержит радиоэлементы в количествах, близких к кларковым при $Th/U = 4,9—6,3$ в среднем для разновидностей пород; характерен для Юрьевского месторождения золота. Типу 2 присущи повышенные содержания U, в меньшей мере Th ($Th/U = 1,9—5,8$), в основном за счет «сорбированного» урана; этот тип преобладает на всех урановых месторождениях. Тип 3 является практически безториевым, но с кларковым или повышенным относительно кларка содержанием урана, он наблюдался на Юрьевском месторождении (U, Au). Тип 4 (монацитовый) отличается аномально высокой ториеносностью и повышенной концентрацией урана ($Th/U = 11,3$); обнаружен на Юрьевском месторождении урана. Тип 5 (цирконовый) характеризуется существенно повышенным количеством тория и урана ($Th/U = 8,5—8,8$); проявлен на Ватутинском месторождении.

3. Важнейшим представляется вывод о «сквозной», унаследованной от гнейсифицированных метасадков ториеносности всей системы альбититовых месторождений урана. Палингенез, постгранитизационная микроклинизация и диафторез, а также собственно урановорудный щелочной метасоматоз, сопровождались лишь частичным перераспределением торий-содержащих минералов и, возможно, их дальнейшей индивидуализацией. Т.е. ураново-образующий процесс не был одновременно и ториево-образующим. Отсюда вытекает практическое следствие: отвалы по своей ториеносности не отличаются от рудной массы.

4. Ториеносность изученных урановых месторождений различна. Наибольшей вариабельностью содержаний тория характеризуется Юрьевское месторождение: от стабильно низких (< 2 г/т) до устойчиво высоких (81,9—122,8 г/т), с преобладанием рядовых или повышенных (от нескольких до 70—80 г/т) концентраций. Близко к нему Ватутинское месторождение (6—101 г/т). Самое низкое содержание тория установлено на Мичуринском месторождении (0,5—4,3 г/т), самое высокое в новоукраинских гранитах Новокопеевского месторождения (до 200 г/т) при пониженной ториеносности самих альбититов и руд; Севериновское и Северо-Коноплянское месторождения характеризуются промежуточными значениями (1—71 г/т).

5. Главными формами нахождения Th во вмещающих породах, включая гнейсы, а также в альбититах и рудах являются акцессорные минералы монацит, циркон и апатит. При довольно высокой концентрации в породах минералов-носителей Th предполагается способность этого элемента к перераспределению даже в условиях относительно стабильных минеральных форм, т.е. некоторая его подвижность. Из других форм нахождения Th можно назвать сфен, ортит, ксенотим и некоторые урановые минералы – браннерит, ненадкевит, настуран.

6. Закономерности распределения тория на изученных месторождениях определяют также прямые и косвенные признаки ториеносности этих объектов, сформулированные как факторы контроля аномальных концентраций элемента. Среди последних выделены: (1) литолого-стратиграфические, (2) структурные, (3) метаморфические и магматические, (4) метасоматические, (5) минералого-геохимические, (6) петролого-геохимические и (7) изотопно-геохимические.

7. Выявленные в составе рудовмещающих гнейсовых толщ, а также мигматитов, гранитов и метасоматитов, участки, устойчиво (и прогнозируемо) обогащенные торием (100—200 г/т), по Е.А. Кулишу и др. (2008) относятся к убогим ториевым рудам, представляющим собой древние монацитовые (+ циркон) россыпи, рециклированные последующими процессами. С учетом этого настоятельной нашей рекомендацией является изучение ториеносности не только таких, перспективных на торий, участков земной коры, но и хвостохранилищ отработанных урановых руд.

1. *Закономерности образования и размещения урановых месторождений Украины* / Отв. ред. Я.Н. Белевцев. – Киев: Б. и., 1968. – 763 с.
2. *Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины* / Отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.

3. *Cuney M., Shcherbak M.P., Emetz A.V. et al.* Petrological and Geochronological Peculiarities of Novoukrainka Massif Rocks and Age Problem of Uranium Mineralization of the Kirovograd Megablock of the Ukrainian Shield // *Мінерал. журн.* – 2008. – **30**, № 2. – С. 5—16.
4. *Кобзарь В.Н.* Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1981. – 104 с.
5. *Коржнев М.Н., Фомин Ю.А.* Эволюция условий накопления пород криворожской серии по геохимическим и изотопным данным // *Геол. журн.* – 1992. – №3. – С. 93—99.
6. *Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н.* Изотопный состав углерода и серы раннепротерозойских пород центральной части Украинского щита // *Доп. НАН України.* – 2008. – № 7. – С. 123—129.
7. *Янов Э.Н.* Геохимия кавказского и крымского флиша // *Литология и полезные ископаемые.* – 1971. – № 1. – С. 84—101.
8. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Учение об осадочных породах. – Л.: ГНТИ нефтяной и горно-топливной литературы, 1961. – 779 с.
9. *Справочник по геохимии* / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников, В.Г. Прохоров. – Москва: Недра, 1990. – 480 с.
10. *Белевцев Я.Н., Егоров Ю.П., Титов В.К. и др.* Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита // *Геол. журн.* – 1975. – **35**, вып. 4. – С. 96—117.
11. *Белевцев Я.Н., Комаров А.Н.* Уран в метаморфических породах и процессах / Радиоактивные элементы в горных породах. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 133—140.
12. *Жукова А.М., Бергман И.А., Жуков Г.В.* Распределение урана в геологических формациях Украинского щита // *Геохимия.* – 1975. – № 7. – С. 1084—1096.
13. *Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. – Ленинград: Недра, 1974. – 231 с.
14. *Фомин Ю.А.* Генетическое соотношение золотого и уранового оруденения Кировоградской тектоно-метасоматической зоны // *Збірник наук. праць ІГНС НАН та МНС України.* – 2006. – Вип. 12. – С. 11—18.
15. *Минеева И.Г.* Минералого-геохимические аспекты формирования ураноносных альбититов докембрия // *Сов. геология.* – 1986. – № 3. – С. 87—93.
16. *Туровский С.Д., Абакиров Ш.А.* К геохимии тория в гидротермальном процессе / Радиоактивные элементы в горных породах. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 166—171.
17. *Фомин Ю.А.* Восточно-Юрьевское месторождение золота // *Мінерал. журн.* – 1999. – **21**, №4. – С. 32—44.
18. *Фомин Ю.А., Иванов А.С.* Торий-редкоземельная минерализация в архейских золото-железистых рудх балки Широкой (Средне Приднепровская гранит-зеленокаменная область) // *Доп. НАН України.* – 1995. – №10. – С. 101—105.
19. *Орса В.И.* Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. – Киев: Наук. думка, 1988. – 204 с.
20. *Орса В.И.* Про акцесорні монацити з гранітоїдів Середнього Наддніпров'я // *Доп. АН УРСР, Сер. Б.* – 1969. – №8. – С. 694—699.
21. *Орса В.И.* Особенности распределения урана и тория в акцессорных минералах некоторых гранитоидов Среднего Приднепровья / Радиоактивные элементы в горных породах. Часть I. – Новосибирск, 1972. – С. 107.
22. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.
23. *Анисимов В.А., Кузьмин А.В., Макивчук О.Ф. и др.* Ториеносность докембрийских пород Украинского щита и его склонов. – *Геол. журн.* – 2007. – №3. – С. 51—58.

Фомін Ю.О. ТОРІЙ В УРАНОВОРУДНИХ АЛЬБІТИТАХ КІРОВОГРАДСЬКОГО МЕГАБЛОКУ

Наведено петро-геохімічний склад, радіогеохімічні типи та генетичні особливості гнейсів чечелєвського літолого-стратиграфічного рівня, з якими пов'язані ураново-альбітитові родовища і які первинно формують торієносність вивчених об'єктів. Розглянуто поведінку торію в процесах становлення зазначених родовищ.

Fomin Yu.A. THORIUM IN THE URANIUM-ORE ALBITITES OF KIROVOGRAD BLOCK

Petro-geochemical composition, radio-geochemical types and genetic peculiarities of the gneisses of Chechelevsky litologic-stratigraphy level are presented. These gneisses are containing the deposits of uranium ore albitites and are the foundation for its thorium concentrations. The thorium behavior at the processes of these deposits formation is investigated.

Заборовская Л.П.¹, Фомин Ю.А.¹, Заборовский В.С.¹, Покалюк В.В.¹, Братчук О.Н.²

¹ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

²КП «Геологоразведочная экспедиция»

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГУБОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Выявлены геохимические особенности поведения основных рудогенных элементов (Au, As, Bi, Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Zn) главного рудного тела Губовского рудопроявления золота на основе методов многомерной статистики (ранговая корреляция и кластерный анализ). Установлено, что самыми продуктивными на золото являются участки телескопирования двух разновременных минеральных ассоциаций – ранней (арсенопирит-лёллингитовой с тонкодисперсным низкопробным золотом) и поздней (полисульфидной со свободным высокопробным золотом).

Введение

Методы многомерной статистики (корреляционный и кластерный анализ) весьма актуальны при обработке данных геохимических исследований. Они позволяют: выявлять элементы-индикаторы рудоносных систем; оценивать пространственное положение рудных тел; характеризовать особенности генезиса геологических образований. Опыт изучения рудных месторождений различных формационных типов убедительно показывает, что максимальной продуктивностью обычно обладают те интервалы рудных тел, в пределах которых с наибольшей полнотой реализуется эффект пространственного совмещения (телескопирования) разностадийных минеральных ассоциаций [1]. Статистически такие обогащенные участки выявляются по наличию наиболее жестких и всесторонних связей между индикаторными элементами оруденения, которые уверенно фиксируются методами корреляционного анализа. По мере удаления от обогащенного рудного интервала круг геохимических связей закономерно сужается с одновременным уменьшением величины парных коэффициентов корреляции. Величина алгебраической суммы парных коэффициентов корреляции каждого рудогенного элемента ($\sum R_n$) выражает полноту его геохимических связей в каждом сечении рудного тела или его эндогенного ореола. В свою очередь, величина алгебраической суммы парных коэффициентов корреляции матрицы (\sum), включающей весь спектр интересующих нас элементов, может служить показателем интенсивности оруденения [1]. Подобные исследования позволяют решить актуальную практическую задачу выбора направления дальнейших геологоразведочных работ.

Данная статья посвящена выявлению закономерностей поведения основных рудогенных элементов Губовского золоторудного проявления на основе методов многомерной статистики (ранговая корреляция и кластерный анализ) с целью определения наиболее продуктивных на золото участков главного рудного тела.

Объект исследования

Губовское золоторудное проявление расположено в центральной части Кировоградского (Ингульского) блока Украинского щита. Рудопроявление локализуется в восточном контакте крупного Новоукраинского массива микроклиновых гранитов, в окаймляющей его гнейсовой толще. В тектоническом отношении – это зона субмеридионального Кировоградского глубинного разлома. Губовское рудопроявление и находящееся севернее него Клиновское золоторудное месторождение объединяются в единое Клиновское рудное поле и принадлежат к так называемому клиновскому типу рудообразования [2]. Для данного типа характерно развитие своеобразных околорудных метасоматитов амфибол-слюдистого состава – «клиновитов» [3]. Хотя Губовское рудопроявление по большинству

признаков подобно Клиновскому месторождению, тем не менее, отличается от него некоторыми особенностями – более щелочным составом вмещающих пород и метасоматитов, вплоть до появления в последних щелочных амфиболов и пироксенов; наличием до-рудных метасоматитов роговообманково-плагиоклаз-кварцевого и роговообманково-кварцевого состава с биотитом; присутствием на Губовском рудопроявлении в составе рудных минералов теллуридов висмута (при наличии висмута в самородной форме на обоих рудопроявлениях) [2].

Губовское рудопроявление представляет собой линейно вытянутую в меридиональном направлении тектоно-метасоматическую зону, выделяемую по повышенному содержанию в породах золота (более 0,01 г/т) (рис. 1). Прослеженная длина зоны составляет около 2000 метров, ширина – несколько десятков метров. Вмещающими породами для рудных тел являются различные по составу гнейсы и кристаллосланцы чечелевской свиты палеопротерозойского возраста, согласно инъецированные пегматоидными и аплитово-пегматоидными гранитами кировоградского комплекса (~2 млрд лет). Околорудные метасоматические изменения выражаются в развитии клиновитов – куммингтонит-биотитовых или амфибол-биотитовых метасоматитов. Рудные тела представляют собой крутопадающие, согласные с вмещающими породами, зоны развития кварцевых, полевошпат-кварцевых прожилков.

Сульфидная минерализация скудна (первые проценты) и проста по составу (пирит, арсенопирит, лёллингит, пирротин, халькопирит). Реже встречаются галенит, сфалерит, пентландит $\text{Ni(Fe,Ni,Co)}_8\text{S}_8$, брейтгауптит NiSb , кобальтин $(\text{Co,Ni,Fe})\text{AsS}$. Самородные элементы представлены золотом, висмутом, мышьяком и сурьмой. Характерно присутствие теллуридов висмута – пильзенита, хедлейита (определения сделаны микрозондовым методом, В.С. Монахов, С.Н. Бондаренко).

В работе использованы результаты спектральных, пробирных, спектрозолотометрических анализов 324 проб из 25 скважин, пересекающих главное рудное тело №1 (на данном этапе поисково-оценочных работ) по 14 профилям на 4 горизонтах. Пробы отобраны геологами Черкасской экспедиции в порядке плановых поисково-оценочных работ.

Теоретические предпосылки

Для правильной постановки задачи статистических исследований и дальнейшей интерпретации результатов необходим тщательный анализ минералогических предпосылок. Детальная схема последовательности минералообразования для Губовского рудопроявления пока еще не разработана. По минеральному составу и некоторым другим признакам Губовское рудопроявление, как мы считаем, можно отнести к самостоятельному золото-мышьяковому типу рудообразования, относительно недавно выделенному для золоторудных проявлений западной части Украинского щита [4]. Типоморфными минералами этого типа считают арсенопирит и лёллингит. По отношению ко времени образования золота, на данных золотопроявлениях выделяются три стадии рудного процесса, которые по порядку кристаллизации, от ранних до более поздних, характеризуются набором стойких минеральных ассоциаций:

- дорудная (оксидная) представлена ильменитом;
- собственно золоторудная (продуктивная) состоит из арсенидов и сульфоарсенидов железа, кобальта, а также сульфидов, самородного золота, теллуридов и самородных элементов;
- пострудная определяется развитием сульфидов, карбонатов, гидроксидов железа и титана [4].

Более подробного деления стадий на ступени развития процесса, вещественным выражением которых являются парагенетические минеральные ассоциации или парагенезисы (в представлении Н.В. Петровской), для подобных рудопроявлений еще не сделано. Поэтому для исключения сугубо формального подхода к анализу статистических данных, что может повлечь за собой принципиально ошибочные геологические выводы, возникла

необходимость в более детальном разделении процесса рудообразования на Губовском рудопроявлении.

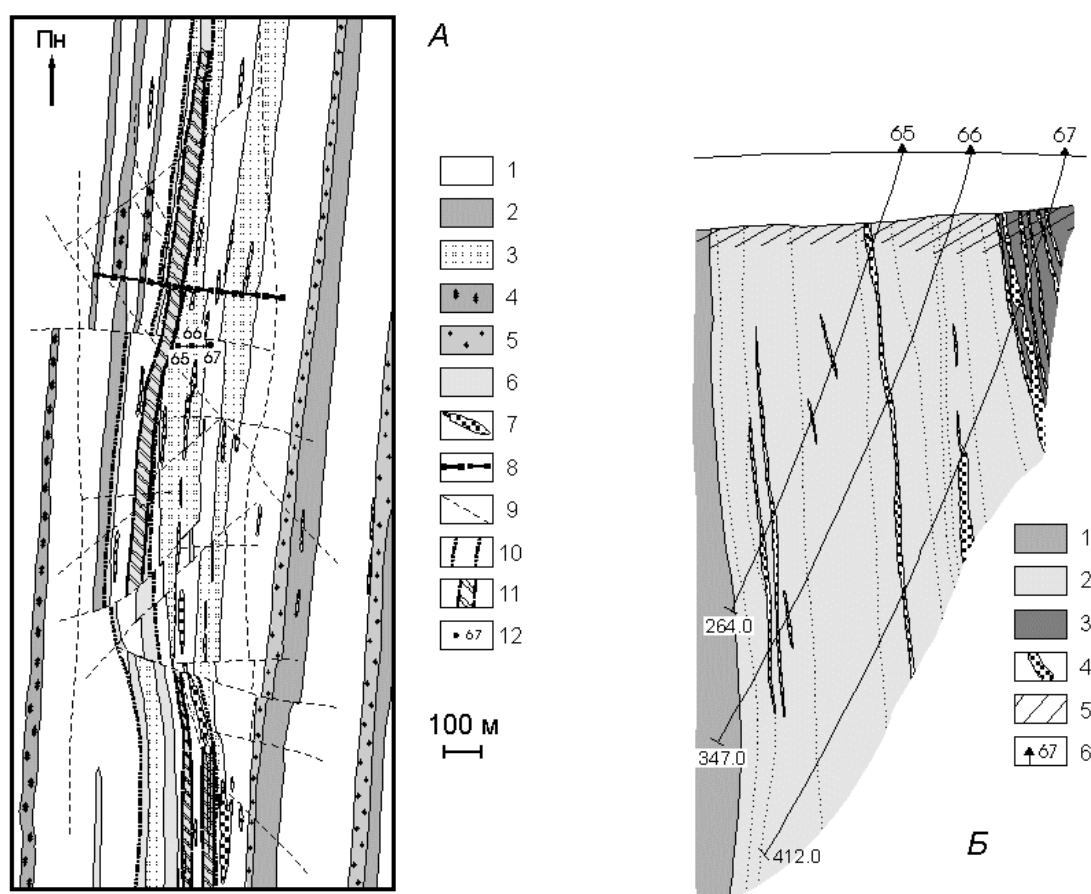


Рис. 1. Геологический план и разрез Губовского рудопроявления с первичными ореолами золота [2]: **А:** 1 – биотитовые гнейсы, 2 – гранат-биотитовые гнейсы, 3 – биотитовые с прослойками гранатсодержащих (граната до 5 %) гнейсы, 4 – графит-биотитовые и биотитовые гнейсы, 5 – кордиерит-биотитовые гнейсы, 6 – амфибол-биотитовые гнейсы, 7 – пегматоидные и аплит-пегматоидные граниты кировоградского комплекса, 8 – дайки диабазов, 9 – тектонические нарушения по данным магнито-, грави- и электро-разведки, 10 – тектоно-метасоматическая зона, 11 – рудная зона, выделенная по содержаниям золота выше 0,01 г/т и вторичным изменениям, сопутствующим золоторудному процессу, 12 – профиль скважин, по которым строили разрез (см. рис. 1,Б); **Б:** 1 – толща пород, которые не содержат амфибола, 2 – амфиболсодержащие породы, 3 – биотит-кордиеритовые гнейсы, 4 – пегматоидные и аплит-пегматоидные граниты кировоградского комплекса, 5 – кора выветривания, 6 – скважины.

Учитывая всю совокупность известных на данное время данных по минералогии Губовского рудопроявления [2, 3], подобного ему Клиновского месторождения [2, 3, 5], однотипных золото-мышьяковых проявлений западной части Украинского щита [4], теоретические представления о последовательности минералообразования в золоторудном процессе [6, 7, 8], а также некоторые собственные минералогические наблюдения образцов с Губовского рудопроявления, на данном этапе исследований на Губовском рудопроявлении мы можем предположить существование двух главных последовательных минеральных ассоциаций:

- 1) ранней, арсенопирит-лёллингитовой с тонкодисперсным низкопробным золотом, теллуридами висмута и самородным висмутом;
- 2) поздней, полисульфидной (пирротин-халькопирит-сфалерит-галенитовой) со свободным высокопробным золотом, теллуридами висмута и самородным висмутом.

Низкопробное золото в ассоциации с теллуридами висмута и самородным висмутом образует мельчайшие выделения в матрице минералов-хозяев – арсенопирите и лёллингите. Высокопробное золото также в ассоциации с теллуридами висмута и самородным висмутом наблюдается в виде тончайших самостоятельных выделений непосредственно среди жильных минералов.

Результаты исследований и их обсуждение

В качестве профилирующих элементов, характеризующих рудный процесс на рудопроявлении, выбраны Au, As, Bi, Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Zn. Статистической обработке были подвергнуты результаты анализов проб из рудных интервалов (с содержанием золота выше 0,01 г/т). Определение As, Bi, Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Zn выполнено спектральным методом, Au – пробирным и спектрозолотометрическим. Все результаты приводились к общей шкале измерения – $n \times 10^{-3}$ % масс. Для нивелирования различий в характере распределения элементов, обусловленных использованием разных видов анализа, был применен метод ранговой (порядковой) корреляции [9].

Для рудного интервала каждой скважины отдельно вычислялась корреляционная зависимость между рудогенными элементами. В результате выделились 4 группы рудных интервалов, которые отличаются между собой характером корреляционных связей золота:

- 1 – сильная связь Au и As;
- 2 – сильная связь Au с Bi и As одновременно;
- 3 – сильная связь Au и Bi;
- 4 – отсутствие отчетливой связи Au с Bi и As.

Далее для каждой из выявленных четырех групп рудных интервалов вновь вычислялась корреляционная зависимость между рудогенными элементами. Полученные корреляционные матрицы представлены в таблице 1. Анализ этих матриц позволяет предположить следующее.

1. Пробы из рудных интервалов скважин с сильной корреляционной связью Au с As характеризуют, по-видимому, интервалы рудного тела, в которых происходит преимущественное отложение ранней арсенопирит-лёллингитовой ассоциации с теллуридами висмута, самородным висмутом и тонкодисперсным низкопробным золотом.

2. Пробы из рудных интервалов скважин с сильной корреляционной связью Au одновременно с Bi и As, характеризуют, по-видимому, участки рудного тела, в которых происходит телескопирование (пространственное совмещение) двух последовательных минеральных ассоциаций – ранней, арсенопирит-лёллингитовой ассоциации с теллуридами висмута и тонкодисперсным низкопробным золотом, и поздней, полисульфидной ассоциации с теллуридами висмута, самородным висмутом и высокопробным золотом.

3. Пробы из рудных интервалов скважин с сильной корреляционной связью Au с Bi характеризуют, вероятно, участки рудного тела, в которых происходит преимущественное отложение поздней полисульфидной ассоциации с теллуридами висмута, самородным висмутом и высокопробным золотом.

4. Пробы из рудных интервалов скважин со слабой корреляционной связью Au как с As, так и Bi, характеризуют, по-видимому, интервалы со слабой рудоносностью.

Как отмечалось выше, сумма парных коэффициентов корреляции матрицы (Σ) может служить показателем интенсивности оруденения, то есть самыми продуктивными участками на рудопроявлении являются интервалы рудных тел, для которых характерны наиболее высокие значения данной величины.

В таблице 1 жирным шрифтом обозначены величины коэффициентов корреляции, достоверные при 5 % (и выше) уровне значимости; н. с. – связь несущественна; ΣR_n – сумма парных коэффициентов корреляции для конкретного рудогенного элемента; Σ – сумма парных коэффициентов корреляции матрицы, включающей весь спектр рудогенных элементов.

Таблица 1. Корреляционные матрицы четырех групп рудных интервалов с различными связями золота

Группа 1 – с сильной связью Au-As										
	Au	As	Bi	Ag	Cu	Co	Pb	Ni	Zn	ΣRn
Au		0,61	0,22	0,11	0,35	0,04	–0,14	0,13	–0,05	1,27
As	99		0,21	0,14	0,29	0,37	0,23	0,27	0,10	2,21
Bi	н. с.	н. с.		0,26	0,39	0,29	–0,23	0,29	0,06	1,49
Ag	н. с.	н. с.	95		0,61	0,60	0,24	0,43	0,53	2,92
Cu	98	95	99	99		0,46	–0,09	0,43	0,39	2,83
Co	н. с.	99	95	99	99		0,40	0,57	0,55	3,27
Pb		н. с.	н. с.	90	н. с.	99		0,19	0,40	0,99
Ni	н. с.	95	95	99	99	99	н. с.		0,53	2,84
Zn	н.с.	н. с.	н. с.	99	99	99	99	99		2,51
										$\Sigma = 20,33$
Группа 2 – с сильной связью Au одновременно с As и Bi										
	Au	As	Bi	Ag	Cu	Co	Pb	Ni	Zn	ΣRn
Au		0,50	0,37	0,13	0,24	0,25	0,00	0,10	0,13	1,73
As	99		0,22	0,14	0,14	0,30	–0,09	0,11	0,01	1,35
Bi	99	95		0,24	0,34	0,34	0,20	0,24	0,20	2,15
Ag	н. с.	н. с.	97		0,62	0,50	0,37	0,18	0,38	2,57
Cu	97	н. с.	99	99		0,53	0,23	0,43	0,40	2,93
Co	99	99	99	99	99		0,29	0,50	0,47	3,19
Pb	н. с.	н. с.	95	99	97	99		0,32	0,48	1,80
Ni	н. с.	н. с.	95	90	99	99	99		0,54	2,44
Zn	н. с.	н. с.	95	99	99	99	99	99		2,62
										$\Sigma = 20,78$
Группа 3 – с сильной связью Au-Bi										
	Au	As	Bi	Ag	Cu	Co	Pb	Ni	Zn	ΣRn
Au		0,21	0,46	–0,09	0,07	0,05	–0,04	–0,04	0,20	0,83
As	95		–0,03	0,05	–0,04	0,45	–0,16	–0,11	0,20	0,58
Bi	99	н. с.		0,17	0,15	0,16	0,18	0,27	0,32	1,69
Ag	н. с.	н. с.	90		0,50	0,60	0,36	0,55	0,30	2,45
Cu	н. с.	н. с.	н. с.	99		0,20	0,18	0,11	0,16	1,33
Co	н. с.	0,45	н. с.	99	95		0,38	0,60	0,53	2,97
Pb	н. с.	н. с.	90	99	90	99		0,63	0,33	1,86
Ni	н. с.	н. с.	99	99	н. с.	99	99		0,54	2,54
Zn	95	95	99	99	н. с.	99	99	99		2,56
										$\Sigma = 16,81$
Группа 4 – со слабой связью Au как с As, так и Bi										
	Au	As	Bi	Ag	Cu	Co	Pb	Ni	Zn	ΣRn
Au		0,27	0,05	–0,09	–0,06	0,12	0,14	0,04	0,16	0,63
As	98		–0,08	–0,19	–0,17	0,33	–0,21	0,10	–0,22	–0,17
Bi	н. с.	н. с.		–0,12	0,20	0,23	0,11	0,34	0,19	0,91
Ag	н. с.	н. с.	н. с.		0,68	0,33	0,31	0,25	0,21	1,38
Cu	н. с.	н. с.	90	99		0,35	0,13	0,36	0,16	1,63
Co	н. с.	99	95	99	99		0,22	0,59	0,40	2,56
Pb	н. с.	н. с.	н. с.	99	н. с.	90		0,50	0,32	1,51
Ni	н. с.	н. с.	99	98	99	99	99		0,54	2,73
Zn	н. с.	н. с.	90	90	н. с.	90	99	99		1,76
										$\Sigma = 12,94$

Значение ΣRn также является достаточно важным информативным показателем, так как характеризует полноту связей каждого рудогенного элемента в определенной выборке

проб. Для лучшего представления этих данных значения Σ и ΣRn для четырех групп интервалов (выборок) сведены в отдельную таблицу (табл. 2), а величины ΣRn отображены также на диаграмме (рис. 2).

Таблица 2. Величины парных коэффициентов корреляции каждого рудогенного элемента (ΣRn) и величины их сумм (Σ)

№ группы	ΣRn Au	ΣRn As	ΣRn Bi	ΣRn Ag	ΣRn Cu	ΣRn Co	ΣRn Pb	ΣRn Ni	ΣRn Zn	Σ
1	1,27	2,21	1,49	2,92	2,83	3,27	0,99	2,84	2,51	20,33
2	1,73	1,35	2,15	2,57	2,93	3,19	1,80	2,44	2,62	20,78
3	0,83	0,58	1,69	2,45	1,33	2,97	1,86	2,54	2,56	16,81
4	0,63	-0,17	0,91	1,38	1,63	2,56	1,51	2,73	1,76	12,94

Примечания: **группа 1** – рудные интервалы скважин с сильной корреляционной связью Au с As; **группа 2** – рудные интервалы скважин с сильной корреляционной связью Au как с Bi, так и с As одновременно; **группа 3** – рудные интервалы скважин с сильной корреляционной связью Au с Bi; **группа 4** – рудные интервалы скважин со слабой корреляционной связью Au как с Bi, так и с As. Жирным шрифтом отмечены максимальные значения ΣRn рудогенных элементов из рудных интервалов.

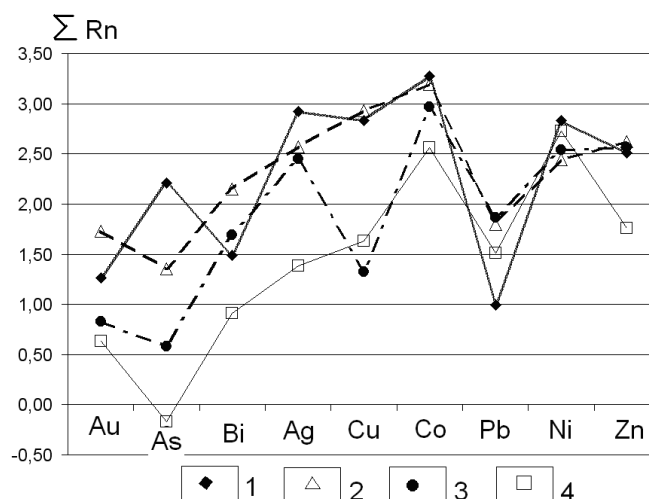


Рис. 2. Диаграмма распределения сумм парных коэффициентов корреляции (ΣRn) рудогенных элементов для выявленных четырех групп рудных интервалов с различной связью золота: группы 1–4 – см. в примечании к таблице 2.

Наибольшее значение параметра Σ (20,78) (см. табл. 2) фиксируется для рудных интервалов, в которых наблюдается сильная связь золота с мышьяком и висмутом одновременно, то есть там, где, на наш взгляд, происходит телескопирование двух минеральных ассоциаций. Кроме того, интервалы с наибольшим значением Σ , по сравнению с другими рудными интервалами, характеризуются также максимальными значениями ΣRn Au = 1,73 и ΣRn Bi = 2,15; причем висмут образует сильные связи со всеми рудогенными элементами (см. табл. 1, группа 2)). Висмут присутствует в составе минералов обеих минеральных ассоциаций и, следовательно, его сильные связи со всеми рудогенными элементами также свидетельствуют в пользу того, что эти интервалы являются участками телескопирования минеральных ассоциаций. Эти же интервалы характеризуются наибольшим количеством сильных корреляционных связей (25 из 36 (см. табл. 1, группа 2)).

Интервалы рудных тел, в которых отмечается сильная связь золота с мышьяком, то есть там, где, по-видимому, происходит отложение более ранней арсенопирит-леллингитовой ассоциации с телуридами висмута, самородным висмутом и тонкодисперсным низкопробным золотом, характеризуются меньшим значением Σ (20,33) (см. табл. 2). Сильных корреляционных связей в корреляционной матрице рудогенных элементов из этих интервалов также меньше – всего 16 (см. табл. 1, группа 1). Для мышьяка, по сравнению с

рудными интервалами других групп, наблюдается самое высокое значение $\sum Rn$ (2,21). Мышьяк входит в состав арсенопирита и лёллингита. Кроме мышьяка, самые высокие значения $\sum Rn$ в данной группе интервалов отмечаются для никеля (2,84), кобальта (3,27) и серебра (2,92). Высокие значения $\sum Rn$ никеля и кобальта именно для данной группы интервалов говорят о том, что часть никеля и кобальта в виде изоморфной примеси также входит в состав тех же арсенопирита и лёллингита. Следует отметить, что для рудопроявлений золото-мышьякового типа на Украинском щите, к которым, как мы уже отмечали, по ряду признаков может быть отнесено Губовское золоторудное проявление, вообще характерна «зараженность» никелем и кобальтом. Они могут образовывать как самостоятельные минералы (кобальтин, брейтгауптит, пентландит), так и входить в виде изоморфной примеси в породообразующие и рудные минералы.

Участки рудного тела, для которых отмечается сильная связь золота с висмутом, то есть там, где, по нашим представлениям, происходит отложение поздней полисульфидной ассоциации с теллуридами висмута, самородным висмутом и высокопробным золотом, характеризуются еще меньшей, по сравнению с выше охарактеризованными интервалами, величиной суммарного значения парных коэффициентов корреляции ($\Sigma = 16,81$) (см. табл. 2) и поэтому, по-видимому, являются менее продуктивными на золото. Для этих интервалов отмечается самое высокое значение $\sum Rn$ для свинца (1,86) (см. табл. 2), что также свидетельствует в пользу того, что эти участки являются местами преимущественного отложения поздней полисульфидной ассоциации, в состав которой входит сульфид свинца – галенит. Галенит же, как известно, отлагается ближе к концу процесса минералообразования, близко по времени отложения к теллуридам висмута и самородному висмуту. Самородный висмут может образовывать с поздним высокопробным золотом совместные тесные сростания, вплоть до мирмекитоподобных [2]. Количество существенных корреляционных связей между рудогенными элементами в данных интервалах также уменьшается по сравнению с вышеописанными интервалами до 15 (см. табл. 1, группа 3), что также отражает меньшую продуктивность данных участков.

И, наконец, наименьшее значение Σ , равное 12,94, отмечается для совокупной выборки интервалов с несущественной связью золота с висмутом и мышьяком, то есть, по-видимому, для участков со слабой рудоносностью. Внутри указанной выборки, после объединения интервалов с несущественной связью золота с висмутом и мышьяком, тем не менее, проявилась существенная связь золота с мышьяком (коэффициент корреляции золота с мышьяком равен 0,27) (см. табл. 1, группа 4). Это еще раз свидетельствует о том, что связь золота с мышьяком на рудопроявлениях данного типа настолько генетически глубокая, что проявляется на всех стадиях рудного процесса, включая участки слабой интенсивности оруденения. Выборка проб из интервалов с несущественной связью золота с висмутом и мышьяком характеризуется, по сравнению с предыдущими, максимальным количеством наименьших значений $\sum Rn$ для всех рудогенных элементов (см. табл. 2), что отражено на диаграмме (рис. 2).

Для наглядного представления корреляционных связей внутри выявленных четырех групп рудных интервалов построены кластерные дендрограммы (Statistica 6.0, метод полных связей) (рис. 3).

Дендрограмма на рисунке 3,а отражает четкое разделение рудогенных элементов на два главных обособленных кластера. В первый кластер входит золото, мышьяк и висмут, а во второй – медь, серебро, кобальт, никель и цинк. Наличие двух кластеров отражает существование двух разных минеральных ассоциаций: арсенопирит-лёллингитовой и полисульфидной. Золото образует наиболее сильную связь с мышьяком и несколько меньшую – с висмутом. Минералогически Au-As-Bi кластер соответствует ранней рудной ассоциации – арсенопирит-лёллингитовой с тончайшими включениями тонкодисперсного низкопробного золота, теллуридов висмута и самородного висмута. Полиметаллический кластер разделяется в свою очередь на два меньших, с сильной корреляционной связью – Zn-Ni-Co и Cu-Ag. Элементы Ni, Co, Ag и Au входят в состав минералов обеих ассоциа-

цій. Ni і Co образують ізоморфну примісь в арсенопириті, лёллінгіті, халькопириті, пирротині, а також входять в склад пентландита, образуючого мельчайшие выделения (структуры распада) в пирротині [2]. Вхождєніє Ni і Co в поліметаллический кластер отражаєт їх більшеє тяготєніє в данної виборкє к мінералам полісульфідної асоціації. Сильная связь Cu-Ag позволяєт думать о существовании в составе руд Губовского рудопроявления еще не диагностированного минерала, имеющего в своем составе медь и серебро. Свинец одинаково слабо тяготеет к указанным двум кластерам, хотя его выделение (в составе галенита) происходит лишь в составе поздней асоціації. Причиною тяготєніє свинца к двум кластерам, по-видимому, является связь свинца с висмутом, выделяющимся в виде самородного висмута и теллуридов висмута, в составе обеих минеральных асоціацій. Отсюда и связь свинца с этими двумя кластерами, отражающими две минеральные асоціації, то єсть висмут «тянет» за собой свинец в несвойственный для него кластер элементов ранней минеральной асоціації.

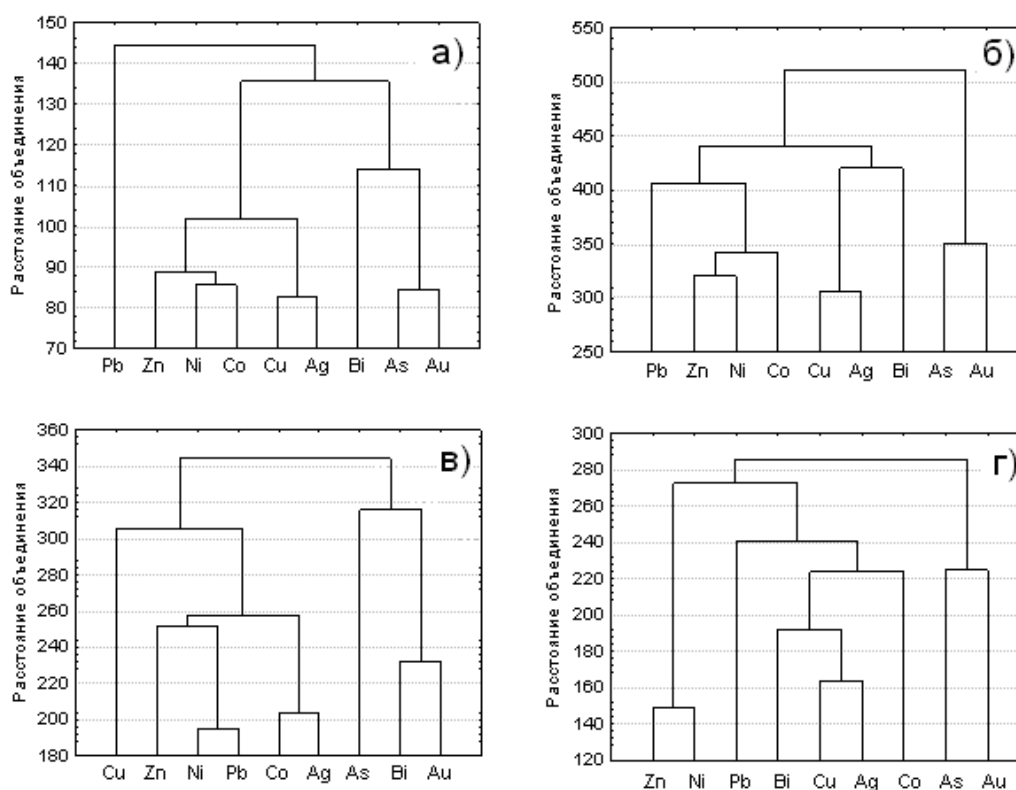


Рис. 3. Дендрогаммы корреляционных связей рудогенных элементов Губовского золотопоявления: а – группа 1, с сильной связью Au-As; б – группа 2, с сильной связью Au как с As, так и Bi; в – группа 3, с сильной связью Au с Bi; г – группа 4, с несущественной связью Au как с As, так и Bi.

Дендрогамма на рисунке 3,б показываєт разделение на два основных кластера – Au-As и полиметаллический, с входящим в него висмутом, которые отражают существование двух минеральных асоціацій. Тяготєніє висмута к полиметаллическому кластеру может говорить о его преимущественном отложении именно в составе поздней, полисульфідной асоціації. И, напротив, обособление золота в единый кластер с мышьяком может рассматриваться в пользу того, что преобладающая часть золота связана с ранней арсенопирит-лёллінгитовой асоціації. Иначе говоря, наибольшее количество золота отложилось в составе ранней арсенопирит-лёллінгитовой асоціації, а наибольшее количество висмута – в составе поздней полисульфідной асоціації.

Дендрогамма на рисунке 3,в отражает корреляционные связи внутри группы 3, которая минералогически соответствует участкам преимущественного отложения поздней полисульфідной асоціації с поздним высокопробным свободным золотом, теллурида-

ми висмута и самородным висмутом. Здесь, также как и в группе 1, наблюдается четкое разделение на два кластера – полиметаллический и Au-Bi-As, однако, в отличие от группы 1, золото имеет сильную связь с висмутом. Тяготение мышьяка к «сильному» кластеру Au-Bi может объясняться как присутствием на данных участках в подчиненном количестве минералов ранней, арсенопирит-лёллингитовой ассоциации, так и наличием генетической связи золота с мышьяком.

На дендрограмме (рис. 3,2) отображены связи рудогенных элементов внутри группы 4. Несмотря на то, что данная группа объединяет рудные интервалы со слабыми связями золота с мышьяком и висмутом, результаты анализа корреляционных связей совокупной выборки рудных интервалов этой группы выявляется достаточно значимая связь золота с мышьяком, выразившаяся в обособлении их в совместный кластер, что еще раз подтверждает генетическую связь золота с мышьяком.

Таким образом, кластерный анализ, в дополнение к корреляционному, выявил некоторые дополнительные черты поведения рудогенных элементов в процессе рудообразования.

Выводы

1. Выявленные при помощи корреляционного и кластерного анализов геохимические связи золота с другими элементами-индикаторами рудоносности подтверждают существование на Губовском золоторудном проявлении двух основных продуктивных на золото минеральных ассоциаций – ранней, арсенопирит-лёллингитовой с тонкодисперсным низкопробным золотом, теллуридами висмута и самородным висмутом и более поздней, полисульфидной с высокопробным свободным золотом, теллуридами висмута и самородным висмутом.

2. Исходя из значений алгебраической суммы парных коэффициентов корреляции матрицы (Σ), можно предполагать, что наиболее продуктивными на золото являются участки телескопирования двух основных разновременных минеральных ассоциаций. Для этих участков отмечается наибольшее значение Σ , равное 20,78. Менее продуктивны участки отложения ранней арсенопирит-лёллингитовой ассоциации с тонкодисперсным низкопробным золотом, теллуридами висмута и самородным висмутом ($\Sigma = 20,33$). И наименее продуктивны участки отложения поздней полисульфидной ассоциации с высокопробным свободным золотом, теллуридами висмута и самородным висмутом ($\Sigma = 16,81$).

3. Исходя из значений коэффициентов корреляции золота с висмутом и мышьяком, ΣRn золота, сумм парных коэффициентов корреляции матриц (Σ), анализа кластерных дендрограмм для разных рудных интервалов, можно предположить, что наибольшая часть золота отлагалась в составе ранней арсенопирит-лёллингитовой ассоциации и сосредоточена в виде тонкодисперсных включений в матрице минералов – арсенопирите и лёллингите. Наибольшая часть висмута, напротив, отлагалась в составе поздней полисульфидной ассоциации.

4. Само наличие участков как отдельного, так и совместного отложения разновременных минеральных ассоциаций свидетельствует о том, что рудное тело практически не эродировано и существует перспектива для его разработки на глубину.

В заключение необходимо отметить, что в данной работе использовались данные пробирного анализа золота, которые могут занижать концентрацию золота тонких классов минимум в 2,5 раза [9]. Для определения и выделения всего количества подобного золота необходимо использование соответствующих технологий.

1. Силичев М.К. Полнота геохимических связей как показатель интенсивности оруденения // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. – М.: Наука, 1987. – С. 123–128.
2. Яценко Г.М., Гайовський О.В., Сливко Є.М. та ін. Металогенія золота протоплатформених структур Українського щита (Кіровоградський блок). – Київ: Логос, 2009 – С. 47–70.

3. Яценко Г.М., Бабынин А.К., Гурский Д.С. и др. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита. – Киев, Геоинформ, 1998. – 136 с.
4. Бондаренко С.М. Золоторудна мінералізація західної частини Українського щита / Дисер. на здоб. ступ. канд. геолог. наук. – Київ, 2009. – 205 с.
5. Галій С.А., Ширінбеков Н.К. Генетичні особливості золоторудної мінералізації центральної частини Українського щита // Мінерал. збірник. – 1993. – № 46, вип.1. – С. 39—50.
6. Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973. – 254 с.
7. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991 – 302 с.
8. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геол. рудн. месторождений. – 1997. – **39**, №1. – С. 11—24.
9. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975. – С. 270—274.
10. Конеев Р.И. Наноминералогия золота. – С.-П.: Дельта, 2006 – 109 с.

Заборовська Л.П., Фомін Ю.О., Заборовський В.С., Покалюк В.В., Братчук О.М. МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГУБІВСЬКОГО РУДОПРОЯВУ ЗОЛОТА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Виявлено геохімічні особливості поведінки основних рудогенних елементів (Au, As, Bi, Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Zn) головного рудного тіла Губівського рудопрояву золота на основі методів багатовимірної статистики (рангова кореляція та кластерний аналіз). Встановлено, що найбільш продуктивними на золото є ділянки телескопування двох різночасових мінеральних асоціацій – ранньої, арсенопірит-лелінгітової з тонкодисперсним низькопробним золотом, і пізньої, полісульфідної з вільним високопробним золотом.

Zaborovskaya L.P., Fomin Yu.O., Zaborovskiy V.S., Pokalyuk V.V., Bratchuk O.N. MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF THE GUBOVKA GOLD ORE MANIFESTATION OF UKRAINIAN SHIELD

Some geochemical peculiarities of the behavior of major ore elements (Au, As, Bi, Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Zn) of the main ore body of the Gubovka gold ore manifestation (Kirovograd block, Ukrainian shield) were determined by the methods of multivariate statistics (rank correlation and cluster analysis). It was found that the sections of telescoping of two different in time mineral associations – early, arsenopyrite-lellingite with fine low-grade gold and later, polysulfide with free high-grade gold are the most productive in gold.

Конопля М.М.¹, Ольховик Ю.А.², Шабалин Б.Г.²

¹ Институт прикладных проблем физики и биофизики НАН Украины

² ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

АДСОРБЦИЯ НИТРАТА ЦЕЗИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА КИНЕТИКИ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ЦЕЗИЯ ИЗ ОБРАЗЦОВ СМЕСЕЙ КАТИОНО- И АНИОНООБМЕННЫХ СМОЛ, ОБРАБОТАННЫХ ГЕЛЯМИ ХИТОЗАНА

Исследованы характеристики смесей ионообменных смол в отношении адсорбции цезия из растворов его нитрата. Приведены результаты исследования процесса выщелачивания цезия из образцов смесей, обработанных гелями хитозана, в растворе NaCl (0,9 % изотонический, pH = 5—7,5) и механизм процесса выщелачивания.

Введение

Среди радиоактивных отходов (РАО), образующихся в процессе эксплуатации атомных электрических станций (АЭС), особый интерес представляют отработанные ионообменные смолы (ИОС). Их особенность состоит в том, что, в отличие от других видов жидких радиоактивных отходов (ЖРО), они не концентрируются и к настоящему времени эффективного решения о способах их переработки до состояния, приемлемого для передачи на длительное хранение или захоронение, не предложено.

Существующие технологии переработки ИОС АЭС предусматривают их включение в различные матрицы с возможным предварительным сокращением объема фиксирующего материала [1]. На практике в качестве связующих ИОС широко используются цемент, битум, терморезистивные смолы и др. Вместе с тем, в общепринятых методах обращения с отработанными ИОС, существуют естественные недостатки, затрудняющие их применение.

Цементирование

К недостаткам метода можно отнести: увеличение объемов отвержденных отходов в 6—10 раз по сравнению с исходными объемами, большие затраты на хранение и транспортировку конечного продукта, необходимость тщательного контроля конечного продукта на соответствие требуемым прочностным характеристикам. Степень включения отработанных смол в цементный компаунд не превышает 10—15 %. При исходной активности ИОС порядка $n \times E5 \text{ Бк} \times \text{дм}^{-3}$ и установленном уровне снятия с регулирующего контроля $100 \text{ Бк} \times \text{кг}^{-1}$ цементный компаунд должен сохранять свои защитные свойства не менее 300 лет.

Битумирование

Недостатки метода битумирования: увеличение объемов отвержденных отходов в 3—5 раз по сравнению с исходными РАО, термическая нестабильность битумов (особенно в присутствии щелочей), возможность их расслоения при длительном хранении, пожароопасность, биологическая неустойчивость, а также большая стоимость переработки и высокие затраты на хранение конечного продукта.

Терморезистивные смолы

Стоимость кондиционирования переработанной ИОС с использованием терморезистивных смол заведомо очень дорогой процесс, что существенно ограничивает применение этого метода.

Термическая обработка

Недостатки: сжигание ИОС на установках сжигания твердых РАО возможно лишь в ограниченном количестве и требует проведения специальной подготовки смол и узла сжигания для обеспечения эффективности процесса с учетом образования в отходящих газах токсичных и коррозионно-активных продуктов в виде оксидов азота и серы, продуктов

неполного термического разложения сополимеров стирола и дивинилбензола, а также диоксинов [2].

Глубокая дезактивация

Суть технологии состоит в регенерации ионитов специально подобранными растворами сильных кислот, обеспечивающими высокую степень элюирования радионуклидов. Однако объемы вторичных ЖРО при этом возрастают в 3—5 раз, вследствие этого возникает необходимость использования установок для обращения с вторичными РАО.

Следует отметить, что в настоящее время отсутствие эффективных технологий утилизации отработанных ИОС сопровождается накоплением дополнительных значительных объемов РАО на АЭС без гарантируемых сроков хранения.

В настоящей работе представлены результаты исследований процессов адсорбции цезия из растворов его нитрата образцами смесей ионообменных смол катионита КБ-4П2 и анионита АН-31, изучен процесс выщелачивания цезия из образцов смесей ИОС, обработанных гелями хитозана в растворе NaCl (0,9 % изотонический, pH 5—7,5), и рассмотрен механизм процесса выщелачивания.

Методика исследований, результаты и их обсуждение

Суть предлагаемого метода утилизации отработанных ИОС состоит в том, что в гель на основе хитозана при перемешивании добавляют дисперсный раствор отработанных ИОС с добавкой, в случае необходимости, комплексонов в количестве 2—20 мг×дм⁻³, которые способствуют образованию нерастворимых соединений с радионуклидами в объеме геля [3, 4]. Процесс образования химически плотного, наполненного отработанными ИОС геля, происходит в течение 45—90 мин с последующей или непрерывной контейнеризацией. Степень наполнения хитозанового геля дисперсией отработанных ИОС изменяется в пределах 25—75 масс. %. При этом физико-химические показатели прочности геля в условиях длительного хранения могут измениться лишь на 20—30 % в связи высокой стабильностью хитозана при радиоллизе под действием γ -излучения. Так, прочность хитозановых пленок, облученных дозой 100 кГр, снижается лишь на 20 % [5, 6].

Следует также отметить биологическую устойчивость гелей хитозана к воздействию факторов окружающей среды – микробов, грибов, других видов биоты [3].

Известно, что сорбционные свойства хитозана при обработке технологических растворов и почв для выведения из природного кругооборота тяжелых металлов и радионуклидов превосходят по ряду показателей такие известные сорбенты, как КУ-2-8, КБ-4, Dowex A-1, Zerolit 225, а низкая зольность позволяют минимизировать количество отходов при их компактизации и утилизации [7—9]. Кроме того, физическая модификация геля может быть совмещена с получением композиций хитозана с другими сорбентами (ферритом, каолином, солями ферроцианидов переходных металлов и другими неорганическими солями, а также углем), специфические сорбционные свойства которых существенно расширяют круг решаемых задач.

Отметим, что по литературным данным [4], хитозан в виде волокнистого сорбента «Микотон» не сорбирует или слабо сорбирует щелочные металлы, в частности цезий.

Адсорбция растворов CsNO₃ смесями катионита и анионита

Для изучения процессов адсорбции использовали следующие ионообменные смолы:

Катионит КБ-4П2 ГОСТ 20298-74

- Функциональные группы – карбоксильные;
- Ионная форма катионита – натриевая;
- Тип – полимеризационный;
- Структура – гелевая;
- Плотность – 0,835 г×см⁻³

- Область применения – удаление бикарбонатной жесткости воды, селективное удаление малых количеств двухвалентных катионов;
- Объемная доля рабочей фракции – 95 %;
- Удельный объем в Na-форме – $6,0 \text{ см}^3 \times \text{г}^{-1}$;
- Полная статистическая обменная емкость ($\text{ммоль}/\text{см}^3$) – 3,5 по ГОСТ 20255;1
- Осмотическая стабильность (%) – 75 по ГОСТ 17338.

Анионит АН-31 ГОСТ 20301-74

- Функциональные группы – вторичные и третичные алифатические аминогруппы;
- Ионная форма анионита – хлоридная;
- Тип – поликонденсационный;
- Структура – гелевая;
- Плотность – $0,85 \text{ г} \times \text{см}^{-3}$;
- Область применения – водоподготовка, гидрометаллургия;
- Слабоосновный анионит;
- Объемная доля рабочей фракции – 92 %;
- Удельный объем в ОН-форме, ($\text{см}^3 \times \text{г}^{-1}$) – $3,3 \pm 0,2$;
- Удельная поверхность – $20\text{—}45 \text{ м}^2 \times \text{г}^{-1}$ по ГОСТ 10898.5-84;
- Полная статистическая обменная емкость ($\text{ммоль} \times \text{см}^{-3}$) – 2,6 по ГОСТ 20255.1-84;
- Осмотическая стабильность (%) – 85 по ГОСТ 17338-81.

Динамическая обменная емкость

Динамическую обменную емкость определяли по ГОСТ 20255.2-84: в растворе хлористого натрия с концентрацией $0,01 \text{ моль} \times \text{дм}^{-3}$ (0,01 Н), ГОСТ 4233-77 х. ч. и в растворе соляной кислоты с концентрацией $0,0035 \text{ моль} \times \text{дм}^{-3}$ (0,0035 Н) ГОСТ 3118-77.

Исследование адсорбции проводили в статических условиях из модельных растворов CsNO_3 с концентрацией $0,3\text{—}1,5 \text{ ммоль} \times \text{дм}^{-3}$ ($40\text{—}225 \text{ мг Cs} \times \text{дм}^{-3}$) и $\text{pH} = 6,8\text{—}7,0$ с определением статической обменной емкости (СОЕ).

Кинетику адсорбции из растворов CsNO_3 определяли с помощью метода спектрофотометрии в видимом и УФ участке спектра спектрофотометром «Sperecord –M40» с рабочим диапазоном $200\text{—}909 \text{ нм}$. Предварительно для каждого раствора определяли коэффициент экстинкции. Спектры растворов снимали в УФ-области ($200\text{—}360 \text{ нм}$) и видимой области ($360\text{—}900 \text{ нм}$), определяли оптическую плотность (D) для каждой концентрации (C) и строили калибровочную кривую $D = f(C)$. Тангенс угла наклона полученной прямой отвечает коэффициенту экстинкции. Для определения кинетики адсорбции брали растворы с разной концентрацией препарата. Навески образцов смеси ИОС помещали в бюкс и заливали раствором CsNO_3 (10 или 15 мл) с известной концентрацией. Через определенные промежутки времени на спектрофотометре измеряли меру поглощения ультрафиолетового или видимого излучения ($\% T$) при характерной длине волны. Для этого 4 мл водной вытяжки помещали в кварцевую кювету, а в контрольную кювету помещали такое же количество дистиллированной воды. По логарифмической кривой $D = f(\lg(\% T))$ находили значения оптической плотности, которые отвечают величинам процента пропускания. Измерения проводили до тех пор, пока значения не становились стабильными. Количество CsNO_3 (G), перешедшего из раствора в образец смеси ИОС за определенные промежутки времени, определяли по формуле:

$$G = CV, \quad (1)$$

где $C = D/E$; C – концентрация CsNO_3 в растворе ($\text{г} \times \text{мл}^{-1}$), D – оптическая плотность, E – коэффициент экстинкции, V – объем раствора.

После расчета количества CsNO_3 , перешедшего из раствора за определенные промежутки времени, строили кинетическую кривую.

Статическая модель адсорбции использовалась для создания типичного градиента концентраций. Навеску образца помещали в бюкс, заливали раствором CsNO_3 (модуль 100) и инкубировали в течение определенного времени, затем методом спектрофотометрии анализировали концентрацию вещества в растворе. По полученным значениям строили график в координатах (адсорбция-концентрация)/(нач. концентрация) в % от введенного – время (циклы адсорбции по 30 мин) (рис. 1). Обработку кинетических кривых адсорбции выполняли по программе ORIGIN 7 [15].

Кинетика адсорбции – изотерма адсорбции аппроксимировалась по модели Лэнгмюра [10]:

$$A = \frac{A_{\max} \cdot k \cdot C_{eq}}{1 + k \cdot C_{eq}} \quad (2)$$

где A – количество адсорбированного вещества, $\text{мг} \times \text{г}^{-1}$, о.е. (относительные единицы); C_{eq} – концентрация вещества в растворе в равновесии, $\text{мг} \times \text{дм}^{-3}$; A_{\max} – и k – константы Лэнгмюра, представляющие собой насыщающую способность и константу адсорбционного равновесия соответственно.

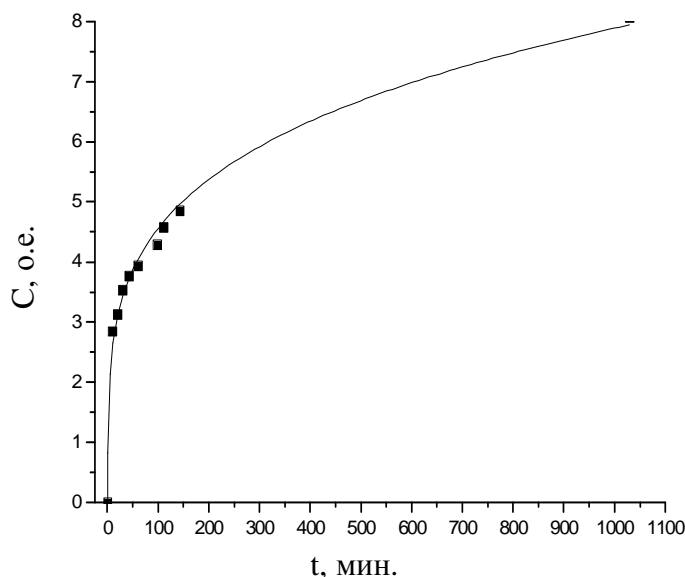


Рис. 1. Кинетика адсорбции CsNO_3 из раствора с концентрацией $1 \text{ ммоль} \times \text{дм}^{-3}$ смесью ИОС: C – в о.е. (относительные единицы)

Для аппроксимации экспериментальных результатов использовали уравнение Лэнгмюра в линейной форме:

$$\frac{1}{A} = \frac{1}{A_{\max} \cdot k} \cdot \frac{1}{C_{eq}} + \frac{1}{A_{\max}} \quad (3)$$

Графическая зависимость, построенная в координатах $1/A = f(1/C_{eq})$, представляет собой прямую линию с углом наклона $1/A_{\max} \times k$, отсекающая отрезок на оси ординат, равный $1/A_{\max}$, что подтверждает критерий применимости уравнения Лэнгмюра к изучаемой системе. Коэффициент корреляции составляет 0,98823. Предельная адсорбционная емкость смеси ИОС по раствору CsNO_3 составляет $1,49 \text{ ммоль} \times \text{г}^{-1}$.

Поскольку в процессе адсорбции ионов Cs^+ действует кинетически-диффузионный механизм, был проведен расчет коэффициентов диффузии (D) по методике, описанной в [11].

Как видно из таблицы 1, величины D возрастают при переходе к более концентрированным растворам. Для выяснения вопроса о том, является ли диффузия сорбата в объем гранул смеси ИОС эстафетным или фронтальным процессом, были проанализированы за-

висимости относительной скорости адсорбции (скорости достижения равновесия) от концентрации сорбата. При повышении исходной концентрации сорбата в растворе скорость процесса возрастает пропорционально росту концентрации. Был сделан вывод о том, что при низкой концентрации сорбата лимитирующей стадией является внешняя диффузия или химическая реакция (при повышении концентрации), так как процесс протекает с участием легкодоступных сорбционных центров, находящихся на поверхности гранул. В случае изначально набухшего образца ИОС в сорбцию Cs^+ возрастает вклад внутренней диффузии и уменьшается относительная скорость сорбции по мере увеличения исходной концентрации сорбата. Для оценки лимитирующей стадии процесса сорбции были также рассчитаны значения критерия Bi , в который входит соотношение коэффициентов массопереноса β и диффузии D , характеризующих скорости внешней и внутренней диффузии. Данный критерий имеет значение для анализа процессов массопереноса с участием твердой фазы сорбента, поскольку позволяет определить область протекания диффузионного процесса. При значениях $Bi < 1$ скорость массопереноса определяется, в основном, скоростью внешней диффузии, а при $Bi > 30$ – внутренней [12, 13]. Проведенные расчеты показали, что величина критерия Bi находится в интервале от 7 до 13, т.е. скорость адсорбции Cs^+ всеми гранулами смеси ИОС зависит как от внешне-, так и внутридиффузионных процессов.

Представляло интерес оценить динамическую обменную емкость (ДОЕ) смеси ИОС относительно адсорбции Cs^+ . Полученное значение ДОЕ составило $0,22 \text{ ммоль} \times \text{г}^{-1}$, что близко к величине емкости, полученной в статических условиях при изучении сорбции Cs^+ из растворов CsNO_3 с концентрацией $0,3 \text{ ммоль} \times \text{дм}^{-3}$.

Таблица 1. Параметры сорбции цезия смесью К/А из раствора CsNO_3 (рН 6,0; $V/m = 1000$)

$C_0 [\text{CsNO}_3]$ ммоль \times дм $^{-3}$	Коэффициент диффузии D , $10^9 \text{ м}^2 \times \text{с}^{-1}$	СОЕ ммоль \times г $^{-1}$	K_d , мл \times г $^{-1}$
0,3	2,4	0,27	8100
0,45	1,8	0,65	2200
1,0	1,05	0,89	660

Исследование процесса выщелачивания цезия из смесей образцов ИОС в растворах NaCl (0,9 % изотонический, рН 5—7,5)

Для приготовления образцов ИОС были использованы пластифицированные глицерином 2 % гелевые растворы среднемолекулярного (72 kDa)* хитозана в 2 % уксусной кислоте. Содержание глицерина изменялось в пределах 2—10 масс. %. Характеристика образцов ИОС, обработанных гелями хитозана:

- Смесь катионит/анионит 1:1;
- Плотность $0,841 \text{ г} \times \text{см}^{-3}$;
- Гель ацетата хитозана 2 %;
- Степень наполнения: 48 масс. %, 63 об. %, пластификатор – 10 масс. %.

Использовали статическую модель десорбции. Навеску образца, обработанную раствором CsNO_3 до насыщения, помещали в бюкс, заливали физраствором (модуль 100) и инкубировали в течение определенного времени, а затем анализировали концентрацию вещества в растворе. По полученным значениям строили график в координатах (Десорбция–концентрация)/(нач. концентрация) в % от введенного – время (циклы десорбции по 30 мин). Обработку кинетических кривых десорбции осуществляли программой ORIGIN 7 [15].

Говоря о кинетических характеристиках материалов, следует иметь в виду, что в многокомпонентных полимерных системах, кинетика десорбции компонентов не подчиняется закону Фика [11, 14]. Сложность данных систем заключается в существовании ряда диффузионных факторов, которые обусловлены рядом причин: присутствием полимерной

* Молекулярную массу полимеров хитозана определяли вискозиметрическим методом с использованием в качестве растворителя хитозана 0,2 М раствор ацетата натрия в 2 % уксусной кислоте, при температуре $25 \pm 0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ в капиллярном вискозиметре Уббелюде, с диаметром капилляра 0,54 мм. Расчет молекулярной массы проводили по уравнению Марка-Куна-Хаувинка [14].

матрицы; наличием нескольких высокомолекулярных составляющих, объем которых изменяется в процессе набухания материала в модельной среде; наличием связей (ионных, водородных) между компонентами. Поэтому для установления максимально возможного количества десорбированного вещества в ряде случаев использовали динамическую модель. Кинетика десорбции из образцов ИОС в основном удовлетворительно описывалась уравнением

$$y = y_0 + A \cdot \frac{1}{1 + e^{\frac{x - x_c + w_1}{w_2}}} \cdot \left(1 - \frac{1}{1 + e^{\frac{x - x_c - w_1}{w_3}}} \right) \quad (4)$$

с коэффициентом корреляции 0,915, что позволило оценить временные параметры процесса выщелачивания.

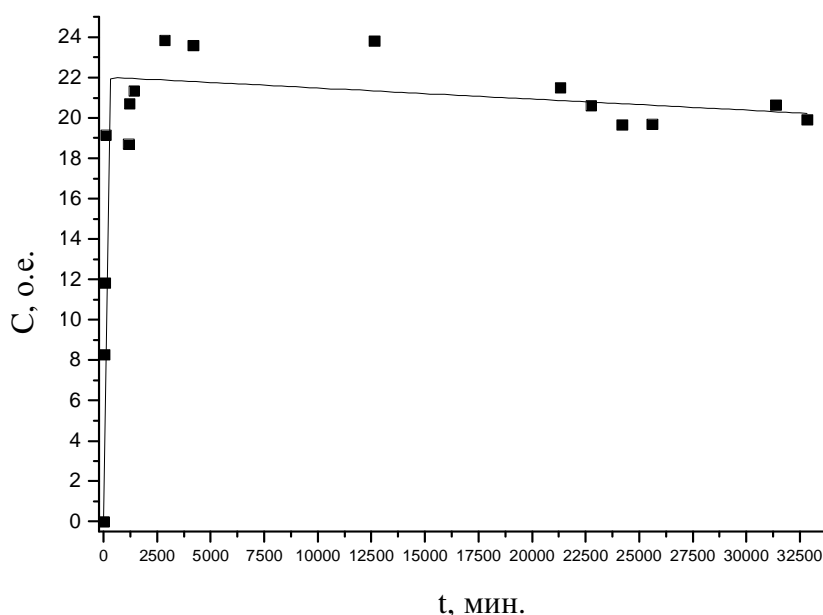


Рис. 2. Кинетика десорбции цезия из образцов смеси ИОС: C – в о.е. (относительные единицы)

Для оценки временных параметров процесса выщелачивания проведена аппроксимация кинетики десорбции CsNO_3 из образцов смеси ИОС в геле хитозана. Анализ особенностей кинетики выщелачивания нитрата цезия из образцов смеси ИОС, обработанных раствором CsNO_3 до насыщения и включенных в гель хитозана, показал, что десорбция CsNO_3 максимальна в течение первых 48 часов, в дальнейшем выход CsNO_3 убывает и прекращается через 30 суток. В период максимальной десорбции массовый выход CsNO_3 составляет 25—30 масс. %. Остаточное содержание CsNO_3 в смеси ИОС, обработанной гелем хитозана, составляет не менее 70—75 масс. %.

Выводы

1. Результаты исследований адсорбции растворов нитрата цезия из смесей образцов ИОС (Катионит КБ-4П2/Анионит АН-31) в соотношении 1:1 показали, что адсорбционная емкость смеси ИОС к раствору CsNO_3 составляет $1,49 \text{ ммоль} \times \text{г}^{-1}$, а динамическая обменная емкость – $0,22 \text{ ммоль} \times \text{г}^{-1}$, что близко к величине емкости, полученной в статических условиях при изучении сорбции из растворов CsNO_3 с концентрацией $0,3 \text{ ммоль} \times \text{дм}^{-3}$.

2. Скорость адсорбции CsNO_3 всеми гранулами смеси ИОС зависит как от внешне-, так и внутридиффузионных процессов.

3. Степень наполнения: смеси катионит/анионит (1:1) нитратом цезия составляет 48 масс. % (63 об. %). Удовлетворительные физико-механические характеристики образцов достигаются обработкой смеси ИОС ацетатными гелями хитозана, пластифицированных глицерином не менее 10 масс. %.

4. Анализ особенностей кинетики выщелачивания нитрата цезия из образцов смеси ИОС, обработанных раствором CsNO_3 до насыщения и включенных в гель хитозана, показал, что десорбция CsNO_3 максимальна в течение первых 48 часов, в дальнейшем выход CsNO_3 убывает и прекращается через 30 суток. В период максимальной десорбции массовый выход CsNO_3 составляет 25—30 масс. %. Остаточное содержание CsNO_3 в смеси ИОС, обработанной гелем хитозана, составляет не менее 70—75 масс. %.

5. Обработка смеси ИОС гелем хитозана при условии подавления десорбции радионуклидов представляется перспективным методом иммобилизации отдельного вида ЖРО. Подавление десорбции радионуклидов достигается изменением концентрации пластифицированного геля хитозана и степени наполнения смеси ИОС.

1. Гавриш В.Г., Черникова Н.П., Иванец В.Г. Обзор вариантов переработки отработанных ионообменных смол // Ядерна та радіаційна безпека. – 2010. – 4, №1. – С. 25—28.
2. МАГАТЭ IAEA-TECDOC-1527 // Review Application of Thermal Technologies for Processing of Radioactive Waste, December 2006. – 90 p.
3. Хитин и хитозан: Получение, свойства и применение // Под ред. К.Г. Скрябина, Г.А. Вихоревой, В.П. Варламова. – М.: Наука. 2002. – 368 с.
4. Горовой Л.Ф., Косяков В.Н. Сорбционные свойства хитина и его производных // Хитин и хитозан. Получение, свойства и применение / Под ред. К.Г. Скрябина, Г.А. Вихоревой, В.П. Варламова. – М.: Наука, 2002. – С. 217—246.
5. Ершов Б.Г., Исакова О.В., Рогожин С.В. и др. Радиационно-химические превращения хитозана // Журнал физической химии. – 1987. – 295, №5. – С. 1152—1156.
6. Загорец П.В., Кокорин А.И. Радиационная деструкция хитозана // Химическая физика. – 2005. – 24, №11. – С. 82—86.
7. Велешко А.Н., Косяков В.Н. Применение хитин-хитозановых материалов для определения радионуклидов при экологическом мониторинге // Материалы Восьмой Международной конференции «Новые перспективы в исследовании хитина и хитозана». – М.: ВНИРО, 2006. – С. 90—93.
8. Мясоедова Г.В., Никашина В.А. Сорбционные материалы для извлечения радионуклидов из водных сред // Российский химический журнал. – 2006. – 40, №5. – С. 55—63.
9. Селиверстов А.Ф. Сорбция хитином, хитозаном и хитин-содержащими материалами радиоактивных элементов из водных растворов: Автореферат дисс. к. х. н. – Москва, 2004. – 24 с.
10. Волков В.А. Коллоидная химия: Поверхностные явления и дисперсные системы. Учебник для вузов. – М.: МГТУ, 2001. – 640 с.
11. Кокотов Ю.А., Пасечник Ю.А. Равновесие и кинетика ионного обмена. – Л.: Химия, 1970. – 450 с.
12. Касаткин А.Г. Основные процессы и аппараты химической технологии. – М.: ООО ТИД «Альянс», 2005. – 753 с.
13. Раков Э.Г., Хаустов С.В. Процессы и аппараты производств радиоактивных и редких металлов. – М.: Металлургия, 1993. – 256 с.
14. Гамзада А.И., Шлимак В.М., Скляр А.М. и др. Исследование гидродинамических свойств растворов хитозана // Acta Polimerica. – 1985. – 36, № 8. – Р. 420—424.
15. Исакова О.П., Тарасевич Ю.Ю., Юзюк Ю.И. Обработка и визуализация данных физических экспериментов с помощью пакета Origin. – М.: Книжный дом «ЛИБКОМ», 2009. – 136 с.

Конопля М.М., Ольховик Ю.О., Шабалин Б.Г. АДСОРБЦІЯ НІТРАТУ ЦЕЗІЮ ТА ОСОБЛИВОСТІ ПРОЦЕСУ КІНЕТИКИ ВИЛУГОВУВАННЯ ЦЕЗІЮ ЗІ ЗРАЗКІВ СУМІШЕЙ КАТІОНО- І АНІОНООБМІННИХ СМОЛ, ОБРОБЛЕНИХ ГЕЛЯМИ ХІТОЗАНУ

Досліджено характеристики сумішей зразків іонообмінних смол щодо адсорбції розчинів нітрату цезію. Проведено дослідження процесу вилуговування цезію зі зразків сумішей, оброблених гелями хітозану, у розчині NaCl (0,9 % ізотонічний, $\text{pH} = 5\text{—}7,5$). Визначено особливості механізму і наведено оцінки часових параметрів процесів вилуговування при їх довготривалому зберіганні.

Konoplia M.M., Olkhovik Ju.A., Shabalin B.G. ABSORPTION OF CESIUM NITRATE AND SPESIAL FEATURES OF KINETICS PROCESS FOR CESIUM LEACHING FROM THE SAMPLES OF CATION-AND ANION-EXCHANGING RESINS' MIXTURES BEING TREATED WITH CHITOSAN GELS

The characteristics of ion-exchanging resin mixtures as to adsorption of cesium nitrate solutions were investigated. Cesium leaching process from the samples of mixtures being treated with chitosan gels in NaCl (0,9 isotonic, pH = 5—7,5) solution has been studied. The mechanism and estimations of time parameters for leaching process at their long lasting keeping were given.

Полякова І.О.

ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

ОЦІНКА ЗАХИСНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ КОНТЕЙНЕРА ДЛЯ ЗБЕРІГАННЯ ВІДПРАЦЬОВАНИХ ДЖЕРЕЛ ІОНІЗУЮЧОГО ВИПРОМІНЮВАННЯ

Представлено результати розробки контейнера для транспортування і тривалого зберігання закритих гамма-випромінюючих відпрацьованих джерел іонізуючого випромінювання, особливостей розрахунку та перевірки захисних властивостей.

Вступ

Проблема екологічної та радіаційної безпеки при поводженні з відпрацьованими джерелами іонізуючого випромінювання (ДІВ) є надзвичайно актуальною для України в теперішній час через відмову від їх захоронення, натомість набуло значення застосування технологій тривалого контейнерного зберігання.

Джерела іонізуючого випромінювання знаходять широке застосування в промисловості, медицині, наукових дослідженнях [1]. Зокрема вони застосовуються у медичних гамма-терапевтичних апаратах, гамма-дефектоскопах, щільномірах, товщиномірах, нейтралізаторах статичної електрики, радіоізотопних релейних приладах, вимірювачах зольності вугілля, сигналізаторах зледеніння, дозиметричній апаратурі, що містить вбудовані джерела тощо.

У радіаційних приладах та пристроях використовуються: цезій-137, кобальт-60, селен-75, іридій-192, молібден-99 + технецій-99m, радій-226 + радон-222, стронцій-90 + ітрій-90, плутоній-238 та ін.

З часом ДІВ, за рахунок природного розпаду радіонуклідів, втрачають свої корисні якості та їх переводять до категорії радіоактивних відходів (РАВ), як правило, високоактивних, які відповідно до вимог чинного законодавства підлягають захороненню або тривалому зберігання (100 і більше років).

Поводження з ДІВ в Україні

Поводження з РАВ у т.ч. у вигляді відпрацьованих ДІВ (ВДІВ) при їх перевезенні та захороненні або тривалому зберіганні регламентується законами, нормами і правилами з ядерної і радіаційної безпеки України [2, 3]. Їх зберігання та перевезення дозволяється здійснювати у спеціальних сертифікованих транспортних упаковках або пакувальних транспортних комплектах [4]. ВДІВ підлягають вивезенню до регіональних спецпідприємств державної корпорації «Українське державне об'єднання «Радон» (ДК «УкрДО «Радон»)), які мають відповідні ліцензії та дозволи для тривалого зберігання.

У деяких установках, що використовують іонізуюче випромінювання, ДІВ мають надзвичайно велику активність. В експериментальних установках МРХ-γ-25М, К-100 000, ЛБМ-1, УК-100 000, що існують на території України, використовуються ДІВ типу: ГИК-7-4, ГИК-7-3, ГИК-4-2, ГИК-7-1 з радіонуклідами ^{60}Co або ^{137}Cs [1]. Наприклад, в гамма-установці К-100 000, що знаходиться в Інституті фізики НАН України, розміщено 40 одиниць джерел іонізуючого випромінювання типу ГИК-7-4 з радіонуклідом ^{60}Co . Активність одного ДІВ на момент виготовлення складала $8,9 \times 10^{13}$ Бк, а сумарна активність джерел в установці – $3,56 \times 10^{15}$ Бк.

У гамма-установці МРХ-γ-25М, що також знаходиться в ІФ НАН України, розміщено 18 ДІВ типу ГИК-7-3 з радіонуклідом ^{60}Co . Активність одного такого джерела на момент виготовлення становила $4,45 \times 10^{13}$ Бк, а сумарна активність джерел в установці на момент виготовлення – $8,0 \times 10^{14}$ Бк.

Згадані установки виведені з експлуатації, а відпрацьовані ДІВ, що в них розміщено, підлягають вилученню та вивезенню до спеціалізованих підприємств ДК «УкрДО «Радон».

В Україні тривале зберігання РАВ здійснюється на підприємствах Державної корпорації «Українське державне об'єднання «Радон» (спецпідприємства ДК «УкрДО «Радон») – Київському, Харківському, Львівському, Одеському, Дніпропетровському та Донецькому. Пункти зберігання РАВ (ПЗРВ) підприємств ДК «УкрДО «Радон» створені за типовим проектом та представляють собою віддалений від населених пунктів майданчик з комплексом будівель, у т.ч. приповерхневими сховищами РАВ, а також ємностями для зберігання рідких радіоактивних відходів (РРВ). На промисловому майданчику ПЗРВ розміщено також системи радіаційного контролю та моніторингу стану довкілля з контрольними свердловинами, радіологічна лабораторія, санперепускник, станція для дезактивації та інші технологічні приміщення зі спеціальним обладнанням. Увесь периметр огорожено та забезпечено охороною в т.ч. за допомогою камер відеоспостереження.

Основні напрями та завдання щодо подальшого розвитку в Україні системи поводження з РАВ визначені у Стратегії поводження з радіоактивними відходами в Україні, прийнятій розпорядженням Кабінету Міністрів України від 19.08.2009 № 990-р, дія якої розрахована на 50 років. Стратегія розроблена за підтримки Європейської Комісії на виконання Плану дій Україна – ЄС на підставі аналізу стану системи поводження з РАВ в Україні, з урахуванням кращого міжнародного досвіду, стандартів з безпеки МАГАТЕ та Європейського Союзу.

На міжрегіональних спецпідприємствах ДК «УкрДО «Радон» реалізуються заходи з перепрофілювання та переоснащення у пункти збору та тимчасового зберігання РАВ. Підприємства забезпечуються контейнерами для транспортування та тимчасового зберігання РАВ та відпрацьованих ДІВ. Зберігання РАВ та відпрацьованих ДІВ у контейнерах здійснюється у спеціально споруджених сховищах ангарного типу. Припинено розміщення відпрацьованих ДІВ за технологією захоронення у сховищах колодязного типу [5]. Щодо законсервованих сховищ РАВ, розміщених на ПЗРВ ДМСК, експлуатація яких здійснювалась у попередні роки (до 1996 р.) за технологією захоронення, проводиться переоцінка безпеки, яка дозволить обґрунтувати період безпечного існування таких сховищ та надасть можливість запланувати заходи з вилучення у майбутньому РАВ із цих сховищ. Проведення заходів з вилучення РАВ зі сховищ відбувається після системи планування комплексу робіт, оцінки показників надійності і безпеки об'єктів та установок, дозових навантажень на персонал, безпеки оточуючого природного середовища [6].

Контейнери для транспортування та тривалого зберігання ВДІВ

Оскільки усі спецпідприємства ДК «УкрДО «Радон» перейшли на контейнерне зберігання РАВ, транспортування і тимчасове їх зберігання відбувається у спеціальних контейнерах, розміщених в охоронній тарі, що дозволяє запобігти потраплянню радіонуклідів в оточуюче природне середовище (багате шлонований захист).

У рамках програми глобального партнерства «Великої вісімки» зі сторони Комісаріату Атомної Енергетики Франції здійснюється фінансування двох значущих для України проектів, спрямованих на підвищення безпеки поводження з відпрацьованими джерелами іонізуючого випромінювання. Цими проектами передбачена розробка та впровадження сучасних технічних засобів для поводження з ВДІВ:

- виготовлення та сертифікація мобільної модульної захисної камери для розрядки ВДІВ типів Э1 – ЭЗ, Э1М – Э4М, БГИ-30, БГИ-45, БГИ-60А, БГИ-75А, БГИ-90А, БГИ-45У, БГИ-60У, БГИ-75У та БГИ-90У з наступною локалізацією їх в транспортному пакувальному комплекті ПКТІВ-120Н;

- виготовлення та сертифікація транспортних пакувальних комплектів ПКТІВ-120Н, призначених для транспортування та тривалого зберігання ВДІВ у приповерхневих сховищах РАВ на спеціалізованих підприємствах ДК «УкрДО «Радон».

У перспективі тимчасове зберігання закритих ВДІВ планується здійснювати на майданчику Центрального сховища РАВ, що розташований на комплексі виробництв «Вектор» (КВ «Вектор») у Чорнобильській зоні відчуження.

Враховуючи потреби, стратегію поводження з РАВ на спецпідприємствах ДК «УкрДО «Радон» і перехід на контейнерне зберігання, було розроблено, випробувано та сертифіковано транспортний пакувальний комплект ПКТІВ-120Н. Розробником транспортного пакувального комплексу ПКТІВ-120Н є корпорація «Укратомприлад», а виробник – ДП «Атоменергомаш», м. Енергодар. Цей комплект (рис. 1) призначений для транспортування та зберігання відпрацьованих закритих радіонуклідних джерел іонізуючого випромінювання з ізотопами ^{137}Cs або ^{60}Co [7]. Він також може бути застосований на підприємствах, де необхідно вилучати з обігу відпрацьовані закриті ДІВ з вказаними ізотопами і транспортуванням цих ДІВ до сховищ для тимчасового зберігання.

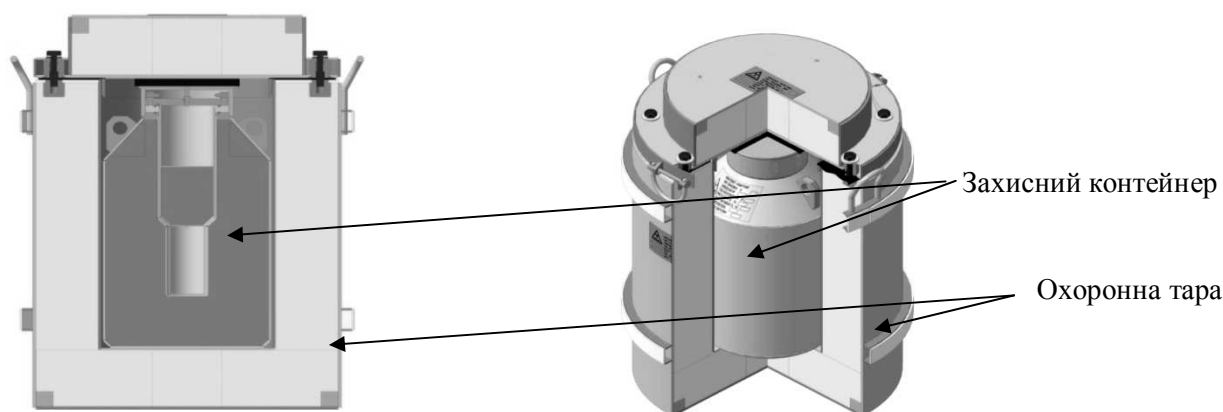


Рис. 1. Зовнішній вигляд транспортного пакувального комплексу ПКТІВ-120Н

Складовими частинами комплексу є захисний контейнер та охоронна тара. Конструкційний матеріал охоронної тари – неіржавіюча сталь (щільність $7,8 \text{ г} \times \text{см}^{-3}$, товщина 6 мм). Захисний матеріал контейнеру – свинець (щільність $11,3 \text{ г} \times \text{см}^{-3}$, товщина 120 мм). Технічні характеристики транспортного пакувального комплексу із відповідними значеннями величин наведено у таблиці 1.

Фізичні основи розрахунку товщини поглинача контейнерів

При проектуванні контейнерів для високоактивних РАВ у вигляді відпрацьованих ДІВ автором проводились розрахунки і перевірка захисних властивостей ПКТІВ-120Н та основних проектно-конструкторських рішень.

Розрахунок проводився виходячи зі властивостей ізотопу ^{60}Co : енергія гамма-фотонів $E_{\gamma 1} = 1173,2$ та $E_{\gamma 2} = 1332,5$ кеВ, квантовий вихід – 200 %, гамма-постійна – $12,93 \text{ Р} \times \text{см}^2 / (\text{МКі} \times \text{год})$, період напіврозпаду – 5,27 роки, загальною активністю на момент завантаження не більше $5,18 \times 10^{14}$ Бк [8].

Конструкція контейнера при проектному завантаженні має відповідати вимогам чинних нормативних документів на транспортування РАВ (ПБПРМ-2001), а саме: не перевищення рівня випромінювання на поверхні упаковки $2 \text{ мЗв} \times \text{год}^{-1}$ (п. 5.14) та $0,1 \text{ мЗв} \times \text{год}^{-1}$ у будь-якій точці на відстані 2 м (п. 7.22) [4].

При використанні ПКТІВ-120Н для ВДІВ з ізотопом ^{137}Cs розрахунок виконували виходячи з величин: енергія гамма-фотонів $E_{\gamma} = 661,6$ кеВ, квантовий вихід – 85,2 %, гамма-постійна – $3,19 \text{ Р} \times \text{см}^2 / (\text{МКі} \times \text{год})$. Захисні характеристики розробленого контейнера повністю забезпечать вимоги до ПЕД при зберіганні та транспортуванні [8].

Габаритні розміри ВДІВ типу ГИК-7-4, ГИК-7-3: діаметр $d = 11,0 \pm 0,5$ мм, висота $h = 81,0 \pm 0,5$ мм, матеріал капсули джерела – сталь марки 12Х18Н10Т за ГОСТ 5632-72, кількість капсул – дві (одна в одній), та розміри стакана для завантаження діаметр $d = 82,0 \pm 1,0$ мм, висота $h = 17,90 \pm 1,0$ мм. По висоті може бути розміщено 7 вказаних джерел, а по

діаметру лише 2, тому загальна максимальна завантажена кількість ВДІВ становитиме не більше 14 одиниць. Із розрахунків випливає що загальна активність ВДІВ, що може бути розміщено в ньому, досягатиме $A_{\text{дж}} = 7,25 \times 10^{15}$ Бк, тобто буде обмежена об'ємом стакана для завантаження комплексу пакувального транспортного ПКТІВ-120, враховуючи максимальну активність ВДІВ, яка може бути завантажена $A_{\text{дж}} = 5,18 \times 10^{14}$ Бк по ^{137}Cs та $6,6 \times 10^{10}$ Бк по ^{60}Co . Тому максимальна кількість одиниць відпрацьованих ДІВ залежить як від габаритних розмірів стакана для завантаження (конструкційні особливості комплексу) так і від активності ВДІВ.

Таблиця 1. Технічні характеристики транспортного пакувального комплексу ПКТІВ-120Н

Технічні характеристики	Значення
Максимальна завантажувальна активність комплексу, Бк:	
– по ізотопу ^{137}Cs	$5,18 \times 10^{14}$
– по ізотопу ^{60}Co	$6,60 \times 10^{10}$
Кратність ослаблення гамма-випромінювання, разів	
– по ізотопу ^{137}Cs	$1,87 \times 10^6$
– по ізотопу ^{60}Co	$8,50 \times 10^2$
Потужність еквівалентної дози на відстані 1 м від будь – якої точки зовнішньої поверхні комплексу, мЗв/год $^{-1}$	$< 2,0$
Маса комплексу, кг	< 1200
Габарити охоронної тари, мм:	
– діаметр	400
– висота	678
Розмір гнізда стакана для завантаження ВДІВ, мм:	
– діаметр	82
– висота	179
Маса пробки, кг	30

При розрахунках захисних властивостей враховувалася недосконалість моделей взаємодії випромінювання з речовиною, що застосовується для цієї мети.

Так, наприклад, широко відома формула [9]

$$I = I_0 e^{-\mu x}, \quad (1)$$

отримана шляхом розв'язання диференційного рівняння, що встановлює залежність зменшення інтенсивності dI потоку фотонів I на відрізок шляху dx від поточного значення інтенсивності I та лінійного коефіцієнта ослаблення інтенсивності μ

$$-(dI/dx) = \mu x. \quad (2)$$

У цьому рівнянні закладено протиріччя, а саме: коефіцієнт ослаблення інтенсивності μ – величина постійна для фотона з певною енергією

передбачає не більше однієї взаємодії на відрізку шляху dx (ймовірність двократної взаємодії на інтервалі dx прямує до 0 при зменшенні інтервалу dx , як нескінченно мала величина 2-го порядку) достатньо мала по величині $\mu \ll 1$.

Така формула забезпечує прийнятну точність розрахунку лише для зменшення інтенсивності паралельного потоку моноенергетичних фотонів внаслідок фотоелектричного поглинання тонким шаром поглиначя, оскільки радіонуклідне джерело випромінює фотони ізотропно, тобто рівномірно в усі боки, до того ж захисний шар має товщину x таку, що $\mu x > 1$. Більш того, основним процесом взаємодії фотонів з речовиною в діапазоні енергій від 0,2 до 1,5 МеВ (а це типовий діапазон для технологічних ДІВ) становить пружне некогерентне розсіяння – розсіяння Комптона, як це вказано на рисунку 2. Під час такого процесу відбувається передача частини імпульсу первинного фотону одному з вільних електронів атома поглиначя. Разом з імпульсом передається і частина енергії первинного фотону. Тому після кожного акту розсіяння на деякий кут θ енергія фотона зменшується і початковий енергетичний спектр деформується з перевагою фотонів менших енергій, для яких коефіцієнт ослаблення μ має вже інше значення.

Найбільш наочно можна відобразити процес передачі енергії в одиницях енергії спокою електрона $m_e c^2$.

Кінетична енергія електрона віддачі T_e буде рівна $\tau = T_e / m_e c^2$. Енергія первинного фотона $h\nu_0$ буде рівна $k_0 = h\nu_0 / m_e c^2$, а розсіяного $k = h\nu / m_e c^2$. Ці величини внаслідок виконання законів збереження енергії та імпульсу при пружному розсіянні фотону на кут θ будуть тісно взаємопов'язані, а саме:

$$k = \frac{k_0}{1 + k_0(1 - \cos \theta)} \quad (3)$$

$$\tau = k_0 - k = \frac{2k_0^2 \cos^2 \varphi}{(1 - k_0)^2 - k_0^2 \cos^2 \varphi} = \frac{2k_0^2}{1 + 2k_0 + (1 + k_0)^2 \operatorname{tg}^2 \varphi} \quad (4)$$

$$\operatorname{ctg} \varphi = (1 + k_0) \operatorname{tg} \frac{\theta}{2} \quad (5)$$

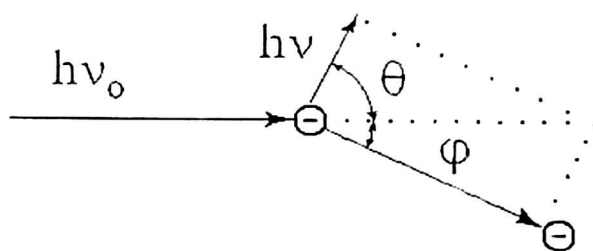


Рис. 2. Пружне некогерентне розсіяння

Кут розсіяння θ первинного фотона може змінюватись у межах від 0 до 180° , при цьому енергія фотону зменшується від k_0 до $\frac{k_0}{1 + 2k_0}$.

На рисунку 3 показані індикатрисы розсіяння для різних значень k_0 . Ймовірність розсіяння пропорційна довжині відрізка, проведеного з точки взаємодії (в центрі рисунка) до перетину з індикатрисою. Зі збільшенням енергії ймовірність взаємодії зменшується та зростає анізотропія розсіяння. Виникає превалювання розсіювання вперед на невеликі кути.

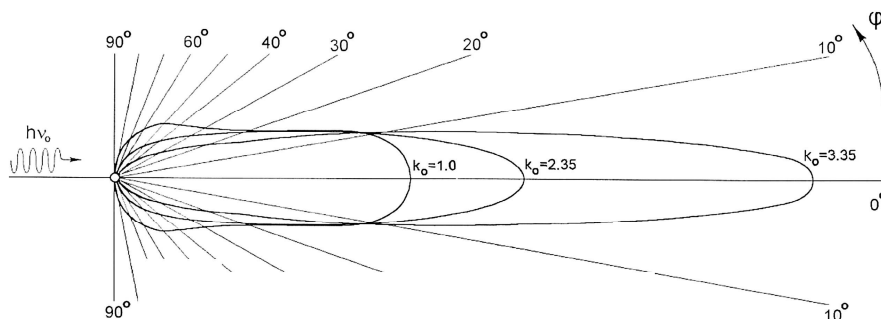


Рис. 3. Індикатрисы комптонівського розсіювання гамма-фотонів для різних значень k_0

Напрямок вильоту φ первинного нерухомого електрону набуває значень від 90° до 0 , при цьому енергія електрону віддачі зростає від $\tau = 0$ до $\tau_{\max} = 2k_0^2 / (1 + 2k_0)$. Анізотропія вильоту електронів віддачі також зростає зі збільшенням початкової енергії гамма-фотонів.

Диференціальний ефективний переріз розсіяння Комптона може бути знайдений з формули Клейна-Нишини:

$$\frac{dS_k(\theta)}{d\Omega} = \frac{1}{2} r_0^2 \left(\frac{k}{k_0} \right)^2 \left(\frac{k_0}{k} + \frac{k}{k_0} - \sin^2 \theta \right) \quad (6)$$

де $dS_k(\theta)$ – ймовірність розсіювання фотонів в межах тілесного кута $d\Omega$; $r_0 = e^2/m_e c^2 = 2,82 \times 10^{-13}$ см – класичний радіус електрона. Інтенсивність потоку енергії розсіяного фотону випромінювання I_1 на відстані R від розсіювача визначається формулою:

$$I_1 = \frac{1}{R^2} \frac{I_0}{[1 + k_0(1 - \cos \theta)]} \frac{dS_k(\Omega)}{d\Omega} \quad (7)$$

де I_0 – початкова інтенсивність первинного пучка. Енергія, що передана електронам віддачі, буде доповнювати енергію розсіяного фотонного випромінювання до початкового значення. Розподіл електронів віддачі по енергіям можна виміряти сцинтиляційним спектрометром. Для цього потрібно вибрати товщину кристалу NaI(Tl) такою, щоб ймовірність багатократного розсіювання фотонів у ньому була б незначною.

Відповідною доброю ілюстрацією є апаратурний спектр моноенергетичних фотонів ізотопу ^{137}Cs , що отриманий сцинтиляційним спектрометром, який складається з тонкого (товщиною 1 см) кристалу NaI(Tl) діаметром 40 мм та фотоелектронного помножувача ФЕП-97 (рис. 4).

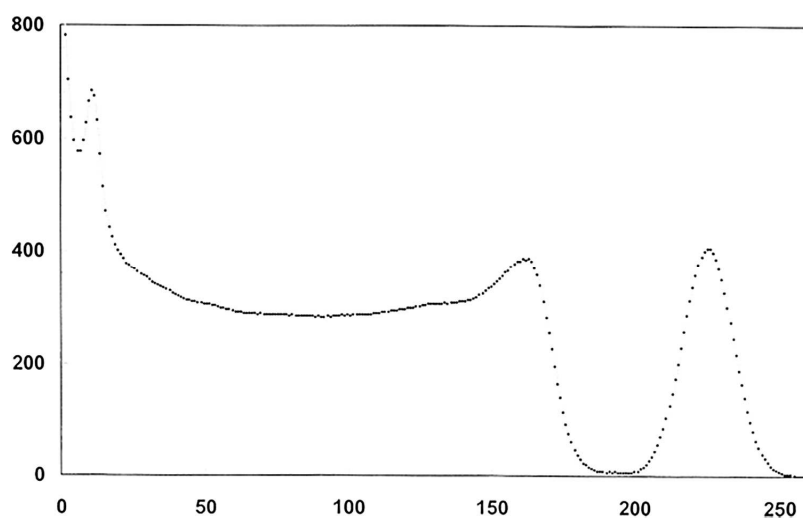


Рис. 4. Амплітудний спектр сигналів сцинтиляційного гамма-спектрометра NaI(Tl) + ФЕП-97, змінений аналізатором амплітуд АІ-256-6. По горизонтальній вісі відкладено номер каналу, по вертикальній – інтенсивність рахунку імпульсів у хвилину

Цей спектр демонструє неперервний розподіл енергії електронів від 0 до 163 каналу (по енергії від 0 до 477,3 кеВ – максимально можливої при розсіянні Комптона). Пік в районі 11 каналу (32 кеВ) відповідає реєстрації рентгенівських фотонів ^{137}Ba , що виникають при перебудові атомних оболонок після радіоактивного розпаду ^{137}Cs . Зменшення інтенсивності лічби зі збільшенням номеру каналу в межах від 0 до 60 каналу викликано, з одного боку, впливом шуму фотопомножувача і зворотнім розсіюванням електронів віддачі із кристала зовні, внаслідок чого зменшується енергія, що передана сцинтилятору, а з іншого – формою індикатриси для $k_0 \sim 1$, так само, як і деяке зростання інтенсивності лічби в районі 130—163 каналу (так проявляється анізотропія кутового розподілу електронів віддачі, наведена на рис. 3). Спектр фотонів однократного некогерентного розсіювання в цьому процесі буде доповнювати вимірний до $E_\gamma = 661,6$ кеВ, тобто мати вигляд широкої полоси від 184,3 до 661,6 кеВ.

На рис. 5 показано повний переріз комптонівського розсіювання μ для свинцю ($Z = 82$), що отримано інтегруванням формули (6) Клейна-Нишини по всьому тілесному куту Ω . Ймовірність комптонівського розсіювання фотонів монотонно зменшується в 15 разів зі зростанням енергії в діапазоні від 10 кеВ до 10 000 кеВ.

Під час випробувань розробленого комплексу були перевірені його захисні властивості. Вимірювання випромінювання, що пройшло через поглинач, можливе в умовах «вузького пучка» (гарна геометрія) і в умовах «широкого пучка» (погана геометрія). У випадку вузького пучка детектор реєструє тільки первинне випромінювання, тобто випромінювання джерела проходить через поглинач, де не відбувається актив взаємодії. У випадку ши-

рокого пучка детектор реєструє первинне не розсіяне випромінювання і вторинне розсіяне випромінювання.

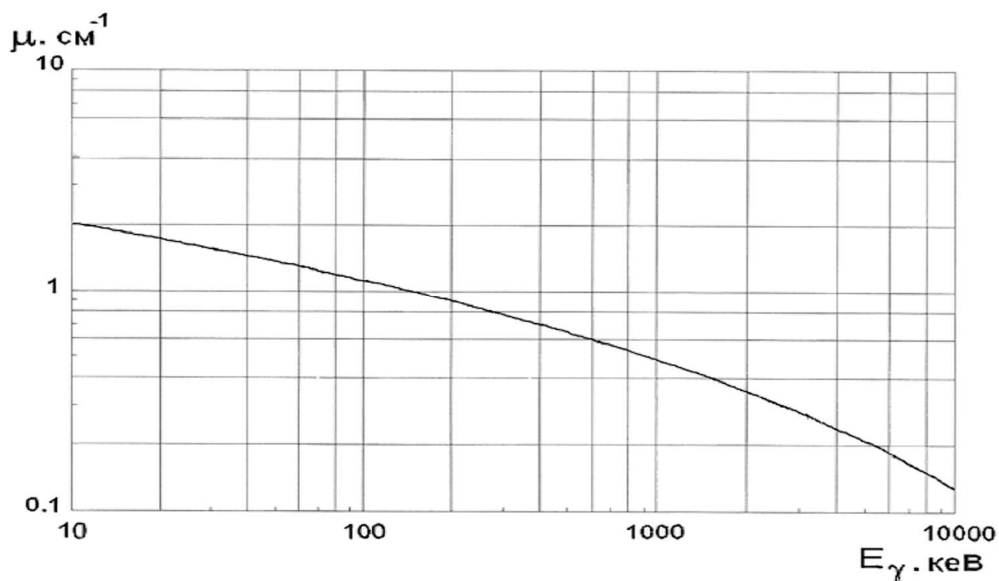


Рис. 5. Залежність лінійного коефіцієнта комтонівського ослаблення інтенсивності фотонів від енергії для свинцю

Для відтворення геометрії вузького пучка необхідно створити спеціальні умови експерименту. Проходження випромінювання в умовах геометрії вузького пучка легко розраховується, оскільки у цьому випадку закон ослаблення за рахунок фізичних процесів взаємодії відображається експоненційною залежністю, при цьому показник в експоненті рівний добутку коефіцієнтів ослаблення випромінювання на товщину поглинач (див. формулу (1)).

У нашому випадку випромінювання вимірюють в умовах широкого пучка. При однакових енергіях випромінювання, товщині, атомному номері поглинач, а також відстані джерело–детектор показники одного і того ж детектора в умовах широкого пучка більші ніж показники детектора в умовах вузького пучка. Внесок розсіяного випромінювання в показники детектора при вимірах в умовах широкого пучка зручно враховувати співмножником в законі ослаблення в геометрії вузького пучка, що називається фактором накопичення і визначається як відношення показників детектора при вимірюванні в геометрії широкого пучка до показника детектора при вимірюванні в геометрії вузького пучка.

Фактор накопичення залежить від багатьох змінних. В загальному випадку фактор накопичення є функцією ефекту, що реєструється (щільності потоку, інтенсивність, потужність експозиційної дози, поглиненої дози), енергії γ -квантів, кутового розподілу випромінювання і геометрії джерела, атомного номеру і товщини захисного матеріалу, геометрії і компоновки захисту, положення джерела і детектора по відношенню до захисту.

Критерієм для класифікації захисту, як правило, слугує геометрія захисту і взаємне розташування захисту, джерела і детектора [10]. Існує декілька варіантів захисту: безкінечний захист, напівбезкінечний захист, бар'єрний захист, обмежений захист. Так само важливо враховувати геометрію джерела іонізуючого випромінювання, наприклад: точкове джерело, лінійне ізотропне джерело з рівномірно розподіленою активністю по довжині джерела, кругове ізотропне джерело з рівномірно розподіленою активністю по довжині кола, джерело у вигляді нескінченної площини з рівномірно розподіленою по поверхні активністю, джерело у вигляді прямокутної пластини кінцевих розмірів з рівномірно розподіленою активністю по поверхні, порожнє циліндричне джерело з рівномірно розподіленою активністю по внутрішній поверхні, сферичне джерело з рівномірно розподіленою по об'єму активністю, циліндричне об'ємне джерело з рівномірно розподіленою по об'єму активністю тощо.

Під час проведення практичних розрахунків товщини захисту пакувального транспортного контейнеру ПКТІВ-120Н із наступними методами: захист часом, кількістю, відстанню; по кратності ослаблення за допомогою універсальних таблиць Н.Г. Гусева [11]; при похилому падінні джерела; «конкуруючих ліній»; по шарах половинного ослаблення – було обрано метод розрахунків по кратності ослаблення за допомогою універсальних таблиць Н.Г. Гусева, джерело – циліндричне об'ємне джерело з рівномірно розподіленою по об'єму активністю, варіант захисту – обмежений захист.

В період з 7 до 21 лютого 2012 р. у м. Енергодар (на підприємстві «Атоменергомаш») та м. Києві (Українське державне науково-виробниче підприємство «Ізотоп») відбулись заводські та сертифікаційні випробування Комплекту пакувального транспортного ПКТІВ-120Н для транспортування та тимчасового зберігання відпрацьованих джерел іонізуючого випромінювання. У рамках заводських випробувань проводилась перевірка захисних властивостей комплекту після випробувань на нормальні умови експлуатації. У рамках сертифікаційних випробувань проводилась перевірка захисних властивостей комплекту після випробувань на нормальні умови при транспортуванні, а також після випробувань на аварійні умови при транспортуванні. Дані, що були отримані в результаті проведених випробувань, підтверджують безпеку використання ПКТІВ-120Н для персоналу, населення і оточуючого природного середовища у відповідності з нормами правилами і стандартами з ядерної та радіаційної безпеки.

Комплект пакувальний транспортний ПКТІВ-120Н (рис. 6) успішно пройшов сертифікаційні випробування і отримав сертифікат перевірки типу.



Складові елементи захисного контейнера:

- a. Контейнер захисний з кришкою;
- b. Контейнер захисний у розрізі;
- c. Контейнер захисний (вид зверху);
- d. Контейнер захисний (вид зверху, стакан для завантаження з пробкою видалено);
- e. Пробка;
- f. Стакан для завантаження.

Рис. 6. Контейнер захисний з комплектуючими складовими

Висновки

Виходячи з розрахунку захисних властивостей контейнера можна зробити наступний висновок. Оскільки при кожному розсіюванні енергія фотонів стає значно меншою попередньої, то ймовірність наступної взаємодії фотона з речовиною захисту буде збільшуватись з кожним актом розсіювання. Довжина вільного пробігу фотону в речовині може бути оцінена як $1/\mu$. При розсіюванні сумарна довжина взаємодії фотона з речовиною захисту збільшується.

При завантаженні відпрацьованих ДІВ типу ГИК-7-3 та/або ГИК-7-4 сумарною активністю $5,18 \times 10^{14}$ Бк, розрахункова потужність еквівалентної дози становитиме:

- на поверхні контейнера – $1,46 \times 10^{-1}$ мЗв×год⁻¹;
- на відстані 2 м від поверхні контейнера – не перевищить $4,00 \times 10^{-3}$ мЗв×год⁻¹.

При відсутності захисту потужність дози на тій же відстані становитиме $1,49 \times 10^3 \text{ мЗв} \times \text{год}^{-1}$.

Таким чином, контейнер ПКТІВ-120Н забезпечує ослаблення потоку енергії випромінювання ^{137}Cs в мільйони разів і гарантує необхідний рівень радіаційної безпеки при транспортуванні високоактивних РАВ у вигляді відпрацьованих ДІВ відповідно до вимог Правил ядерної та радіаційної безпеки при перевезенні радіоактивних матеріалів (ПБПРМ-2006).

Заводські та сертифікаційні випробування підтвердили надійність запропонованого методу розрахунку захисних властивостей комплексу. Розрахункові та експериментальні дані співпадають з похибкою у 20 %.

Оскільки відпрацьовані ДІВ та РАВ мають різні характеристики (форма, активність, нуклідний склад тощо) існує необхідність створення нових високотехнологічних контейнерів для перевезення і тимчасового зберігання відпрацьованих ДІВ та РАВ, які відповідають потребам замовників на період тимчасового зберігання в ангарах та транспортування до місць постійного зберігання/захоронення на комплекс виробництв «Вектор» у Зоні відчуження і обов'язкового (безумовного) відселення.

1. Сотников О.І. Забезпечення безпеки відпрацьованих високоактивних джерел іонізуючого випромінювання опромінювальних установок // Міжнародний семінар «Регулювання «покинутих» та вразливих ДІВ. Досвід та перспективи України». 12.12.2012 р. м. Київ.
2. Норми радіаційної безпеки України -97 (НРБУ-97). Державні гігієнічні нормативи. – Київ, 1997. – 120 с.
3. Основні санітарні правила забезпечення радіаційної безпеки – 2005 (ОСПУ-2005). Державні санітарні правила. – Київ, 2005. – 130 с.
4. Правила ядерної та радіаційної безпеки при перевезенні радіоактивних матеріалів (ПБПРМ – 2006). – Київ, 2006. – 115 с.
5. Загальнодержавна цільова екологічна програма поводження з РАВ. Затверджена ЗУ від 17.09.2008 № 516-VI та ЗУ від 15.01.2009 № 886-VI.
6. Памтуро В.І. Оптимальное управление безопасностью экологически опасных объектов. – Киев: Наук. думка, 2012. – 597 с.
7. Комплект нормативної документації КНД 95.002.02.004
8. Моисеев А.А., Иванов В.И. Справочник по дозиметрии и радиационной гигиене. – М.: Энергоатомиздат, 1990. – 256 с.
9. Немец О.Ф., Гофман Ю.В. Справочник по ядерной физике. – Киев: Наук. думка, 1975. – 416 с.
10. Кимель Л.Р., Машкович В.П. Защита от ионизирующих излучений. Справочник. – М.: Атомиздат, 1972. – 312 с.
11. Гусев Н.Г. Справочник по радиоактивным излучениям и защите. – М: Медгиз, 1956. – 168 с.

Полякова И.А. ОЦЕНКА ЗАЩИТНЫХ СВОЙСТВ КОНТЕЙНЕРА ДЛЯ ХРАНЕНИЯ ОТРАБОТАННЫХ ИСТОЧНИКОВ ИОНИЗИРУЮЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Представлены результаты разработки контейнера для транспортировки и долгосрочного хранения закрытых гамма-излучающих отработанных источников ионизирующего излучения, особенностей расчета и проверки защитных свойств.

Poliakova I.A. SAFETY PROPERTIES ASSESSMENT OF THE CONTAINER FOR STORAGE OF SPENT SOURCES OF IONIZING RADIATION

The new type of container for transport and long-term storage of spent closed gamma-emitting sources of ionizing radiation has been designed. Safety properties of the designed container are assessed and verified.

Долин В.В.

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

**ВНУЧАТЫЙ УЧЕНИК В.И. ВЕРНАДСКОГО* (Памяти академика
Э.В. Соботовича)**

Отражены основные этапы жизни, научной, научно-организационной и педагогической деятельности академика НАН Украины Э.В. Соботовича

10 марта 2013 г. ушел из жизни выдающийся геохимик современности, Лауреат государственной премии Украины, академик НАН Украины Эмлен Владимирович Соботович. Эмлен Владимирович развивал ряд научных направлений, основанных академиком В.И. Вернадским: радиохимию, геохимию и радиогеологию, космохимию и метеоритику, учение о живом веществе, биосфере и ноосфере.

Эмлен (из первых букв фамилий Энгельс, Маркс, Ленин) Соботович родился 25 ноября 1927 г. в Ленинграде в семье офицера-пограничника. Его отец Владимир Николаевич был сыном священника и прапорщиком еще царской армии. Судьба бросала Соботовичей по многим заставам и гарнизонам. Война застала их в Воронеже. А в 43-м, после освобождения города, 16-летний Эмлен устроился на авиазавод разбирать на металлолом сбитые самолеты. Вскоре его вызвали в отдел кадров и дали направление в Борисоглебское летное училище. Но юноша мечтал о море. И с направлением в Борисоглебск Эмлен с приятелем вскочили на подножку... ростовского поезда и отправились в тамошнюю мореходку.

Ростовское мореходное училище в военное время было военизированным. Но на самовольство юноши закрыли глаза, потому что по возрасту он не был военнообязанным. После окончания ростовской «Мореходки» заместитель министра Морфлота СССР собственноручно выписал Эмлену Владимировичу направление в Ленинградское высшее мореходное училище.

На собеседование с ректором Высшего мореходного училища пришел представитель химического факультета Ленинградского государственного университета. К тому времени прошло 4 года, как американцы взорвали атомную бомбу. Советская атомная наука экстренными темпами наверстывала упущенное. Стране были нужны новые виды вооружений, а для этого требовались молодые квалифицированные кадры. И в институты Москвы и Ленинграда, других городов СССР приходили научные «полпреды», готовившие будущие кадры атомщиков, и убеждавшие молодых ребят поступать к ним учиться. Так Соботович стал студентом кафедры радиохимии ЛГУ, созданной в 1945 г. по инициативе ака-



* В статье использованы материалы работ [1—6].

демика В.Г. Хлопина, выдающегося ученого-радиохимика, одного из создателей первой отечественной атомной бомбы.

Становление и развитие радиохимии неразрывно связано с именами двух выдающихся ученых, питомцев Петербургского университета – В.И. Вернадского и В.Г. Хлопина. Стены университета помнят учителей В.И. Вернадского, под влиянием которых формировалось мировоззрение гениального естествоиспытателя: Д.И. Менделеева, В.В. Докучаева, А.И. Воейкова, А.С. Фаминцина, Н.А. Меншуткина, М.П. Вагнера и других.

Таким учителем для Э.В. Собоновича стал ученик академика В.И. Вернадского – член-корреспондент АН СССР профессор Иосиф Евсеевич Старик, заместитель директора Радиевого Института, возглавивший в 1949 г. кафедру радиохимии ЛГУ. И Владимир Иванович Вернадский, и Виталий Григорьевич Хлопин – основатели Радиевого Института – высоко ценили Иосифа Евсеевича и как ученого, и как организатора науки. В августе 1938 г. в письме к Вернадскому Хлопин, характеризуя Иосифа Евсеевича с точки зрения его научных и организаторских способностей, писал: «...Чем я дольше думаю, тем все более убеждаюсь, что кандидатура Иосифа Евсеевича исключительно подходящая для заместителя, не только вследствие исключительного такта, организаторского таланта, но и широты охвата, что для заместителя в нашем институте совершенно необходимо и что найти сейчас все труднее и труднее...».

Важно подчеркнуть эти слова – «широта охвата», как черту, необходимую для руководства работами в институте с комплексным характером исследований. Эта черта была присуща и В.И. Вернадскому, и В.Г. Хлопину. Видели они это и в качествах И.Е. Старика, который сумел привить ее своим ученикам.

Именно И.Е. Старик пригласил Э.В. Собоновича после окончания университета в 1954 г. в числе лучших пяти студентов продолжить учебу и работу в Радиевом Институте. В это время, после напряженной работы над атомным проектом, у него появилась возможность возвратиться к исследованиям в области радиохимии, геохимии и геохронологии. Проблемы распределения радиоактивных элементов в горных породах, минералах и метеоритах становятся главным приоритетом исследований его ученика – Э.В. Собоновича, который через четыре года (в 1958 г.) защищает кандидатскую диссертацию «Формы нахождения свинца в природных образованиях» по специальности «радиохимия». Разработанный Э.В. Собоновичем в 1961 г. метод свинцово-изохронного датирования, получивший мировое признание, до сих пор считается одним из наиболее точных для определения возраста древних горных пород, минералов и космических объектов.

Работая в Радиевом институте, Э.В. Собонович руководит специальными исследованиями по изучению естественной и искусственной радиоактивности, радиационных эффектов при ядерном и лучевом воздействии на химические соединения и минеральное вещество, геохимического, изотопного и минерального состава, закономерностей образования древнейших горных пород, метеоритов, тектитов, космической пыли, ударных астроблем и др. образований, совершенствованию методов нейтронно-активационного анализа, участвует в многочисленных экспедициях; вместе с Е.П. Петряевым помогает И.Е. Старику готовить к печати книгу «Ядерная геохронология» (1961). В этот период опубликовано около 70 научных трудов, принесших ему мировую известность. В 1967 г. он защищает докторскую диссертацию «Космохимия и геохимия изотопов свинца» по специальности «геохимия».

В 1969 г. Э.В. Собоновича назначают руководителем филиала Радиевого института в Минске. Создание этого филиала было связано с разработанным Э.В. Собоновичем и Е.П. Петряевым с сотрудниками радиоизотопно-химического метода получения чистого гидразина – основного компонента ракетного топлива. Но, так же, как и 25 лет тому назад, когда вместо авиационного, он поступил в мореходное училище, Эмлен Владимирович круто меняет свою судьбу и переезжает в Киев, где возглавляет отдел ядерной геохимии и космохимии в Институте геохимии и физики минералов АН УССР (ныне – Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины). В созданном

по инициативе вице-президента АН УССР академика Н.П. Семененко отделе было лишь 7 сотрудников, в том числе метеоритная группа. Чтобы получить дополнительные штатные единицы Э.В. Соботович утверждает в ГКНТ СССР совершенно фантастическую тему «Поиски сверхтяжелых элементов в природе». Каково же было удивление, когда после публикации результатов в открытой печати оказалось, что этой тематикой в режиме строгой секретности занимается группа под руководством академика АН СССР Г.Н. Флерова! Тем не менее, при выполнении этой темы была организована серия экспедиций на горные ледники, Тунгуску, для исследования глубокоководных океанических отложений, метеоритов, космической пыли. Под руководством Э.В. Соботовича ведутся исследования изотопного состава ряда легких и тяжелых элементов в образованиях космической, земной и техногенной природы. Продолжаются исследования в области изотопной геохимии свинца и других элементов, ядерной геохронологии, космохимии и метеоритики, тектитов, тунгусского метеорита, лунного вещества и вещества солнечной системы, космической пыли, астроблем и ударного метаморфизма, древнейших горных пород Земли.

Космическое вещество является уникальным объектом эволюции нашей планеты в историческом разрезе. Изучение доступных космических объектов новейшими методами дало представление о химическом, изотопном, минеральном составе, структурных особенностях метеоритов, тектитов, космической пыли, ударных астроблем, тунгусских образцов, эволюции космического вещества, характера происхождения и развития Солнечной системы, в частности, нашей планеты. Особый интерес представляют данные об изотопном возрасте метеоритов, который составляет 4,5—4,7 млрд лет.

Еще в 1942 г. В.И. Вернадский писал, что именно «...атомная радиоактивная энергия, а не остаточная теплота остывающей планеты, как это думали еще совсем недавно, есть основной источник той теплоты, которая объясняет все геологические процессы, идущие на Земле... Раньше теплота эта объяснялась космогоническими гипотезами о расплавленной некогда планете, чему до сих пор, к сожалению, учат в наших школах» [7]. В 1970-е гг. Э.В. Соботович совместно с В.А. Рудником подтвердили вывод В.И. Вернадского, что Земля никогда не проходила огненно жидкой стадии и что земная кора не является «накипью» на поверхности планеты подобно доменным шлакам. Тщательный анализ материалов о строении, химическом и изотопном составе, возрасте земного и космического вещества, новейшие достижения астрофизики и космохимии были положены Э.В. Соботовичем в основу построения космогеохимической модели формирования Земли. Главная концепция этой модели состоит в том, что вещество метеоритов – это современник вещества, из которого образовалась Земля. В этой модели время образования Солнечной системы, Солнца, планет и некоторых более мелких тел находится в сравнительно узком интервале – 4,6—4,8, а собственно Земли – $4,6 \pm 0,1$ млрд лет. Это подтверждается современными оценками возраста Земли и Луны изотопными методами.

Механизм образования Земли в соответствии с этой моделью заключается в полихронно-гетерогенной аккреции, которая устанавливает последовательность «вычерпываний» металлическим зародышем Земли (внутреннее ядро) протопланетного материала в соответствии с его плотностью, удельной распространенностью и с учетом первичной гетерогенности космического вещества. Периферические части Земли изначально были обогащены летучими элементами, в том числе водой. Гидросфера и атмосфера образовались при последующей дегазации.

К 50 годам Э.В. Соботович приобрел авторитет всемирно известного ученого в области радиохимии, геохимии, радиогеологии, космохимии, метеоритики. Его заветной мечтой было создание общей планетарной модели Земли. Однако судьба уготовила ему еще один крутой поворот.

Чернобыльская катастрофа не была неожиданностью для украинских ученых. Работы по изучению состояния окружающей природной среды в зоне влияния Чернобыльской АЭС велись под руководством Э.В. Соботовича с 1976 г. За год эксплуатации ЧАЭС на переработку собиралось не менее 200 тыс. м³ жидких радиоактивных отходов, что приве-

ло бы к заполнению проектных емкостей хранилищ в течение 4—6 лет эксплуатации. Поэтому Минэнерго СССР перед коллективом, который возглавлял Эмлен Владимирович, была поставлена задача определения степени изолированности подземных водоносных горизонтов, проектируемых для захоронения промстоков в районе АЭС. Захоронение промышленных радиоактивных отходов в подземные водоносные горизонты дало бы огромный экономический эффект. Но результат исследований был отрицательным. Более того, в один из приездов Э.В. Собоновича на промплощадку в подвальном уровне фундамента хранилища жидких радиоактивных отходов было полно воды, что свидетельствовало о возможности обратной гидрогеологической связи с р. Припять. А это означало, что вообще строить АЭС в этом месте нельзя! Однако к мнению ученого тогда не прислушались.

С 1984 г. в отделе ядерной геохимии и космохимии выполнялась тема «Разработка методов комплексной оценки геологических критериев и природоохранных показателей для оптимального и эксплуатации объектов ядерной энергетики». В ходе исследований на берегу пруда-охладителя ЧАЭС были обнаружены продукты деления урана. Повышенная до 20 раз радиоактивность проб воды и снега из близлежащих к ЧАЭС территорий вследствие так называемых «нештатных» выбросов фиксировалась сотрудниками отдела и ранее (1982—1983 гг.). Тщательный анализ результатов позволил в марте 1986 г. Э.В. Собоновичу в соавторстве с В.М. Шестопаловым, Е.А. Яковлевым и Г.В. Лисиченко подготовить доклад «Оценка вероятности катастрофы на украинских АЭС», в котором делался вывод о возможности крупномасштабной аварии на 1 энергоблоке Чернобыльской АЭС. Присутствующие члены бюро отделения наук о Земле Президиума АН СССР негативно восприняли доклад и запретили публиковать материалы. К сожалению, докладчики ошиблись лишь блоком...

Неудивительно, что Эмлен Владимирович в числе наиболее компетентных ученых АН СССР 3 мая 1986 г. был привлечен к работе Оперативной комиссии Президиума АН СССР по вопросам ликвидации последствий аварии на Чернобыльской АЭС и вместе с В.М. Шестопаловым возглавил Межведомственную комиссию по проблемам водоснабжения и защиты водных ресурсов, которая уже с середины мая – начала июня 1986 г. работала и внедрила ряд мер по снижению первичного и предупреждению вторичного радиоактивного загрязнения водных масс рек Припять и Днепр. Э.В. Собонович в начале мая во главе оперативной группы АН СССР выехал в Чернобыль. Через несколько дней из числа сотрудников его отдела была сформирована экспедиция в Зону отчуждения на теплоходе Киевского речного порта «Каштан-11» (нынче «Наталя Ужвій»).

Именно здесь, на передовой, в полной мере проявились энциклопедические знания ученого – радиохимика, геохимика, геолога, что нашло внедрение в целом ряде разработанных прогнозов развития радиоэкологической ситуации и мер по преодолению последствий Чернобыльской катастрофы. Проблемы Чернобыля, радиоактивных отходов, будущего ядерной энергетики становятся приоритетом его научных исследований.

В конце 1986 г. Э.В. Собоновичу присваивается звание заслуженного деятеля науки СССР, в 1987 г. его избирают членом-корреспондентом, а в 1992 г. – академиком Национальной академии наук Украины, в 2000 г. ему присуждается Государственная премия Украины в области науки и техники.

К 1991 г. отдел ядерной геохимии и космохимии настолько расширился, что Президиумом НАН Украины было принято решение о формировании на его базе Отделения радиогеохимии окружающей среды, из которого при объединении с Отделением металлогении в 1996 г. был сформирован Государственный научный центр радиогеохимии окружающей среды, а в 2001 г. – Институт геохимии окружающей среды НАН и МЧС Украины, который Эмлен Владимирович возглавлял до последних дней.

Под его руководством развивается ряд научных и научно-прикладных направлений: геохимия и биогеохимия техногенеза, реабилитация радиоактивно загрязненных территорий, переработка, хранение и захоронение радиоактивных и токсичных отходов, геология минеральных ресурсов Украины (в том числе сырья для атомной энергетики), усовершен-

ствование методов поиска и разработки урановых и комплексных месторождений, научное сопровождение геологических и радиохимических работ ядерного топливного цикла. В 2004 г. Институт вошел в состав вновь созданного Отделения ядерной физики и энергетики НАН Украины.

Находясь на передовых рубежах науки, Эмлен Владимирович всегда занимал принципиальную позицию, не боялся отстаивать свое мнение, даже если оно расходилось с мнением руководителей государства и Академии. Так было накануне Чернобыльской катастрофы, так же – при решении дальнейшей судьбы «саркофага». До окончательного решения проблемы преобразования объекта «Укрытие» в экологически безопасную систему последствия Чернобыльской катастрофы нельзя считать ликвидированными. К сожалению, за 25 лет, прошедших после катастрофы, не выработано однозначного научно и технически обоснованного решения относительно того, какие мероприятия по преобразованию объекта необходимо реализовать, по крайней мере, в ближайшие 30 лет. Более того, отсутствие в настоящее время технологий и технических средств по обращению с топливосодержащими материалами и высокоактивными отходами, равно как и отсутствие в Украине хранилища для захоронения долгосуществующих отходов в стабильных геологических формациях, дает основание для опасений, что в ближайшие 50 лет проблема решена не будет.

Сооружение конфайнмента – «Арки» – предусматривает демонтаж нестабильных строительных конструкций объекта «Укрытие». После этого единственным барьером, который будет препятствовать распространению открыто лежащих ядерно-опасных делящихся материалов, станет арочная конструкция конфайнмента. Ширина арки 270 метров, высота – 110. Это делается для того, чтобы в случае развала «Саркофага» все осталось под шатром из бетона. Э.В. Соботович считал, что такой проект выглядит привлекательным лишь для непрофессионалов. Но если «Саркофаг» развалится, то под арку уже никто не войдет! И для того, чтобы разбирать обломки, нужно будет строить еще один шатер. А для ликвидации последствий такого развития событий потребуется огромное количество людей...

До конца своей жизни Эмлен Владимирович отвергал принятое на государственном уровне решение о строительстве арочного конфайнмента, резко выступал на коллегиях министерств и ведомств Украины, заседаниях комиссий Верховной Рады, в прессе и на телевидении. В противовес арочной конструкции, стоимость которой постоянно возрастает, он обосновал и отстаивал, на первый взгляд, совершенно фантастический проект по опусканию и захоронению объекта «Укрытие» в глубокие геологические формации – от 800 до 2000 м! Его реализация могла бы осуществить мечту о «зеленой лужайке» на месте 4-го энергоблока ЧАЭС...

В последние годы внимание Э.В. Соботовича было сконцентрировано на развитии биогеохимических идей. Наряду с созданным в 2004 г. по его инициативе отделом биогеохимии, группа под его личным руководством разрабатывала проблемы изотопного метаболизма в биосистемах. Дело в том, что соотношения изотопов являются мощным источником информации, отражающим влияние эндогенных факторов на организм человека в течение его жизни. В основу была положена идея о триадах изотопов легких элементов. К сожалению, завершаться эта разработка будет без Эмлена Владимировича...

В 2010—2013 гг. Э.В. Соботович работал над подготовкой к изданию 4 и 7 томов избранных трудов академика В.И. Вернадского. Это – 4 книги общим объемом свыше 2,5 тыс. страниц. Его комментарии к этому изданию отражают современное развитие идей великого ученого, философа, мыслителя в области геохимии, радиогеологии, геохронологии, биогеохимии, а также учения о живом веществе и биосфере.

В развитие ноосферной идеи В.И. Вернадского, размышляя о судьбах цивилизации, он видел две основные проблемы, стоящие перед Человечеством – энергия и отходы. В одной из своих последних работ он писал: «В широком смысле отходы – это все, что является результатом нашей деятельности по производству энергии и ее использованию... Человечество в целом всегда жило и до сих пор живет сегодняшним днем. Даже тот самый «золотой миллиард сытых», к которому вроде бы относится Украина, свое благосостояние

создает путем преобразования биосферы в неорганизованную свалку мусора. Если темпы производства и накопления отходов будут сохраняться, то будущее нашей техногенной цивилизации измеряется одним-двумя столетиями. Альтернатива такому бездарному концу – в нашей действительной, а не декларативной разумности. Наша беда в том, что научный прогресс служит удовлетворению потребностей сегодняшнего дня, и мы практически ничего не предпринимаем для предотвращения трагической развязки. Главным приоритетом научных исследований должна стать экологическая стабилизация биосферы» [8]. Именно поэтому Эмлен Владимирович особое внимание уделял популяризации экологических исследований: с 2003 г. под его руководством издается многотомная «Экологическая энциклопедия». К 2012 г. было издано три из пяти томов. Сегодня работа над этим изданием продолжается...

Эмлен Владимирович обладал уникальным талантом учителя возбуждать научные идеи и мысли у своих собеседников, мягко подталкивая их, казалось бы, к очевидным простым решениям фундаментальных и прикладных проблем. Эту «широту охвата», присущую нескольким поколениям его учителей – В.И. Вернадскому, В.Г. Хлопину, И.Е. Старику, – он старался привить своим ученикам. Э.В. Соботович подготовил 26 кандидатов и 6 докторов наук. Среди его учеников – профессора и члены-корреспонденты Национальной академии наук Украины. Человек энциклопедического ума и обширных знаний в самых различных областях науки и техники – от физики элементарных частиц до эволюции биосферы и космологии, он всегда находил время для беседы и нужные слова для своих сотрудников – от технических работников до действительных членов Академии наук.

Человек, к сожалению, не вечен. Но он продолжает жить в своих мыслях, трудах, детях, учениках... И мы, ученики Эмлена Владимировича Соботовича, постараемся так же гордо нести знамя науки, которое он выпустил из своих рук.

1. Тищенко Д. 5 побегов академика Соботовича // *Еженедельник* 2000. – № 47 (391). 23—29 ноября 2007 г.
2. Лисенко О.Б. Пізнаючи Землю і Космос (Академіку НАН України Е.В. Соботовичу – 75 // *Вісник НАН України*. – 2012. – № 11. – С. 59—65.
3. Эмлен Владимирович Соботович / Сост. Г.В. Лисиченко, Л.Г. Николаева, Л.В. Демченко, В.И. Маничев, Л.В. Спасова / под ред. Г.Н. Бондаренко. – К.: ГУ ИГОС НАН Украины, 2012. – 122 с.
4. Шапуков Е.А. Жизненный и творческий путь И.Е. Старики // *Тр. Радиевского института им. В.Г. Хлопина*. – 2007. – Т. XII. – С. 207—210.
5. Академик Эмлен Соботович: Нужно ли было Украине закрывать ЧАЭС? // [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.portalus.ru/modules/ecology/rus_readme.php?subaction=showfull&id=1096467972&archive=&start_from=&ucat=1&
6. Чаепития в Академии: Закопать и забыть // *Pravda.ru* [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.pravda.ru/science/academy/16-03-2011>.
7. Вернадский В.И. О геологических оболочках Земли как планеты // *Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.* – 1942. – № 6. – С. 251—262.
8. Соботович Э.В., Долин В.В. Современные проблемы экологической стабилизации биосферы: см. с. 22—42 наст. выпуска.

Долін В.В. ВНУЧАТИЙ УЧЕНЬ В.І. ВЕРНАДСЬКОГО (*Пам'яті академіка Е.В. Соботовича*)

Отражены основные этапы жизни, научной, научно-организационной и педагогической деятельности академика НАН Украины Э.В. Соботовича.

Dolin V.V. GRAND-DISCIPLE OF V.I. VERNADSKY (*To the memory of academician E.V. Sobotovich*)

The article presents the biography, milestones of scientific, research and pedagogic work of academician of NAS of Ukraine E.V. Sobotovich.

ЗМІСТ

Долін В.В. «ЦАРСТВО ІДЕЙ» АКАДЕМІКА В.І. ВЕРНАДСЬКОГО У СУЧАСНОМУ ПРИРОДОЗНАВСТВІ (<i>Замість передмови</i>)	5
Соботович Э.В., Долін В.В. СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СТАБИЛИЗАЦИИ БИОСФЕРЫ	22
Соботович Э.В., Лысенко О.Б., Демихов Ю.Н., Скульский Н.А. ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ НЕКОТОРЫХ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОСФЕРЕ	43
Толстой М.И. В.И. ВЕРНАДСКИЙ – ОСНОВОПОЛОЖНИК ЯДЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПЛАНЕТАРНОЙ КОСМОЭНЕРГЕТИКИ	69
Соботович Э.В. К ПРОБЛЕМЕ РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА ЗЕМЛИ	76
Соботович Э.В. СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ЯДЕРНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ	79
Бондаренко Г.М., Кононенко Л.В. ФІЗИКО-ХІМІЧНА ТРАНСФОРМАЦІЯ ТЕХНОГЕННИХ РАДІОНУКЛІДІВ, РОЗСІЯНИХ У ВЕРХНІЙ ОБОЛОНЦІ ЗЕМЛІ	102
Белевцев Р.Я. В.И. ВЕРНАДСКИЙ О ГЕОХИМИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ	113
Вергунов В.А. РОЗВИТОК АГРАРНОЇ ДОСЛІДНОЇ СПРАВИ В УКРАЇНІ У ТВОРЧІЙ СПАДЩИНІ АКАДЕМІКА В.І. ВЕРНАДСЬКОГО	124
Фомин Ю.А. ТОРИЙ В УРАНОВОРУДНЫХ АЛЬБИТИТАХ КИРОВОГРАДСКОГО МЕГАБЛОКА	144
Заборовская Л.П., Фомин Ю.А., Заборовский В.С., Покалюк В.В., Братчук О.Н. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГУБОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА УКРАИНСКОГО ЦИТА	161
Конопля М.М., Ольховик Ю.А., Шабалин Б.Г. АДСОРБЦИЯ НИТРАТА ЦЕЗИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА КИНЕТИКИ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ЦЕЗИЯ ИЗ ОБРАЗЦОВ СМЕСЕЙ КАТИОНО- И АНИОНООБМЕННЫХ СМОЛ, ОБРАБОТАННЫХ ГЕЛЯМИ ХИТОЗАНА	171
Полякова І.О. ОЦІНКА ЗАХИСНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ КОНТЕЙНЕРА ДЛЯ ЗБЕРІГАННЯ ВІДПРАЦЬОВАНИХ ДЖЕРЕЛ ІОНІЗУЮЧОГО ВИПРОМІНЮВАННЯ	179
Долін В.В. ВНУЧАТЫЙ УЧЕНИК В.И. ВЕРНАДСКОГО (<i>Памяти академика Э.В. Соботовича</i>)	188

Правила для авторів Збірника наукових праць ІГНС НАН України

1. Редколегія Збірника приймає для публікації наукові статті, що містять оригінальну та актуальну інформацію за тематикою інституту і відповідають вимогам ВАК України щодо змісту викладення результатів наукових досліджень. **Наукова стаття** містить виклад проміжних або кінцевих результатів наукового дослідження, висвітлює конкретне окреме питання за темою наукової роботи, фіксує науковий пріоритет автора, робить її матеріал надбанням фахівців.
2. Подані для публікації статті повинні складатись з таких структурних елементів: **вступ** (визначення проблеми в загальному вигляді, короткий аналіз останніх досягнень в досліджуваній галузі, невирішені питання, мета роботи і постановка задачі); **об'єкти і методи досліджень; результати та їх обговорення; висновки; список посилань**.
3. Матеріали, оптимальним обсягом 6...12 сторінок (0,5—0,7 друк. арк., ілюстрації в тому числі) надсилаються у надрукованому вигляді (1 примірник) та на електронному носії українською або російською мовами у вигляді документу Microsoft Word 2003, набраному у кириличному шрифті Times New Roman без переносу слів. Розмір шрифту 12, вигляд звичайний, інтервал між рядками одинарний, вирівнювання по ширині, абзацний відступ 1,27 см на аркушах формату А4. Параметри сторінки: поля вгорі та внизу – 2 см, ліворуч – 2,5 см, праворуч – 1,5 см.
4. Вихідні дані статті подаються у такій послідовності: індекс УДК звичайним шрифтом, розміром 14, з вирівнюванням по лівому краю; прізвища авторів з ініціалами позаду – напівжирний шрифт 12; назва установи – 11 шрифт звичайний курсив; назва статті – напівжирний шрифт 12, всі букви прописні. Назва статті повинна стисло відбивати її головну ідею, думку і має бути якомога коротшою.
5. До статті додається реферат українською, російською та англійською мовами на окремому аркуші обсягом не більше 0,5 сторінки з перекладом прізвищ авторів і назви статті. Прізвища авторів з ініціалами позаду – напівжирний шрифт 12; назва статті – звичайний шрифт 12, всі букви прописні; текст реферату – шрифт звичайний курсив 11.
6. Вихідні дані відокремлюються одне від одного та від основного тексту вільними рядками. В кінці статті мусять бути підписи авторів, адреса та телефони для зв'язку, дата надходження до редакції.
7. Ілюстрації (графіки та схеми), що подаються в чорно-білому варіанті, повинні бути лаконічними та сприйнятливими для читача. Вони вставляються в текст статті приблизно в місці посилання на них, як об'єкти у графічному форматі, і відокремлюються від тексту вільними рядками. Підписи до рисунків не повинні бути включені в графічний об'єкт, вони подаються нижче у вигляді тексту звичайним шрифтом розміром 12.
8. Список літературних посилань подається після тексту статті за порядком посилань у тексті, які позначаються в ньому цифрами у квадратних дужках. Посилатися можна лише на опубліковані роботи.
9. Одиниці вимірювання повинні подаватися в системі СІ. Скорочення вживаються загальноприйняті. Спеціальні скорочення розшифровуються при першому наведенні у статті.
10. До статті авторів з інших установ повинен додаватися акт експертизи даної установи щодо можливості відкритої публікації поданих матеріалів.
11. Матеріали у поданому надрукованому варіанті мають ілюструвати бажаний авторами вигляд статті, що буде враховуватись під час верстки збірника. Редколегія залишає за собою право вносити редакторські зміни у матеріал статей без узгодження з авторами за умови збереження змісту.

Редколегія

Збірник наукових праць
Інституту геохімії навколишнього середовища
випуск 22

Сборник научных трудов
Института геохимии окружающей среды
выпуск 22

Collected papers
Institute of Environmental Geochemistry
Issue 22

Дизайн та комп'ютерна верстка макету Шраменко І.Ф.

Підписано до друку 15.11.2013.
Папір офсетний. Формат 60×84 1/8. Друк офсетний.
Гарнітура «Таймс». Ум. друк. арк. 22,8.
Наклад 150 прим. Зам.