

В. И. БАРАНОВ
Н. А. ТИТАЕВА

РАДИОГЕОЛОГИЯ



550.4

В. И. БАРАНОВ
Н. А. ТИТАЕВА

РАДИОГЕОЛОГИЯ

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника для студентов
геологических специальностей университетов*

2053.

Издательство
Московского университета
1973



© Издательство Московского университета, 1973 г.

Б $\frac{0291-079}{077(01)-73}$ 131-73

ВВЕДЕНИЕ

Радиогеология — наука, изучающая распределение радиоактивных изотопов в земном веществе и использование их специфических свойств, обусловленных радиоактивностью, для исследования разнообразных природных процессов.

Связь радиоактивности с геологией выявилась уже на рубеже XIX и XX столетий вслед за открытием радиоактивности, когда И. Эльстером, Х. Гейтелем, Р. Стреттом, И. И. Боргманом, А. П. Соколовым и другими исследователями была обнаружена широкая распространенность на Земле радиоактивных элементов, содержащихся в измеримых количествах во всех изученных породах горных пород, вод и воздуха. В 1908 г. в Дублине на съезде Британской ассоциации Д. Джоли обратил внимание ученых на то, что непрерывное выделение тепла при радиоактивном распаде и закономерное накопление устойчивых продуктов распада урана и тория (гелия и свинца) имеют очень большое значение в геологии.

Наиболее полно идеи о значении радиоактивности в геологии были развиты В. И. Вернадским, который предложил выделить среди геологических наук раздел, названный им радиогеологией. «Сейчас можно и нужно говорить о новой создающейся науке — о радиогеологии, науке о радиоактивных свойствах нашей планеты, о происходящих в ней, ей свойственных, особых радиоактивных явлениях» (Вернадский, 1935). Основными задачами нового раздела геологии В. И. Вернадский считал радиоактивное определение геологического времени, составление радиогеологической карты, изучение роли радиоактивного распада в создании внутренней энергии Земли, использование «гелиевого дыхания Земли» в качестве меры ее радиоактивности, изучение геохимии радиоактивных элементов и их продуктов распада. Большая часть этих задач остается актуальной и в настоящее время.

Начиная с 40-х годов нашего века овладение внутриатомной энергией привлекло усиленное внимание к естественным радиоактивным элементам урану и торию как к атомному сырью, в связи с чем одним из важнейших разделов радиогеологии стали поиски этих элементов.

Совершенствование методов определения изотопов позволило использовать в радиогеологии в качестве индикаторов природных процессов не только почти все продукты распада урана и тория, но и очень мало распространенные продукты природных ядерных реакций.

Выход человека за пределы Земли расширил область применения радиогеологии, которая становится разделом космологии.

В своих исследованиях радиогеология применяет специфические методы анализа, использующие радиоактивные свойства изо-

топов и позволяющие в ряде случаев определять их очень низкие концентрации, недоступные другим методам.

Задача настоящей книги — дать геологам необходимый объем сведений по основным разделам радиогеологии. В связи с особой спецификой объектов исследований авторы сочли целесообразным изложению собственно радиогеологии предпослать раздел, посвященный основам радиоактивности и методам ее изучения.

Книга представляет собой расширенный курс лекций по радиогеологии, который в течение многих лет читают авторы на кафедре геохимии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова.

Книга является совместной работой обоих авторов, при этом физические вопросы изложены преимущественно В. И. Барановым, геологические — Н. А. Титаевой.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАДИОГЕОЛОГИИ

История радиогеологии, особенно на первых этапах развития, во многом повторяет историю исследования радиоактивности.

Открытие В. Рентгеном в 1895 г. проникающего излучения, способного вызывать почернение фотопластики и флуоресценцию многих веществ, явилось толчком к открытию радиоактивности. Через год, в 1896 г., изучая фосфоресценцию под влиянием лучей Рентгена, А. Беккерель обнаружил, что соли урана испускают без воздействия извне проникающее излучение, способное разряжать электроскоп и вызывающее почернение фотоэмульсии. Излучение не зависит от соединения, в котором находится уран.

Открытие А. Беккереля заинтересовало ученых многих стран, и в первую очередь супругов Кюри во Франции и Э. Резерфорда в Англии. В последующие годы важнейшие открытия следовали одно за другим. 12 июля 1898 г. Мария Кюри сообщила, что соединения тория также испускают «лучи Беккереля». Независимо от нее радиоактивность тория установил Г. Шмидт. К этому же периоду относятся первые исследования минералов урана и тория. Пьер и Мария Кюри установили, что урановая смоляная руда и урановые минералы обладают значительно большей радиоактивностью, чем соли урана. 18 июля 1898 г. появилось их сообщение о новом элементе, выделенном из урановой руды, близком по химическим свойствам висмуту и названном ими полонием. 12 декабря супруги Кюри сообщили об открытии радия.

В 1899 г. П. и М. Кюри обнаружили окрашивающее и химическое действие радиоактивного излучения. А. Дебьерн открыл актиний. В начале 1900 г. Э. Резерфорд и другие исследователи сообщили об открытии трех природных изотопов радона.

В том же году Э. Резерфорд установил, что радиоактивное излучение состоит из двух компонент с различной проникающей способностью, которые он назвал альфа- и бета-лучами. Третья

компонента — гамма-лучи — была обнаружена П. Вилларом и А. Беккерелем в 1906 г. Было доказано, что альфа-лучи — ядра гелия, а бета-лучи — электроны. Вслед за этим Рамзай и Траверс обнаружили присутствие гелия в урановых и ториевых минералах, а Дебьерн — в препарате актиния.

Обобщив результаты всех исследований по радиоактивности, Э. Резерфорд и Ф. Содди в 1902 г. сформулировали теорию радиоактивных превращений, которая уже была высказана супругами Кюри в менее четкой форме: атомы радиоактивных элементов претерпевают самопроизвольные превращения в атомы других элементов с постоянной для данного вещества скоростью. Превращение сопровождается альфа- или бета-излучением.

В 1905 г. Э. Швейдлер установил статистический характер бета-распада. В 1906 г. Кэмпбэлл открыл бета-активность калия и рубидия.

Исследования 1905—1910 гг. показали, что химические и физические (за исключением радиоактивности) свойства многих вновь открытых радиоактивных веществ совпадают. Это позволило Ф. Содди ввести понятие изотопии. Лишь в 1919 г., после того как Ф. Астон сконструировал первый масс-спектрометр, было окончательно доказано существование стабильных изотопов элементов.

Многие важнейшие для радиогеологии открытия и идеи принадлежат П. Кюри. В 1903 г. он совместно с Л. Лабордом обнаружил, что радиоактивный распад сопровождается выделением тепла, количество которого пропорционально числу распадающихся атомов. «Этим открытием был впервые в геологии научно поставлен вопрос о реальном источнике энергии геологических процессов» (Вернадский, 1937).

Идею о возможности определения геологического времени также впервые высказал П. Кюри. Выступая в 1902 г. на заседании Французского физического общества, он указал, что постоянство скорости радиоактивного распада дает человечеству меру времени — «эталон времени», не зависящий от процессов, совершающихся в окружающей среде. Возможность определения возраста природных объектов по накоплению продуктов распада практически установили Э. Резерфорд и Б. Болтвуд в 1904 г. Б. Болтвуд показал, что отношение Pb/U в первичных урановых минералах связано с их возрастом, а отношение U/Ra и U/Th в горных породах постоянно.

Большие работы по определению U , Th , Ra и He в минералах и породах провел Р. Стретт, который в 1908 г. установил, что величина гелий-уранового отношения также зависит от геологического возраста минералов. Стретт обнаружил повсеместное присутствие радия в литосфере и биосфере. На основании расчетов он сделал вывод, что концентрация радия должна убывать с глубиной, иначе температура Земли была бы намного выше существующей.

Д. Джоли был одним из первых, кто оценил значение радиоактивности в геологии. В 1907 г. он доказал радиоактивную природу плеохронических ореолов, получив их экспериментально, и предложил использовать их для определения абсолютного возраста. Идеи Джоли оказали большое влияние на В. И. Вернадского, который первый в России понял огромную важность изучения природной радиоактивности. По его инициативе начиная с 1909 г. Академией наук было организовано несколько радиевых экспедиций с целью поисков радиоактивных минералов на территории России, в которых принимали участие К. А. Ненадкевич, А. Е. Ферсман, В. И. Крыжановский, Д. С. Белянкин, Л. А. Кулик и др.

Вернадский предложил включить в число геологических дисциплин новую науку — радиогеологию и определил ее основные задачи. Огромное значение радиогеологических исследований В. И. Вернадский первый оценил с точки зрения получения важнейшего энергетического сырья. За 24 года до открытия искусственной радиоактивности и за 35 лет до взрыва первой атомной бомбы он писал: «Перед нами открываются в явлениях радиоактивности источники атомной энергии, в миллионы раз превышающие все те источники сил, какие рисовались человеческому воображению» (В. И. Вернадский. «О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи». М., 1910).

В нашей стране исследования по радиогеологии, начатые еще в период первой мировой войны, получили особенно широкий размах после Великой Октябрьской социалистической революции. В 1922 г. в Ленинграде был создан Радиевый институт Академии наук, возглавляемый В. И. Вернадским. В отличие от аналогичных зарубежных учреждений в этом институте наряду с физическим и химическим отделами был создан также геологический отдел.

В Радиевом институте под непосредственным руководством В. И. Вернадского развивались работы по геохимии радиоактивных элементов, определению абсолютного возраста (Л. В. Комлев, И. Е. Старик и др.), а также по радиохимии и физике атомного ядра (В. Г. Хлопин, Л. В. Мысовский и др.). Работы по радиогеологии проводились также в Московской лаборатории Радиевого института (В. И. Баранов, Е. Г. Грачева, Е. С. Щепотьева, К. Г. Кунашова и др.), а также в Московском геологоразведочном институте (Л. М. Курбатов) и других научных учреждениях.

По основным проблемам радиогеологии в СССР были выполнены фундаментальные исследования.

А. П. Виноградов высказал гипотезу, что образование земной коры, гидросферы и атмосферы могло происходить при процессе, аналогичном зонной плавке. При этом предполагается, что источником разогрева является радиогенное тепло. Расчеты радиогенного тепла позволили восстановить термическую историю Земли и Луны (Е. А. Любимова и Б. Ю. Левин).

В геологии огромное значение имеет возможность определения абсолютного (выраженного в годах) возраста геологических

образований и оценка длительности геологических и геохимических процессов. Наряду с усовершенствованными классическими уран- и торий-свинцовым и гелиевым методами определения абсолютного возраста геологических образований Э. К. Герлингом был разработан один из наиболее перспективных методов — калий-аргоновый.

Коллективная работа ряда лабораторий позволила на основе хорошо привязанных геологически реперных проб создать советскую шкалу абсолютного возраста геологических формаций. Предложена первая геохронологическая шкала для докембрия (А. П. Виноградов, Н. П. Семененко, А. И. Тугаринов). Успешно разработаны методы восстановления сложной истории минералов и горных пород по расходящимся значениям возраста, получаемым по разным изотопным отношениям (А. И. Тугаринов).

Большое значение имеют широкие обобщения возрастных отношений отдельных регионов и сопоставление абсолютного возраста родственных геологических образований и структур глобального характера (А. П. Виноградов, Н. П. Семененко, А. И. Тугаринов).

После предложенного геофизиком Л. М. Курбатовым метода определения возраста морских отложений по неравновесным отношениям продуктов распада урана зарубежными и советскими учеными начато широкое применение иониевого и других методов для определения скорости отложения морских илов. В нашей стране эти методы разработаны В. И. Барановым, И. Е. Стариком, Л. А. Христиановой и др. Весь комплекс продуктов уранового и ториевого рядов используется для хронологии четвертичных отложений (В. В. Чердынцев с сотрудниками). В. В. Чердынцевым и П. И. Чаловым обнаружен и использован в радиогеологии эффект разделения изотопов урана в природе. Ведутся также работы по использованию радиоуглеродного метода в геологии и археологии, в частности для определения эпох оледенения и времени древних захоронений.

Методы ядерной геохронологии позволили вплотную подойти к проблемам, имеющим в будущем, несомненно, большое познавательное и практическое значение. Речь идет об определении возраста веществ и тел Солнечной системы. Благодаря применению этих методов удалось показать, что значительная часть веществ и тел Солнечной системы имеет общее происхождение и образовалось около 4,5 млрд. лет назад. Были уточнены оценки возраста Земли и ее оболочек, а также влияние радиоактивного распада на изменение химического состава земного вещества.

Первые радиометрические поиски месторождений были начаты в нашей стране Л. Н. Богоявленским в 20-х годах и основывались на применении ионизационного гамма-электрометра. Позднее был разработан эманационный (радоновый) метод, основанный на определении содержания радона в воздухе рыхлых отложений. С развитием радиоэлектронной техники исследования

ионизирующих излучений и элементарных частиц на смену мало-производительным громоздким ионизационным приборам пришли полевые радиометры с импульсными газоразрядными и сцинтилляционными детекторами. Были созданы надежно работающие высокочувствительные гамма-радиометры для поисков с самолета, автомашины. Применение гамма-спектрометров позволило определить природу радиоактивности при уровнях содержания, соответствующих кларковому.

Радиометрические методы применяются также для уточнения направления горных работ и подсчета запасов месторождений путем радиометрического опробования горных выработок. На рудниках широко используется механическая рудоразборка и обогащение рудной массы с применением радиометрических датчиков.

Радиометрические методы (гамма-методы и эманационные) были дополнены экспрессными физико-химическими методами определения урана, что послужило основой уранометрических, радио-гидрогеологических и других методов поисков месторождений.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАДИОАКТИВНОСТИ

Название «радиоактивность» впервые предложено Кюри для обозначения способности некоторых веществ самопроизвольно испускать характерные излучения. В дальнейшем это слово стали применять в более широком смысле, а именно:

1. Радиоактивность — способность неустойчивых атомных ядер самопроизвольно переходить в более устойчивые состояния за конечный промежуток времени. Этот переход всегда сопровождается выделением энергии и подчиняется статистическому закону. В этом смысле говорят о радиоактивных изотопах химических элементов.

2. Радиоактивностью также называют совокупность излучений, испускаемых препаратом, содержащим радиоактивные изотопы. Например, α -, β - или γ -радиоактивность.

3. Слово «радиоактивность» употребляется для обозначения способности давать излучение. Например, говорят: радиоактивный препарат и т. п.

4. Этим словом обозначается количественное содержание радиоактивных изотопов в каком-либо веществе, радиоактивность воды в единицах кюри на литр и т. п.

§ 1. АТОМНЫЕ И ЯДЕРНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ

Как известно, атомы всех химических элементов состоят из массивного ядра, в котором сосредоточено более 99,9% всей массы атома, и электронных оболочек, окружающих ядро. Число электронов для нейтрального атома равно величине положительного заряда ядра, выраженного в единицах элементарного заряда, и определяет химические свойства данного атома. Заряд ядра численно равен порядковому номеру элемента в периодической системе Менделеева. Ядро атома состоит из элементарных частиц — протонов и нейтронов, которым часто дается общее название «нуклоны». Число протонов равно порядковому номеру элемента Z , а сумма числа протонов и нейтронов равна атомному весу, или массовому числу A . Радиус атомных ядер растёт, как корень кубический из числа нуклонов, т. е. плотность ядер приблизительно одинакова и равна $1,3 \cdot 10^{14}$ г/см³. Радиус ядра R приблизительно равен

$$R = 1,5 \cdot 10^{-13} \cdot A^{1/3} \text{ см,}$$

где A — массовое число.

Атомы с равной суммой чисел протонов Z , но разным числом нейтронов являются изотопами одного и того же элемента и

не отличаются по своим химическим свойствам (например, $^{234}_{92}\text{U}$, $^{235}_{92}\text{U}$, $^{238}_{92}\text{U}$).

Атомы с равной суммой чисел протонов и нейтронов (A), но различными значениями Z называются изобарами. Они относятся к различным химическим элементам (например, $^{40}_{18}\text{Ar}$, $^{40}_{19}\text{K}$, $^{40}_{20}\text{Ca}$).

Для изменения нормального состояния электронных оболочек требуется сравнительно небольшая энергия — не более 100 000 электрон-вольт (эВ) для самых близких к ядру электронов тяжелых атомов. Перемещения электронов между возможными для них электронными оболочками сопровождаются испусканием квантов электромагнитного излучения. При переходе электронов на внешних оболочках атома испускается свет от инфракрасного до ультрафиолетового, энергия квантов которого порядка единиц электрон-вольт. При переходах на ближайших к ядру оболочках излучаются характеристические лучи Рентгена. При удалении электрона из атома получаются атомы, имеющие положительный электрический заряд, — это явление ионизации. При переходе электронов в пределах, связанных с ядром электронных оболочек, происходит процесс возбуждения атома. Химические реакции возникают при взаимодействии электронов, находящихся на внешних оболочках. При всех указанных процессах атом сохраняет свою химическую индивидуальность, которая полностью определяется местом элемента в периодической системе, или, что то же самое, зарядом ядра.

Превращение элемента возможно только тогда, когда удастся изменить величину заряда ядра. До открытия радиоактивности неоднократные попытки превращения химических элементов были безуспешны, так как применяемые воздействия могли повлиять лишь на электронные оболочки атома и не могли изменить заряд ядра. Искусственно изменить заряд ядра, а следовательно, осуществить превращение элементов, можно при помощи частиц, проникающих внутрь ядра и вызывающих в нем изменения. Радиоактивные ядра способны изменяться самопроизвольно.

Искусственное превращение ядер может быть экзотермическим и эндотермическим. Естественный радиоактивный распад может быть только экзотермическим, т. е. сопровождаться выделением энергии. Следовательно, энергия радиоактивного ядра до распада должна быть больше энергии ядра после распада. При ядерных превращениях выделяется или поглощается настолько большая энергия, что в энергетическом балансе ядерных реакций существенное значение имеет изменение массы согласно закону взаимосвязи массы (m) и энергии (E): $E = mc^2$, где c — скорость света.

Неустойчивы те атомные ядра, которые имеют больший запас энергии, чем продукты их возможного превращения. К настоящему времени обнаружены следующие самопроизвольные превращения неустойчивых ядер: α -распад, β^- - и β^+ -распад, E -захват, спонтан-

ное деление. Кроме того, возможен так называемый изомерный переход на более низкий уровень энергии с испусканием γ -кванта или «конверсионного электрона» без изменения заряда ядра. Для возможности превращения масса ядра должна быть больше суммы массы ядра-продукта превращения и массы выбрасываемой частицы. Устойчивыми могут быть атомные ядра только сравнительно узких пределов вариаций массового числа при данном порядковом номере. Таким образом, устойчивые ядра укладываются в узкую полосу на графике зависимости порядкового номера от массового числа (рис. 1).

Атомные ядра могут существовать на небольшом расстоянии за пределами устойчивой полосы, но такие ядра будут неустойчивы и будут стремиться попасть в пределы этой полосы, что достигается переходом избыточного нейтрона в протон (β^- -распад) или избыточного протона в нейтрон (β^+ -распад или E -захват).

Превращение природных (естественных) радиоактивных изотопов различно:

- 1) α -распад, при котором ядро атома выбрасывает ядро атома гелия;
- 2) β -распад, при котором ядро испускает электрон;
- 3) спонтанное деление, при котором ядро делится на два тяжелых осколка;
- 4) электронный захват, при котором ядро захватывает электрон из ближайшей к ядру электронной оболочки.

У всех элементов периодической системы могут существовать неустойчивые радиоактивные изотопы, большинство которых получается искусственным путем: облучением заряженными частицами высокой энергии, преодолевающими потенциальный барьер ядра, или нейтронами, свободно проникающими благодаря отсутствию электрического заряда внутрь ядра. При бомбардировке атомного ядра какой-либо частицей достаточно высокой энергии ядро в момент удара может выбросить одну или несколько элементарных частиц. При этом может измениться как заряд, так и масса ядра.

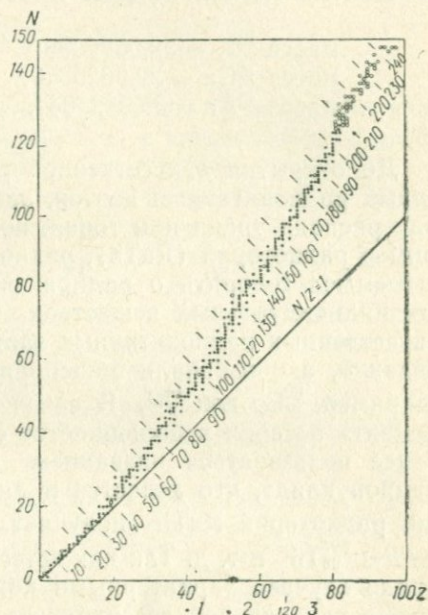


Рис. 1. Нейтронно-протонная диаграмма:
1 — стабильные изотопы; 2 — радиоактивные изотопы; 3 — атомный вес (А)

Ядро может выйти за пределы устойчивой дорожки и в дальнейшем претерпеть превращение по указанной выше схеме.

Неустойчивое ядро может иметь массу большую, чем масса двух соседних ядер, тогда ядро может распадаться двумя путями. Примером может служить ядро изотопа калия — ^{40}K . Это ядро может самопроизвольно превратиться двумя путями: путем β^- -распада — в ^{40}Ca и путем захвата электрона (E -захват) — в ^{40}Ar . Действительно, баланс масс имеет для ^{40}K следующий вид:

$$\text{масса } ^{40}\text{K} = 39,9639998;$$

$$\text{масса } ^{40}\text{Ca} = 39,9625889;$$

$$\text{масса } ^{40}\text{Ar} = 39,9623842.$$

До открытия искусственной радиоактивности каждый естественный радиоактивный изотоп, занимавший определенное место в ряду распада урана или тория, получал собственное название, например радиоторий (RaTh), радиоактиний (RaAc) и т. д. Поэтому был смысл говорить о радиоактивных элементах как определенных индивидуальных веществах. После получения многих сотен искусственных радиоактивных изотопов им не давали собственных названий, а обозначали общепринятым для изотопов способом. Например, ^{60}Co или ^{14}C . В связи с этим термин «радиоактивный элемент» потерял в большинстве случаев свой смысл, и целесообразнее пользоваться названием «радиоактивный изотоп», или «радионуклид», что делается и для естественных радиоэлементов. Так, радиоторий RaTh получает обозначение $^{228}_{90}\text{Th}$, радиоактиний — $^{227}_{90}\text{Th}$ и т. д. Так как естественные радиоизотопы являются в ряде случаев характерными компонентами природных соединений, то иногда удобнее сохранить для них собственные названия. Например, можно говорить о содержании в водах мезотория, радиотория и тория-Х вместо ^{228}Ra , ^{228}Th , ^{224}Ra , но общее название «радиоактивный элемент» необходимо заменить названием «радиоактивный изотоп».

Иногда считают, что методически неправильно различать изотопы стабильные и радиоактивные, так как между ними разница не качественная, а лишь количественная. Это надо понимать таким образом, что неустойчивость — общее свойство атомных ядер, но методы исследования недостаточно чувствительны для обнаружения радиоактивности так называемых стабильных изотопов. В свете опытных данных и теории атома разделение изотопов на устойчивые и радиоактивные оправдано. Стабильные изотопы — это те, для превращения которых в возможные продукты требуется затрата внешней энергии. Среди радиоактивных изотопов могут быть изотопы с ничтожно малой вероятностью превращений. Их радиоактивность очень мала, ввиду чего ее трудно обнаружить. Период полураспада таких изотопов очень велик — более 10^{16} лет.

С точки зрения геологии, их радиоактивность не имеет никакого значения, так как за время существования Земли (около 5 млрд. лет) доля превращающихся атомов лежит ниже чувствительности аналитических методов. Поэтому для радиолога радиоактивными являются изотопы, период полураспада которых меньше 10^{12} лет.

Ядерные реакции

Ядерными реакциями называются процессы превращения атомных ядер в результате их взаимодействия с элементарными частицами, электромагнитным излучением или другими ядрами.

Общий вид ядерной реакции может быть записан в виде $a_1 + a_2 = b_1 + b_2 + \dots$, где a_1, a_2 — частицы, вступающие в реакцию; b_1, b_2, \dots — частицы, возникающие в результате реакции, или продукты реакции. Таким образом, в ядерной реакции участвуют по крайней мере четыре частицы (имеются в виду и ядра): ядро-мишень, бомбардирующая частица, ядро-продукт, частицы, возникающие в результате реакции.

Во всех ядерных реакциях соблюдается закон сохранения суммарного электрического заряда. В обычных ядерных реакциях сохраняется также и общее число нуклонов.

Запись ядерной реакции аналогична записи химической реакции. В качестве примера можно привести первую ядерную реакцию, осуществленную Э. Резерфордом в 1919 г. при бомбардировке азота альфа-частицами. В результате реакции возникали ядра кислорода и протоны: ${}^4_2\text{N} + {}^4_2\text{He} \rightarrow {}^1_1\text{H} + {}^{17}_8\text{O}$. Часто пользуются сокращенной записью: ${}^{14}\text{N}(\alpha, p){}^{17}\text{O}$.

Вероятность возникновения реакции определяют величиной эффективного сечения реакции σ . Физический смысл σ — это площадь поперечного сечения эффективного объема атомного ядра, при попадании в который бомбардирующая частица должна вызвать ядерную реакцию. Величины сечений ядерных реакций имеют порядок площадей геометрических сечений ядер и измеряются в барнах ($1 \text{ барн} = 1 \cdot 10^{-24} \text{ см}^2$).

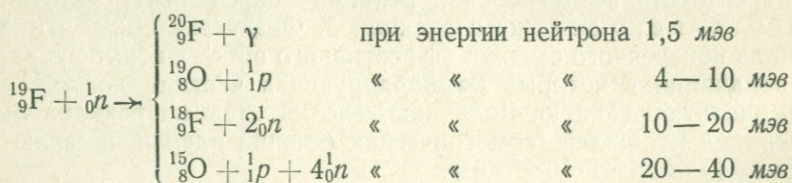
Отношение числа превращений к числу упавших на мишень частиц называется выходом реакции. Очень существенной характеристикой ядерной реакции является энергетический порог реакции. Порог реакции — минимальная величина энергии, сообщенной ядру, при которой возможна данная реакция. Для того чтобы реакция происходила, реальная энергия бомбардирующей частицы должна превосходить энергетический порог на величину кинетической энергии вылетающих частиц и ядра отдачи. Так, энергетический порог реакции ${}^7\text{Li}(p, n){}^7\text{Be}$ равен 1,6 мэв, а

минимальная энергия протонов, при которой реакция наблюдается, — 1,86 мэв.

Ядерные реакции классифицируют в зависимости от типа бомбардирующих частиц на реакции под действием нейтронов, заряженных частиц и гамма-квантов (фотоядерные реакции).

В зависимости от энергии воздействующих на ядро частиц различают ядерные реакции при малых, средних и высоких энергиях. Реакции при малых энергиях (примерно до нескольких электрон-вольт) происходят в основном при участии нейтронов. Реакции под действием заряженных частиц в этом случае возникнуть не могут, так как в отличие от нейтронов подобные частицы должны преодолеть сильное электрическое поле атома (кулоновский барьер). Реакции при средних (до нескольких мэв) и высоких энергиях могут быть вызваны нейтронами, заряженными частицами и фотонами.

Характер продуктов реакции определяется полным количеством энергии, приобретенной ядром, и природой ядра-мишени. Если энергия, полученная ядром при бомбардировке, недостаточна для испускания нуклона, то часть этой энергии (или вся энергия) будет отдана ядром в виде γ -излучения. Такие реакции называются радиационным захватом и часто возникают под действием нейтронов малых энергий — (n, γ). При средних энергиях могут испускаться нейтроны, протоны, α -частицы, дейтроны, иногда — некоторые другие частицы. Испускание нейтронов при сравнительно небольших энергиях реакции — наиболее вероятный процесс, так как для нейтронов не существует кулоновского барьера. Это в особенности относится к тяжелым ядрам, где барьер наиболее высок. Для легких ядер, кулоновский барьер которых сравнительно мал, возможно также испускание α -частиц и протонов. Другие частицы испускаются ядрами при более высоких энергиях. Таким образом, в зависимости от энергии бомбардирующих частиц реакция может идти несколькими конкурирующими путями, например:



При бомбардировке тяжелых ядер нейтронами может происходить деление ядер. Образуются два ядра-осколка неравной величины и несколько нейтронов. Как правило, продукты деления являются радиоактивными изотопами элементов средней части таблицы Менделеева. Из встреченных в природе изотопов под действием нейтронов малых энергий (медленных) делятся ${}^{235}\text{U}$ и ${}^{239}\text{Pu}$, нейтроны высоких энергий (быстрые) вызывают деление всех изотопов тория, протактиния и урана.

§ 2. ЗАКОНЫ РАДИОАКТИВНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ

Превращение, или, как его часто называют, распад радиоактивного ядра, подчиняется совершенно определенному закону, согласно которому за произвольно выбранный малый промежуток времени распадается определенная доля наличного количества радиоактивных ядер, что можно выразить математической формулой

$$\Delta N = -\lambda N \Delta t,$$

где ΔN — число атомных ядер, распадающихся за время Δt ; N — наличное число ядер; λ — характеристическая для каждого радиоактивного изотопа постоянная величина, называемая радиоактивной постоянной, или константой распада.

Из приведенного уравнения, написанного в обычной дифференциальной форме $\frac{dN}{dt} = -\lambda N$, вытекает известная формула радиоактивного распада, найденная впервые эмпирически:

$$N = N_0 e^{-\lambda t},$$

где N_0 — начальное число атомов радиоизотопа; N — число атомов, сохранившееся по истечении промежутка времени t . Более наглядной характеристикой скорости распада радиоизотопа служит величина периода полураспада T — времени, в течение которого распадается половина наличного числа атомов радиоизотопа. Период полураспада T связан с константой распада простой зависимостью

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda}, \text{ или } T = \frac{0,693}{\lambda}.$$

Физический смысл закона радиоактивного распада заключается в том, что распад, или превращение отдельного атома, есть явление случайное, подчиняющееся закону теории вероятностей. Радиоактивная постоянная λ есть вероятность распада данного изотопа за единицу времени. Отсюда следует, что формула распада является точной только в среднем для большого числа распадающихся атомов, а для отдельного атома теряет свой смысл, так как невозможно предсказать заранее, через сколько времени распадается отдельный атом. Практическое следствие отсюда — существование радиоактивных флуктуаций, т. е. колебаний вокруг среднего значения числа атомов, фактически распадающихся за данный промежуток времени.

Из теории вероятностей вытекает, что среднее отклонение при единичном наблюдении числа распадающихся атомов равняется \sqrt{N} , если среднее число распадающихся за данный промежуток времени атомов равно N . Из этого закона флуктуаций выводятся расчетные формулы для вычисления ошибок измерений за счет статистического характера радиоактивного распада (см. ниже).

При радиоактивном распаде, сопровождающемся испусканием заряженной частицы, меняется заряд ядра, а следовательно, и место, занимаемое элементом в периодической системе. «Правила смещения», сформулированные на основании эмпирических данных К. Фаянсом и Ф. Содди, вытекают непосредственно из теории строения атома и могут быть сформулированы следующим образом:

1. После испускания α -частицы продукт превращения смещается на 2 места влево в периодической системе; массовое число уменьшается на 4 единицы.

2. При испускании отрицательной β -частицы продукт превращения смещается на одно место вправо; массовое число не изменяется.

3. При испускании положительной β -частицы продукт превращения смещается на одно место влево.

4. Испускание γ -лучей не меняет химической природы атома.

§ 3. РАСЧЕТ КОЛИЧЕСТВА РАДИОИЗОТОПОВ ПРИ РАСПАДЕ И ОБРАЗОВАНИИ

Закон радиоактивного распада выражается математической формулой, очень удобной для вычислений. Даже в самых сложных случаях последовательного превращения друг в друга ряда изотопов задача расчета их количеств для какого-либо момента времени при заданных начальных условиях может быть всегда доведена до конца.

Ниже приводятся примеры расчета количества радионуклидов для наиболее важных случаев, встречающихся на практике. В самом простом случае распада отдельного радионуклида можно воспользоваться для расчета непосредственной формулой радиоактивного распада

$$N = N_0 e^{-\lambda t}.$$

Любое действие радионуклида на вещество изменяется пропорционально изменению количества радионуклида. Поэтому формулами, выведенными для числа атомов, можно непосредственно пользоваться во всех случаях применения данного радионуклида.

Законом радиоактивного распада для расчета количества отдельного радионуклида можно пользоваться различными способами.

1. Можно использовать для расчета функции $e^{-\lambda t}$ таблицы. Например, вычислить значение функции $e^{-\lambda t}$ для любого случая с помощью таблиц логарифмов или воспользоваться таблицей функции e^{-x} , подставив вместо x значение λt .

Можно преобразовать формулу распада, заменив λ на $\frac{0,693}{T}$, и применять для расчета таблицу или график функции $e^{-0,693 \frac{t}{T}}$,

подставляя время t в долях периода полураспада данного радиоизотопа.

Наконец, для ряда естественных радиоизотопов имеются готовые таблицы распада (радон, радиоторий и др.).

2. Можно построить график распада радиоизотопа, откладывая по одной оси координат логарифмы величин, пропорциональных количеству радиоизотопа, а по другой — время. График будет прямой линией, которую можно провести через любые две точки, лежащие на ней, например через произвольно взятую начальную точку и точку, отстоящую по оси времени на расстоянии, равном T , что соответствует убыванию количества радиоизотопа до половины начального значения (рис. 2). Для построения такого графика удобно пользоваться так называемой полулогарифмической бумагой.

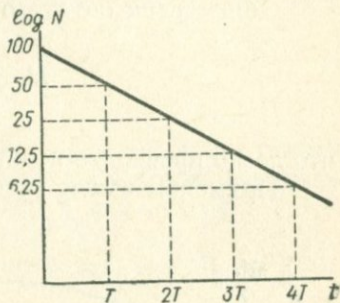


Рис. 2. Полулогарифмический график распада радиоизотопа

Все эти приемы применимы также для определения величины $e^{-\lambda t}$, входящей в большинство расчетных формул.

Иногда необходимо бывает рассчитать количество радиоизотопа для прошедшего времени. Для этого определяем значение

$$N_0 = \frac{N}{e^{-\lambda t}} = Ne^{\lambda t}.$$

Для приближенных расчетов количества радиоизотопов можно воспользоваться тем свойством функции $e^{-\lambda t}$, что при каждом увеличении времени t на величину T $e^{-\lambda t}$ уменьшается в 2 раза. Таким образом, легко составить расчетную таблицу:

t	$e^{-\lambda t}$	$e^{\lambda t}$
0	1	1
T	0,5	2
$2T$	0,25	4
$3T$	0,125	8
$5T$	0,03	32
$7T$	0,01	128
$10T$	0,001	1024

Приблизительно можно считать, что при $t = 3T$ $N = 10\% N_0$, при $t = 5T$ $N = 3\% N_0$, при $t = 7T$ $N = 1\% N_0$, при $t = 10T$ $N = 0,1\% N_0$.

Более сложные случаи распада или накопления радиоизотопов можно рассчитывать путем последовательного применения решений исходного уравнения общей задачи радиоактивного распада, которое записывается так:

$$\frac{dN}{dt} = Q - \lambda N,$$

где N — наличное количество радиоизотопа; t — время; λ — радиоактивная постоянная; Q — скорость образования радиоизотопа (или количество его, образующееся в единицу времени).

Общее решение этого уравнения имеет вид

$$N = e^{-\lambda t} \left\{ N_0 + \int_0^t Q e^{\lambda t} dt \right\},$$

что легко проверить подстановкой.

Применим общее решение к некоторым случаям.

1. Накопление радиоактивного изотопа при постоянной скорости образования. Для этого случая уравнение распада примет вид

$$\frac{dN}{dt} = Q - \lambda N,$$

где Q — величина постоянная.

Решение этого уравнения будет таково:

$$N = e^{-\lambda t} \left\{ N_0 + \int_0^t Q e^{\lambda t} dt \right\},$$

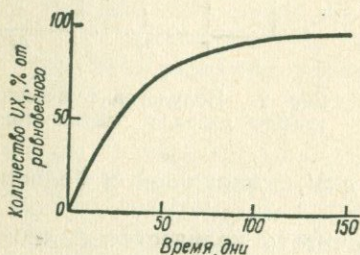


Рис. 3. Кривая накопления UX_1

или

$$N = N_0 e^{-\lambda t} + \frac{Q}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t}).$$

Из уравнения следует, что по мере увеличения промежутка времени t количество радиоактивного изотопа асимптотически приближается к значению $N_\infty = \frac{Q}{\lambda}$, как это видно на графике рис. 3.

Если заменить радиоактивную постоянную λ на период полураспада T , можно увидеть, что максимальное количество накапливающегося радиоизотопа N_∞ прямо пропорционально скорости его образования и периоду полураспада:

$$N_\infty = \frac{QT}{\ln 2}.$$

Отсюда следует, что невозможно накопить значительное количество радиоактивных изотопов с малой продолжительностью жизни при конечной скорости их образования. При атомном взрыве

мгновенно образуется большое (весовое) количество короткоживущих радионуклидов, обладающих громадной радиоактивностью.

Если радиоактивный изотоп является дочерним продуктом распада другого радионуклида, то скорость его образования Q будет равна скорости распада предыдущего (материнского) радионуклида: $Q = \lambda_1 N_1$. Если обозначить величины, относящиеся к первому изотопу, индексом 1, а ко второму — индексом 2, то можно написать

$$\frac{dN_2}{dt} = N_1 \lambda_1 - N_2 \lambda_2.$$

Если материнский изотоп обладает очень большой продолжительностью жизни, можно положить $N_1 = \text{const}$ и N_2 будет стремиться по мере увеличения промежутка времени к выражению

$$N_2^{\infty} \rightarrow \frac{N_1 \lambda_1}{\lambda_2}, \text{ откуда следует, что } N_1 \lambda_1 = N_2^{\infty} \lambda_2.$$

Последнее уравнение выражает состояние так называемого векового, или стационарного, радиоактивного равновесия между первым долговечным изотопом и вторым, являющимся продуктом его распада.

Легко видеть, что выраженные в числе атомов количества двух радионуклидов, находящихся в состоянии векового равновесия, относятся как их периоды полураспада или обратно пропорциональны радиоактивным постоянным:

$$\frac{N_1}{N_2} = \frac{T_1}{T_2} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1}.$$

Из закона радиоактивного равновесия легко определить количество любого радионуклида, если известны радиоактивные постоянные или периоды полураспада как материнского, так и дочернего изотопа. Так, отношение весовых количеств радия и урана в равновесии составляет $3 \cdot 10^6$.

Переход от числа атомов к весовым единицам и обратно производится при помощи формул

$$P = \frac{A}{6,02 \cdot 10^{23}}, \quad N = 6,02 \cdot 10^{23} \cdot \frac{P}{A},$$

где P — количество изотопа; N — число атомов; A — атомный вес; $6,02 \cdot 10^{23}$ — число Авогадро.

Если долгоживущий радиоактивный изотоп образует ряд последовательно превращающихся продуктов, то по истечении достаточно большого промежутка времени во всем ряду распада устанавливается вековое радиоактивное равновесие, т. е. число распадающихся атомов каждого члена ряда, за исключением первого, равно числу вновь образующихся, откуда вытекает ряд равенств: $N_1 \lambda_1 = N_2 \lambda_2 = \dots = N_i \lambda_i = \dots$ для всех членов ряда распада.

Состояние радиоактивного равновесия достигается по истечении тем большего промежутка времени, чем больше продолжительность жизни образующегося радиоизотопа.

Из закона накопления при постоянной скорости образования легко видеть, что радиоактивное равновесие достигается с погрешностью не более 3% через промежуток времени $t=5T$; с погрешностью не более 1% через промежуток времени $t=7T$; до 0,1% для $t=10T$ и т. д. (T — период полураспада дочернего радиоактивного изотопа).

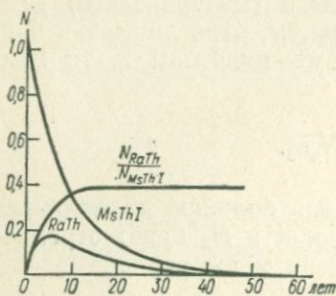


Рис. 4. Кривые превращения MsThI и RaTh

2. Накопление из распадающегося радиоизотопа. Если имеются два последовательных радиоактивных изотопа, распадающихся с заметной скоростью, то для вычисления количества второго изотопа можно применить общее уравнение радиоактивного распада.

В данном случае

$$\frac{dN_2}{dt} = N_1 \lambda_1 - N_2 \lambda_2,$$

где N_1 — функция времени, равная $N_1^0 e^{-\lambda_1 t}$; N_1^0 — начальное количество первого радиоактивного изотопа.

Применяя общее решение уравнения радиоактивного распада, получаем

$$N_2 = e^{-\lambda_2 t} \left\{ N_2^0 + \int_0^t N_1^0 e^{-\lambda_1 t} e^{\lambda_2 t} dt \right\},$$

$$N_2 = N_2^0 e^{-\lambda_2 t} + \frac{N_1^0 \lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}).$$

Количество второго радиоизотопа N_2 проходит через максимум, а затем убывает, приближаясь асимптотически к 0 (рис. 4).

Если λ_1 меньше λ_2 , то отношение количеств двух радиоизотопов

$$\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} (1 - e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t})$$

с течением времени стремится к величине

$$\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1}.$$

Это пример так называемого подвижного радиоактивного равновесия. В данном случае отношение количеств двух радиоизотопов не равно отношению их периодов полураспада, а выражается несколько более сложной формулой, из которой вытекает, что при близких значениях λ_1 и λ_2 отношение числа атомов этих двух изотопов может сильно отличаться от их отношения для случая векового равновесия.

§ 4. ИЗЛУЧЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ

Определение природы излучений

Излучения, испускаемые радиоактивными веществами, обладают способностью проходить через непрозрачные тела, например через черную бумагу, в которую завернута фотографическая пластинка. Они не отражаются зеркальными поверхностями, не преломляются в оптических стеклах. В этом отношении они подобны лучам Рентгена. Но первые же наблюдения свойств излучений, испускаемых радиоактивными веществами, показали, что они неоднородны по своей природе и состоят из трех резко различных видов излучений. Эти три вида излучений были первоначально выделены по своей проникающей способности, а именно: альфа-излучение, полностью поглощаемое несколькими сантиметрами воздуха или слоем твердых веществ порядка десятых долей миллиметра; бета-излучение, проходящее в воздухе несколько метров, а в твердых телах несколько миллиметров, и, наконец, гамма-излучение, которое может проникать через десятки сантиметров твердых тел.

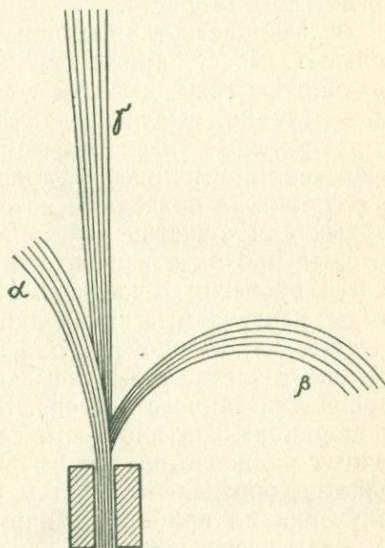


Рис. 5. Схема разделения α -, β - и γ -излучений в магнитном поле

Как показали дальнейшие исследования, принципиальной разницы в проникающей способности между названными видами излучений не существует. Может наблюдаться гамма-излучение, проникающая способность которого меньше, чем у бета-излучения. Таким образом, невозможно установить резкие границы между альфа-, бета- и гамма-излучениями по их проникающей способности.

Но эти три вида излучения резко различаются по своей природе и заряду: альфа-излучение состоит из положительно заря-

женных частиц, бета-излучение — поток отрицательных частиц, а гамма-излучение не несет электрического заряда. Это было обнаружено по отклонению лучей в магнитном поле (рис. 5).

Альфа-частицы

Наблюдения отклонения альфа (α)-частиц в электрическом и магнитном полях позволили определить их скорость, которая оказалась равной около $1/20$ скорости света. Альфа-частицы несут двойной элементарный положительный заряд, равный $9,6 \cdot 10^{-10}$ эл. ст. ед. Масса α -частицы равна четырем единицам атомной массы. Как было подтверждено прямым опытом, α -частицы являются ядрами атома гелия. В радиоактивных минералах происходит непрерывное накопление гелия, что используется при определении геологического возраста.

Альфа-частицы, имеющие двойной электрический заряд и большую массу, производят энергичное действие на вещество: ионизируют газы, вызывают свечение некоторых веществ, химические реакции, выделение тепла, почернение фотоэмульсии и разрушают живые ткани. Альфа-частицы двигаются в газах и других веществах прямолинейно, причем траектории их имеют ограниченную длину, за пределами которой не наблюдается никаких характерных для α -частиц действий и она теряет свою энергию. Путь, который проходит в веществе α -частица до потери энергии, называется пробегом α -частицы. Наблюдения показали, что все α -частицы, испускаемые каким-либо одним радиоизотопом, имеют одинаковые длины пробега. Это показывает, что при распаде радиоизотопа α -частицы выбрасываются с одинаковой энергией, характерной для данного изотопа. Величина пробега α -частицы обратно пропорциональна плотности газа и составляет в воздухе для различных радиоизотопов примерно от 1 до 10 см. Величина пробега α -частиц определяется путем изменения расстояния от источника излучения до прибора, обнаруживающего их действие, например до поверхности, покрытой слоем кристаллического сернистого цинка, на котором при ударе α -частиц возникают вспышки (сцинтилляции). Когда расстояние между источником излучения и экраном достигает величины пробега α -частиц, сцинтилляции прекращаются.

Величина пробега α -частиц может быть определена в приборе, позволяющем наблюдать ионизирующее действие α -частиц на разном расстоянии от их источника. Такой метод был применен английским физиком У. Брэггом, который пользовался плоской ионизационной камерой, вырезающей на траектории α -частиц короткий отрезок.

Наблюдения Брэгга показали, что ионизирующее действие α -частиц изменяется с расстоянием от источника, постепенно увеличиваясь к концу пробега, где оно резко обрывается (рис. 6).

Полная ионизация, образуемая α -частицей, пропорциональна ее энергии, на этом основан метод определения энергии α -частиц, который будет описан ниже.

Более детальные наблюдения показали, что α -излучение радиоизотопов может быть не вполне однородно и нередко образует так называемую тонкую структуру α -излучения, которая связана с существованием различных энергетических уровней атомного ядра. При испускании α -частицы энергия ее может соответствовать нормальному уровню ядра. Однако возможно, что при α -излучении часть энергии распада передается ядру, которое переходит на более высокий уровень энергии. Этот избыток энергии излучается ядром в виде кванта γ -излучения. Такая связь α - и γ -излучения подтверждена опытом (см. описание свойств γ -излучения).

У некоторых радиоизотопов наблюдаются так называемые длиннопробежные α -частицы, относительное число которых очень мало. Появление длиннопробежных α -частиц также объясняется существованием высоких уровней энергии атомного ядра. При радиоактивном распаде ядро атома может оказаться в возбужденном состоянии (на более высоком уровне энергии). Если радиоизотоп обладает малым периодом полураспада, то он может излучить α -частицы за время пребывания в возбужденном состоянии. Энергия возбуждения может быть передана α -частице. Таким образом, образуются длиннопробежные α -частицы, которые наблюдаются только у двух радиоизотопов RaC' и ThC' , периоды полураспада которых очень малы: $T = 1,637 \cdot 10^{-4}$ сек для RaC' и $2,9 \cdot 10^{-7}$ сек для ThC' .

Между величиной пробега α -частицы и ее скоростью существует зависимость, установленная Гейгером:

$$v^3 = a(R - x),$$

где v — скорость α -частиц, см/сек; $a \approx 1,07 \cdot 10^{27}$ — постоянная; R — длина пробега, см; x — расстояние от источника α -излучения.

Из приведенной формулы следует, что кинетическая энергия α -частицы $E = \frac{mv^2}{2} = ma^{2/3}(R - x)^{2/3}$, где m — масса α -частицы.

Для полного пробега α -частиц $E = A_0 R^{2/3}$, где A_0 — постоянная величина. Отсюда следует, что полная ионизация α -частицами пропорциональна длине пробега в степени $2/3$. Эта зависимость достаточно точно подтверждается опытом и ею пользуются для вычисления ионизирующего действия α -частиц.

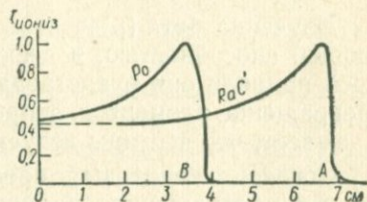


Рис. 6. Кривые Брэгга

Полная ионизация, производимая α -частицей, выражается числом пар ионов, которое равняется $K = K_0 R^{2/3}$, где $K_0 = 6,25 \cdot 10^4$. Например, для α -частицы радия С', длина пробега в воздухе которой равняется 6,7 см, число образуемых ионов равно $2,2 \cdot 10^5$ для каждого знака.

Бета-частицы

Изучение бета (β)-частиц показало, что они обладают проникающей способностью, в десятки раз большей, чем α -частицы. По своей природе они представляют поток отрицательных электронов. Превращение элементов, сопровождающееся испусканием β -частиц, указывает, что частицы испускаются ядрами атомов.

Согласно квантовым представлениям следовало бы ожидать, что при превращениях атомов, сопровождающихся β -излучением,

последнему сообщается одинаковая энергия в каждом акте распада. Однако прямые наблюдения показали, что β -излучение радиоактивных элементов образует непрерывный спектр по энергиям. Это значит, что в составе β -излучения имеются частицы, обладающие различной энергией: от минимальной (почти равной 0) до максимальной, величина которой равна полной энергии β -распада (рис. 7).

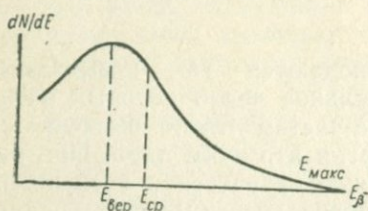


Рис. 7. Типичный бета-спектр: $E_{ср}$ — средняя энергия ($E_{ср} \approx \frac{1}{3} E_{макс}$); $E_{вер}$ — наиболее вероятная; $E_{макс}$ — максимальная энергия

Для объяснения непрерывного спектра β -излучения Паули высказал гипотезу, согласно которой испускание ядром β -частицы сопровождается вылетом второй частицы — нейтрино. Энергия распада, одинаковая для каждого распадающегося ядра, распределяется случайно между β -частицей и нейтрино. Таким образом, соблюдается общий закон постоянства энергии распада каждого типа ядра. В данном случае характерная для ядра энергия превращения равняется максимальной энергии спектра β -излучения, когда вся энергия распада передается β -частице, а энергия нейтрино равна 0. Максимальная энергия естественных β -излучателей находится в пределах от десятых долей до 3 мэв.

Максимальной энергии β -излучения соответствует максимальная величина проникновения β -частицы в вещество — R_m . Величина R_m мало зависит от природы поглощающего вещества и обычно выражается для данного вида излучения в $г/см^2$. Эта величина составляет для β -излучения естественных радионуклидов порядка 1 $г/см^2$.

Бета-частицы, имеющие отрицательный заряд, при прохождении через вещество, так же как и α -частицы, испытывают непосредственное взаимодействие с электронами благодаря электрическим силам. Так как масса β -частицы равна массе электрона, то при прохождении через вещество кроме ионизации и возбуждения электронных оболочек возможно отклонение β -частиц на значительный угол. Поэтому при прохождении β -частиц через вещество кроме потери энергии наблюдается их рассеяние.

Траектории β -частиц в веществе не прямолинейны. Для них не существует определенной длины прямолинейного пробега, что характерно для α -излучения.

При прохождении через вещество β -частицы испытывают взаимодействие как с электронными оболочками, так и с атомными ядрами. Эффективное сечение для рассеяния электронов ядром пропорционально Z^2 , а для рассеяния атомными электронами пропорционально Z . Для водорода рассеяние на ядре и на электроне практически одинаково, а для тяжелых элементов рассеяние преимущественно ядерное. В золоте на электроны приходится 1% рассеяния.

Бета-частицы большой энергии могут терять значительную ее долю на тормозное излучение. Потеря энергии на излучение пропорциональна кинетической энергии электрона и Z^2 . Этот процесс имеет практическое значение при оценке вредного действия жесткого β -излучения. В частности, в качестве материала для защитных экранов используют обычно вещество с малыми атомными номерами, в которых тормозное излучение минимально (органическое стекло, алюминий и др.).

Полная длина пути β -частицы в 1,5—4 раза больше толщины слоя полного поглощения поглотителя. Наблюдения поглощения естественного β -излучения показали, что интенсивность излучения при прохождении через слой вещества уменьшается с хорошим приближением по показательному закону:

$$I = I_0 e^{-\mu d},$$

где I_0 — первоначальная интенсивность пучка β -частиц до поглощения; I — интенсивность пучка после поглощения слоем вещества; d — толщина поглощающего слоя; μ — коэффициент поглощения; e — основание натуральных логарифмов.

На практике часто пользуются приближенной формулой поглощения:

$$I = I_0 e^{-5 \frac{d}{R_{\text{макс}}}},$$

где $R_{\text{макс}}$ — максимальная проникающая способность (пробег).

Действие β -излучения на вещество пропорционально поглощенной энергии. Так же как и для α -частиц, первичное действие β -частиц заключается в ионизации и возбуждении электронных обо-

лочек. В результате могут возникнуть химические реакции, свечение, тепловой эффект и т. п.

Гамма-излучение

По своей природе гамма (γ)-излучение совершенно отлично от α - и β -излучения. Оно подобно лучам света не испытывает отклонения в электрическом и магнитном поле, а также отражения и преломления в обычных оптических приборах. Этим оно напоминает рентгеновские лучи. Тожественность природы γ -излучения и рентгеновских лучей была установлена Э. Резерфордом, обнаружившим явление дифракции излучения в кристаллической решетке.

Гамма-излучение обладает высокой проникающей способностью и распространяется прямолинейно.

В настоящее время доказано, что γ -излучение представляет собой электромагнитное излучение, испускаемое атомными ядрами.

Радиоактивный распад может сопровождаться также электромагнитными излучениями, возникающими в электронных оболочках атома. Такие излучения правильнее называть рентгеновскими лучами.

Упомянутые выше опыты Резерфорда показали, что γ -излучение состоит из монохроматических групп. Эти группы γ -квантов испускаются при возбуждении, возникающем в ядре, когда из него выбрасываются электрон или α -частица. И при других ядерных реакциях также возможно возникновение возбужденного ядра, которое приходит в нормальное устойчивое состояние посредством испускания γ -кванта обычно в течение очень короткого промежутка времени ($\sim 10^{-11}$ сек). Иногда возбужденное ядро может существовать более длительное время, переходя в нормальное состояние по закону радиоактивного распада. Это так называемый изомерный переход.

Примером ядерной изомерии может служить пара природных изомеров UX_2 и UZ — изотопов протактиния (${}^{234}_{91}\text{Pa}$, ${}^{234m}_{91}\text{Pa}^*$). Они отличаются друг от друга скоростью распада и энергией излучения (см. приложение 6).

Среди искусственных радиоактивных изотопов также имеются случаи изомерного перехода, например ${}^{80}_{35}\text{Br}^m$ с периодом полураспада 18 мин и ${}^{80}_{35}\text{Br}$ с периодом полураспада 4,4 час и др.

Испускаемая при распаде α -частица может часть своей энергии передать ядру, которое будет находиться на возбужденном уровне. Энергия возбуждения излучается в виде γ -кванта после распада ядра.

Тонкая структура α -частиц объясняется существованием в ядре различных возможных уровней энергии, переход между которыми сопровождается испусканием γ -квантов соответствующей энергии. В качестве примера можно привести разности энергий

α -частиц (ΔE_α) и энергии γ -квантов (E_γ) в γ -спектре для ThC и RaAc (в мэв):

α - и γ -лучи ThC'

ΔE_α	0,0407	0,292	0,294	0,322	0,437	0,458	0,478	0,627
E_γ	0,0400	0,287	0,298	0,327	0,432	0,451	0,471	0,617

α - и γ -лучи RaAc]

ΔE_α	0,0336	0,041	0,060	0,100	0,191	0,275	0,295	0,309
E_γ	0,0315	0,0437	0,0614	0,101	0,195	0,282	0,300	0,300

Как и всякое электромагнитное излучение, γ -лучи испускаются и распространяются в виде отдельных квантов, прямолинейно, со скоростью света. Их энергия выражается произведением $h\nu$, где h — постоянная Планка, ν — частота соответствующего колебания, обратно пропорциональная длине волны: $\nu = \frac{c}{\lambda}$, где c — скорость света, λ — длина волны.

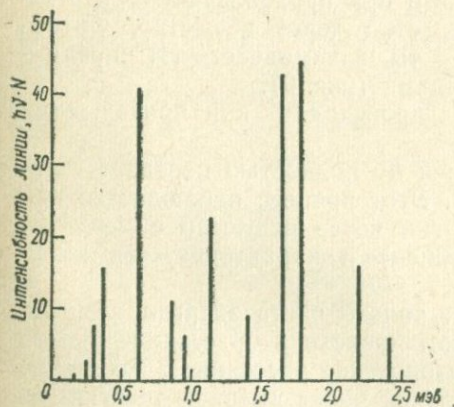


Рис. 8. Спектр гамма-излучения продуктов распада радия

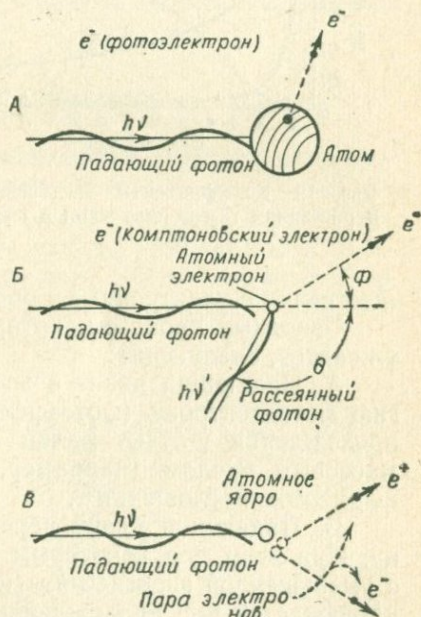


Рис. 9. Взаимодействие гамма-излучения с веществом

Энергетический спектр γ -излучения является характерной особенностью каждого изотопа, так же как спектры α - и β -излучений.

Энергия γ -квантов, испускаемых естественными радиоактивными изотопами, находится в пределах от 0,05 до 3 мэв. Между

длиной волны γ -квантов λ и энергией E существует зависимость $\lambda = \frac{1238}{E} \cdot 10^{-13}$ см, по которой легко вычислить длину волны γ -кванта данной энергии, например для $E = 1,0$ мэв $\lambda = 1238 \times 10^{-13}$ см.

Отсюда мы видим, что длина волны γ -излучений радиоактивных элементов гораздо больше размеров атомного ядра или электрона, которые составляют около 10^{-13} — 10^{-12} см. В качестве примера на рис. 8 показан спектральный состав γ -излучения продуктов распада Ra.

В некоторых случаях при радиоактивных превращениях возникает характеристическое рентгеновское излучение, например при

конверсии γ -квантов с вырыванием электронов из внутренних оболочек, при распаде с захватом электрона (E -захват) и вообще во всех случаях, когда радиоактивное превращение сопровождается нарушением внутренних электронных оболочек атома.

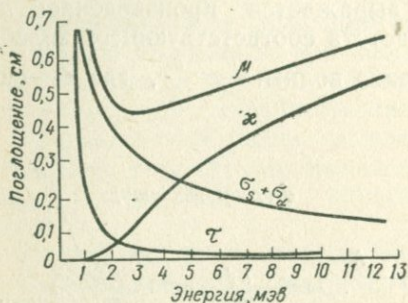


Рис. 10. Коэффициенты поглощения и рассеяния гамма-излучения в свинце

Взаимодействие γ -квантов с веществом значительно сложнее, чем в случае заряженных частиц. Так же как и при прохождении α - и β -частиц через вещество, γ -кванты взаимодействуют преимуще-

ственно с электронными оболочками (рис. 9).

Основные процессы, которые происходят при прохождении γ -квантов, следующие:

А. Падающий квант с энергией $h\nu$ полностью передает энергию фотоэлектрону (фотоэффект). Этот процесс наблюдается при прохождении γ -лучей малой энергии через вещество с большим массовым числом (например, свинец) и характеризуется коэффициентом поглощения τ .

Б. Падающий квант передает только часть энергии электрону. При этом под некоторым углом происходит рассеяние кванта с уменьшенной энергией $h\nu$ (комптоновское рассеяние). Рассеяние наблюдается при прохождении γ -лучей более высокой энергии через вещества с малым массовым числом (воздух, вода, силикатные породы) и характеризуется коэффициентом σ .

В. Если энергия падающего кванта выше определенного значения (1,02 мэв), то возможно совместное образование электрона и позитрона (образование пар). Этот процесс наблюдается при прохождении γ -лучей через тяжелые вещества (свинец и др.) и учитывается коэффициентом κ . При прохождении γ -лучей через вещества их интенсивность убывает по показательному закону:

$$I = I_0 e^{-\mu d},$$

где μ — линейный коэффициент ослабления, слагающийся из коэффициентов поглощения и рассеяния (рис. 10): $\mu = \tau + \sigma + \kappa$; I_0 — первоначальная интенсивность γ -лучей; I — интенсивность ослабленного излучения.

При учете ослабления пучка γ -лучей в слое вещества существенную роль может играть рассеянное излучение.

В отличие от заряженных частиц, имеющих в веществе ограниченную дальность распространения (пробег), дальность действия γ -излучения практически определяется интенсивностью первичного пучка и чувствительностью аппаратуры. Так, толщина защитного слоя при работе с γ -излучением зависит от его интенсивности.

Действие γ -излучения определяется в основном вторичными электронами, возникающими в процессе вторичного поглощения и рассеяния, так как действие вторичных электронов в несколько раз превышает действие самого γ -кванта. При умеренной толщине поглощающего слоя большая часть γ -квантов проходит через него, не испытывая взаимодействия.

§ 5. ЕДИНИЦЫ РАДИОАКТИВНОСТИ

Количество долгоживущих радиоактивных изотопов измеряется в единицах массы (в граммах, миллиграммах и т. д.).

Универсальная единица для измерения радиоактивных изотопов — кюри. Кюри — такая активность любого радиоактивного изотопа, в котором в одну секунду распадается $3,7 \cdot 10^{10}$ атомных ядер. Это число распадов близко к числу распадов в секунду, происходящих в 1 г радия. Обозначается *кюри*, иногда *С*.

Производные единицы кюри:

пикокюри	$-1 \cdot 10^{-12}$ кюри,
нанокюри	$-1 \cdot 10^{-9}$ кюри,
микрокюри (мккюри)	$-1 \cdot 10^{-6}$ кюри,
милликюри (мкюри)	$-1 \cdot 10^{-3}$ кюри,
килокюри (ккюри)	$-1 \cdot 10^3$ кюри,
мегакюри	$-1 \cdot 10^6$ кюри,
гигакюри	$-1 \cdot 10^9$ кюри,
теракюри	$-1 \cdot 10^{12}$ кюри.

Концентрация любого радиоактивного изотопа в веществе выражается в единицах кюри или ее производных на единицу объема или массы (*кюри/л*, *кюри/кг*, *кюри/м³* и т. д.).

Концентрация радона в воде или воздухе выражается в эмахах: 1 эман соответствует $1 \cdot 10^{-10}$ кюри/л.

Массы, соответствующие 1 кюри радиоактивного изотопа, обратно пропорциональны скорости его распада (табл. 1).

Вес 1 кюри некоторых естественных радиоактивных изотопов

Изотоп	Вес 1 кюри	Изотоп	Вес 1 кюри
^{232}Th	9 т	^{238}Th (RaTh)	1,2 мг
^{238}U	3 т	^{224}Ra (ThX)	6,2 мкг
^{235}U	465 кг	^{210}Po	0,22 мг
^{230}Th (Io)	53 г	^{40}K	146 кг
^{231}Pa	22 г	K (природная смесь)	1230 т
^{226}Ra	1 г	^{87}Rb	14,9 т
^{227}Ac	13,6 мг	Rb (природная смесь)	53,5 т
^{210}Rb (RaD)	18,8 мг	^{144}Sm	273 т
^{228}Ra (MsThI)	4,25 мг	Sm (природная смесь)	1820 т

Переход от активности вещества I (расп/сек) к его количеству Q (г) выполняется по формуле

$$Q = \frac{IA}{\lambda \cdot 6,02 \cdot 10^{23}}$$

где λ — константа распада изотопа, сек^{-1} ; A — атомный вес изотопа; $6,02 \cdot 10^{23}$ — число Авогадро.

Абсолютная единица ионизирующего излучения — рентген. Рентген (p) — единица дозы рентгеновского или γ -излучения, при поглощении которой в 1 см^3 воздуха при нормальных температуре и давлении образуется число ионов каждого знака, суммарный заряд которых равен одной электростатической единице. Производные рентгена: миллирентген (mp), равный $1 \cdot 10^{-3} p$, и микро-рентген ($мкр$) — $1 \cdot 10^{-6} p$.

Интенсивность излучения выражается в единицах мощности дозы, т. е. дозы, получаемой в единицу времени ($p/\text{час}$, $p/\text{сек}$). Естественные уровни радиации выражаются в микро-рентген-часах ($мкр/\text{час}$).

Нередко γ -активность выражают в миллиграмм-эквивалентах радия, для чего сравнивают γ -излучение пробы с излучением радиевого эталона. Миллиграмм-эквивалент радия ($мг \cdot экв \text{ Ra}$) — такая γ -активность любого радиоактивного препарата, которая по интенсивности излучения равна 1 мг Ra в равновесии с продуктами распада. Миллиграмм-эквивалент не является строго определенной величиной для препаратов, спектральный состав которых не совпадает со спектром γ -излучения радия.

Для перехода от миллиграмм-эквивалента радия к рентген-часам можно пользоваться следующим соотношением: точечный источник в 1 мг Ra , находящегося в равновесии с продуктами рас-

пада, после прохождения излучения через платиновый фильтр толщиной 0,5 мм создает на расстоянии 1 см в воздухе мощность дозы в 8,4 р/час.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. И. Радиометрия. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Вернадский В. И. Избр. соч., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Глессстон С. Атом, атомное ядро, атомная энергия. М., ИЛ, 1961.
Гольданский В. И., Лейкин Е. М. Превращение атомных ядер. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Мухин К. Н. Введение в ядерную физику. М., Атомиздат, 1965.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАДИОГЕОЛОГИИ

§ 1. СПОСОБЫ РЕГИСТРАЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗЛУЧЕНИЙ

Радиоактивные излучения обнаруживают (детектируют) по тем первичным и вторичным эффектам, которые возникают при их взаимодействии с веществом. Почти все методы регистрации излучения основаны на эффектах, прямо или косвенно связанных с ионизацией или возбуждением атомов. Наиболее широкое распространение нашли детекторы, в которых энергия радиоактивного излучения тем или иным способом преобразуется в электрическую (ионизационные, полупроводниковые, сцинтилляционные).

Детекторы, в которых амплитуда электрического импульса пропорциональна энергии поглощенной частицы или кванта, называются спектрометрическими.

Важной характеристикой детектора является его эффективность к тому или иному виду излучений — отношение числа зарегистрированных частиц к числу частиц, попавших в его рабочий объем.

Ионизационные детекторы

Ионизационный метод регистрации радиоактивного излучения использует способность этого излучения вызывать ионизацию. Собственно ионизационными детекторами называют те, в которых использована ионизация газов.

В процессе ионизации одна заряженная частица с энергией E может создать $n = \frac{E}{\epsilon}$ положительных ионов и электронов (ϵ — средняя энергия ионизации). Вырываемый при ионизации электрон и положительный остаток молекулы быстро захватывают несколько нейтральных молекул (около 10). При тепловом движении молекул газа положительные и отрицательные ионы время от времени сталкиваются друг с другом. В этом случае возможно явление воссоединения (рекомбинации) газовых ионов. Оно состоит в том, что два сталкивающихся иона взаимно нейтрализуют друг друга и рассыпаются на группы нейтральных молекул. Таким образом, для поддержания газа в ионизированном состоянии действие ионизаторов должно быть непрерывным.

Ионизационные камеры

Ионизационные камеры — простейшие ионизационные детекторы. Они состоят из двух электродов, помещенных в замкнутый объем, заполненный воздухом или другим газом. Между электродами приложена высокая разность потенциалов. Если в камеру

поместить источник ионизирующего излучения, в газе возникнут ионы. В сильном электрическом поле камеры ионы будут перемещаться к противоположно заряженным электродам и создадут между ними электрический (ионизационный) ток (рис. 11). Величина ионизационного тока пропорциональна концентрации ионов.

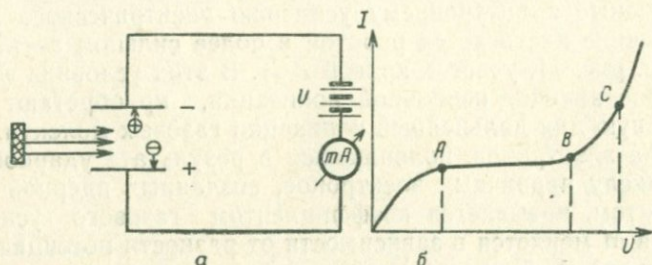


Рис. 11. Схема работы ионизационной камеры: *а* — схема установки; *б* — зависимость тока в ионизационной камере (I) от разности потенциалов между электродами (U)

Ионизационные камеры наиболее чувствительны к α -излучению благодаря его высокой ионизирующей способности и малой длине пробега частиц.

Камеры, приспособленные для отдельной регистрации каждой ионизирующей частицы, называются импульсными. Отдельная регистрация возможна в сильных электрических полях, где достигается высокая скорость движения ионов, а их рекомбинация и диффузия ограничены. Чтобы уменьшить время прохождения электрического импульса, применяют сбор наиболее подвижных частиц — электронов. С этой целью препарат помещают на отрицательный электрод и экранируют его от положительного собирающего электрода специальной сеткой. Сетка пропускает электроны, но задерживает отрицательные ионы (рис. 12). Такую камеру заполняют инертным газом (аргоном) при пониженном давлении. Между энергией α -частицы и числом создаваемых ею ионов существует прямая зависимость. Благодаря этому в импульсных ионизационных камерах амплитуда импульса пропорциональна энергии излучения. В радигеологии ионизационные камеры при-

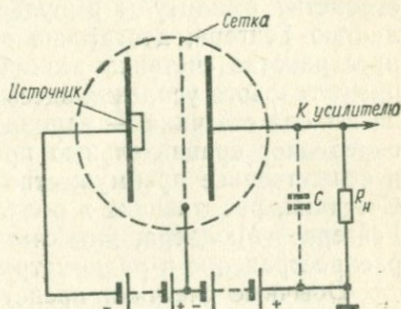


Рис. 12. Принцип действия ионизационной камеры с экранной сеткой: C — емкость камеры; R_n — сопротивление нагрузки

меняются для измерения α -излучения, главным образом для исследования энергетических спектров изотопов.

Счетчики ионизирующих частиц

Счетчики ионизирующих частиц, или газоразрядные счетчики, — детекторы, основанные на принципе ионизационной камеры, но способные к внутреннему усилению электрического импульса. Это усиление достигается работой в более сильном электрическом поле (см. рис. 11, участок кривой *BC*). В этих условиях электроны, возникшие за счет первичной ионизации, приобретают энергию, достаточную для дальнейшей ионизации газовых молекул. Отношение числа электронов, появившихся в результате ударной ионизации, к числу первичных электронов, созданных ядерной частицей или квантом, называется коэффициентом газового усиления M . Величина M меняется в зависимости от разности потенциалов между электродами. При малых значениях разности потенциалов, когда счетчик работает как ионизационная камера, $M=1$.

Повышение напряжения приводит к вторичной ионизации и M возрастает. На некотором интервале напряжений коэффициент газового усиления остается постоянным и не превышает 10^6 (обычно $M \leq n \cdot 10^3$). Этот интервал напряжений называется пропорциональной областью, а счетчик, работающий в подобном режиме, — пропорциональным счетчиком. В пропорциональном счетчике величина импульса на нити пропорциональна числу пар ионов, возникших в результате первичной ионизации.

Дальнейшее повышение разности потенциалов приводит к постоянству амплитуды импульса. В этой области, называемой областью Гейгера, достаточно одной пары ионов, чтобы в рабочем пространстве счетчика возник самостоятельный разряд. Коэффициент газового усиления здесь достигает 10^{12} , а величина импульса на выходе счетчика — единиц и даже первых десятков вольт. Это определяет сравнительную простоту регистрирующей аппаратуры и существенное преимущество перед ионизационными камерами. Счетчики, работающие в области Гейгера, называются счетчиками Гейгера — Мюллера, или счетчиками Гейгера. Наиболее широкое распространение в радиометрии получили именно эти счетчики.

Обычные счетчики представляют собой проводящий цилиндр (катод), по оси которого натянута тонкая изолированная от него металлическая нить (анод). Пространство между электродами заполнено инертным газом или смесью газов при пониженном давлении. К инертному газу добавляют небольшое количество тяжелых многоатомных газов (метана, изопентана и т. д.) или галогенов (Br_2 , Cl_2) для поглощения ультрафиолетового излучения возбужденных молекул. Кванты ультрафиолетового излучения могут выбивать из катода счетчика фотоэлектроны, которые приводят к появлению ложных разрядов, не связанных с внешним воздействием. Газоразрядные счетчики применяют главным образом для регистрации β - и γ -излучения.

Бета-счетчики обладают высокой эффективностью регистрации частиц. Для измерения β -излучения с энергией больше $0,5 \text{ мэв}$ используют тонкостенные цилиндрические счетчики с корпусом из алюминия или нержавеющей стали. Мягкое излучение регистрируют так называемыми торцовыми счетчиками, имеющими в своей торцовой части слюдяное окно для β -частиц.

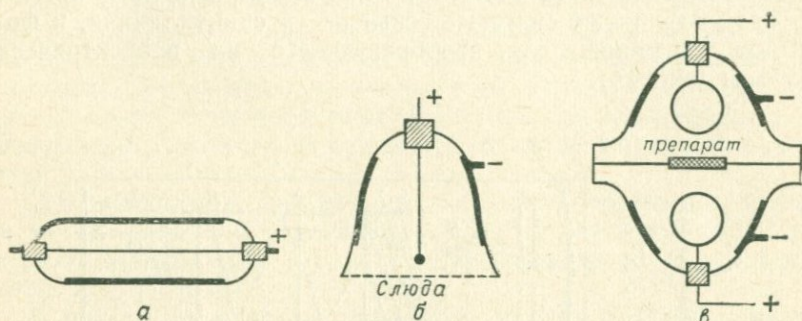


Рис. 13. Схематическое устройство счетчиков Гейгера: а — цилиндрический; б — торцовый; в — 4π -счетчик

Подобные счетчики регистрируют примерно половину излучения, испускаемого препаратом: работают в так называемом режиме 2π . Для повышения чувствительности при измерении слабоактивных препаратов используют счетчики, работающие в режиме 4π . В проточных 4π -счетчиках радиоактивный препарат наносят на обе стороны тонкой пленки и помещают внутрь счетчика. С помощью петлевых анодов в верхней и нижней частях счетчика создаются электрические поля, обеспечивающие работу счетчика в нужном режиме (рис. 13). Счетчик работает в непрерывном токе рабочего газа (чаще метана или пропана). Он регистрирует почти все испускаемые препаратом частицы в пределах телесного угла 4π . Эффективность счета в таких счетчиках может приближаться к 100% . Они могут использоваться и для регистрации α -частиц.

Для измерения β -активности газа его вводят внутрь счетчика, что обеспечивает эффективность, близкую к 100% (так называемые счетчики внутреннего заполнения).

Гамма-счетчики обычно имеют стеклянный корпус, с внутренней стороны которого нанесено металлическое покрытие или укреплен металлический цилиндр — катод. Разряд в γ -счетчике возникает практически за счет фотоэлектронов, образующихся при взаимодействии γ -квантов с материалом катода. Малая вероятность образования фотоэлектронов определяет малую эффективность γ -счетчиков: от долей процента до целых единиц процента. Помимо γ -излучения стеклянные счетчики регистрируют и жесткое β -излучение.

Сцинтилляционный метод регистрации излучения основан на счете световых вспышек — сцинтилляций, возникающих в некоторых веществах под действием излучения. Метод является наиболее распространенным и постепенно вытесняет ионизационный. Сцинтилляционный детектор состоит из люминофора (сцинтиллятора), в котором возникают световые вспышки — сцинтилляции, и фотоэлектронного умножителя, преобразующего их в электрические импульсы (рис. 14).

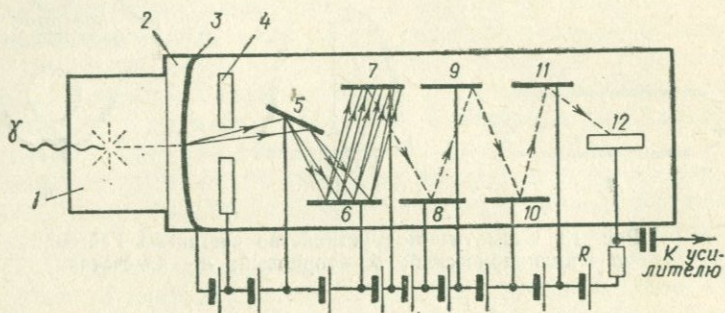


Рис. 14. Принципиальная схема сцинтилляционного счетчика:
 1 — люминофор; 2 — светопровод; 3 — фотокаатод; 4 — фокусирующий электрод; 5—11 — эмиттеры или диноды; 12 — анод

Люминофоры. В качестве люминесцирующих веществ — люминофоров используют неорганические кристаллические вещества и органические твердые и жидкие соединения.

Неорганические люминофоры применяют главным образом для регистрации γ - и α -излучения. Возникновение сцинтилляций — сложный процесс, связанный с ионизацией и возбуждением атомов и рекомбинацией ионов. Кристаллы с правильным строением обычно не люминесцируют. Люминесценция возникает в том случае, если в кристалле имеются дефекты, искажающие кристаллическую решетку. Такие дефекты могут возникнуть в случае появления чужеродных атомов. При изготовлении неорганических люминофоров к основному веществу добавляют незначительную примесь другого вещества — активатора, например таллия в кристалле йодистого натрия — $\text{NaI}(\text{Tl})$.

Для измерения γ -излучения наиболее распространенным люминофором является $\text{NaI}(\text{Tl})$. Он обладает наибольшей эффективностью среди родственных ему люминофоров и используется в виде прозрачных монокристаллов. $\text{NaI}(\text{Tl})$ сильно гигроскопичен, поэтому его кристаллы заключают во влагонепроницаемую оболочку, что ограничивает его применение для регистрации менее проникающих излучений.

Эффективность сцинтилляционных детекторов к мягкому излучению близка к 100%, к жесткому — достигает 50—60%, в то время как эффективность счетчиков Гейгера не превышает 2%.

При измерении малых активностей геометрию счета, близкую к 4π, можно получить на кристаллах с «колодцем», в которых образец помещают в специальную полость в кристалле.

Для измерения α-излучения наиболее обычным люминофором является зернистый цинк, активированный серебром или медью: ZnS(Ag). Он применяется в виде тонкокристаллического порошка, нанесенного на прозрачную поверхность. Толщина слоя не превышает 15 мг/см², благодаря чему эффективность люминофора к γ- и β-излучениям, обладающим низкой удельной ионизацией, очень мала.

Для повышения эффективности счета малоактивных препаратов их смешивают с порошком ZnS(Ag). Из полученной смеси прессуют плоские таблетки, которые одновременно являются и образцом и детектором.

В некоторых случаях применяют тонкие (0,2—0,5 мм) прозрачные пластинки CsI(Tl). Такие детекторы обладают спектрметрическими свойствами для α-частиц с энергией от 4 до 8 мэв.

Органические люминофоры обладают сравнительно большей простотой изготовления крупных люминофоров, малым временем высвечивания, высокой прозрачностью к собственному излучению. К недостаткам органических люминофоров относится малый коэффициент поглощения γ-излучения и нелинейная зависимость интенсивности сцинтилляций от энергии тяжелых заряженных частиц. Такие люминофоры используют для регистрации β-излучения, реже γ-излучения.

Наибольшей способностью люминесцировать обладают органические соединения, которые отличаются химической устойчивостью к воздействию радиоактивных излучений и имеют прочную структуру. К таким веществам прежде всего относятся ароматические соединения, имеющие кольцевые структуры и сопряженные двойные связи: бензол, нафталин, антрацен, трифенал, трансстильбен, стильбен и т. д. Органические люминофоры применяются в виде монокристаллов (чистых или активированных), жидких или твердых растворов (пластмасс). Жидкие или пластмассовые сцинтилляторы удобны там, где требуется большая воспринимающая поверхность. Например, одним из лучших жидких сцинтилляторов является раствор *n*-терфенила в ксилоле.

При измерении малых β-активностей можно получить эффективность счета, близкую к 100%, растворяя активный препарат в жидком сцинтилляторе или получая тонкодисперсную взвесь в пластмассовом сцинтилляторе. Для регистрации β-активности жидкого образца можно изготовить кювету из прозрачной пластмассы, которая одновременно будет служить детектором.

Механизм возникновения сцинтилляций в органическом люминофоре связан с фотохимической диссоциацией органических моле-

кул. Если молекула достаточно стабильна, она возвращается в свое основное состояние, испуская квант излучения (люминесцируя).

Фотоумножители (ФЭУ). Фотоэлектронный умножитель представляет собой электровакуумный прибор, содержащий в одном стеклянном баллоне фотоэлемент и электронный умножитель. Фотоумножители, предназначенные для сцинтилляционных счетчиков, имеют в большинстве случаев полупрозрачный сурьмяно-цезиевый катод. Фотоны, поступающие с люминофора, действуют на светочувствительный слой катода и выбивают из него электроны. Вдоль баллона фотоумножителя расположена серия электродов (динодов), имеющих положительный потенциал. Величина потенциала динодов постепенно повышается по мере удаления от фотокатода. Число динодов определяет количество каскадов фотоумножителя. Электроны направляются от фотокатода к первому диноду благодаря приложенному между ними напряжению. Попадая на динод, каждый фотоэлектрон выбивает с его поверхности некоторое количество вторичных электронов. Эти электроны устремляются к следующему диноду, имеющему более высокий положительный потенциал. Так как коэффициент вторичной эмиссии всех динодов больше единицы, то процесс умножения электронов продолжается. В результате чего на последнем электроде-коллекторе (аноде) собирается от 10^6 до 10^9 электронов.

Даже в отсутствие излучения, в полностью затемненном фотоумножителе, существует так называемый темновой ток. Он обусловлен главным образом термоэлектронной эмиссией фотокатода и первых динодов. Темновой ток составляет основную часть фона сцинтилляционного детектора.

Полупроводниковые детекторы

Принцип работы полупроводниковых детекторов основан на ионизации атомов в кристаллах полупроводников.

В полупроводниках, в отличие от металлов, электроны внешних оболочек связаны со своими атомами. Чтобы оторвать электрон от атома и перевести его в зону проводимости кристалла, необходимо сообщить энергию, равную энергии ионизации. Источником энергии могут быть заряженные частицы, фотоны, тепловые движения атомов и т. д. В результате перехода электрона в зону проводимости на его месте образуется «дырка», являющаяся носителем положительного заряда. Количество пар электрон — дырка пропорционально энергии, потерянной заряженной частицей или γ -квантом. Таким образом, полупроводниковые детекторы обладают хорошими спектротрическими свойствами.

Введение в кристаллическую решетку полупроводника тех или иных примесей резко меняет его электропроводность. Примеси элементов с большим числом валентных электронов — доноров добавляют электроны в зону проводимости кристалла. Электрическое сопротивление полупроводника при этом снижается. Полупроводники

с донорной примесью называются электронными полупроводниками или полупроводниками n типа. Так, кремний с примесью пятивалентного фосфора становится « n -кремнием». Примеси элементов с меньшим числом валентных электронов-акцепторов отнимают часть валентных электронов полупроводника. Это приводит к увеличению числа «дырок». Полупроводник такого типа называют «дырочным», или полупроводником p типа: добавка Li или B в кремниевый полупроводник превращает его в « p -кремний». Сопри-

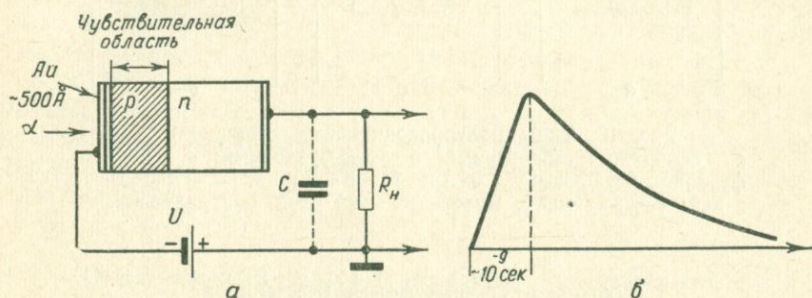


Рис. 15. Принцип работы полупроводникового счетчика тяжелых заряженных частиц:
 а — схема включения; б — форма импульса на выходе

косновение n - и p -полупроводников вызывает контактное электрическое поле, которое удаляет электроны проводимости n -полупроводника и дырки p -полупроводника от границы раздела, образуя слой, обедненный носителями электричества. Разность потенциалов, приложенная к внешним участкам полупроводника, влияет на ширину этого слоя, раздвигая его в случае противоположных знаков заряда электрода и полупроводника (рис. 15). При прохождении ионизирующей частицы в чувствительном слое образуется большое число электронов и дырок, которые с огромной скоростью перемещаются к противоположным электродам. В других участках кристаллов скорость перемещения зарядов значительно ниже. Часть кристалла от поверхности до ближайшей границы чувствительного слоя называется «окном» детектора.

Для регистрации α -излучения применяют два типа полупроводниковых детекторов: поверхностно-барьерный и диффузионный. Первый представляет собой пластинку n -кремния с напыленным на поверхность тонким (100—200 Å) слоем золота, играющего роль акцептора. Диффузионный детектор изготавливают путем напыления фосфора на p -кремний. Диффузия атомов фосфора в кристалл кремния создает на его поверхности тонкий слой n -кремния. Для спектрометрии сильнопроникающих излучений (γ , рентген, β -частицы) используют диффузионно-дрейфовые $n-i-p$ -детекторы. Детектор такого типа состоит из пластинки чистого полупроводника, на одной стороне которой создан слой с n -проводимостью, на дру-

гой — с p -проводимостью. Центральный i -слой полностью обеднен носителями электричества и является чувствительной областью детектора (рис. 16). В качестве полупроводника используют германий, помещенный в термостат с низкой температурой.

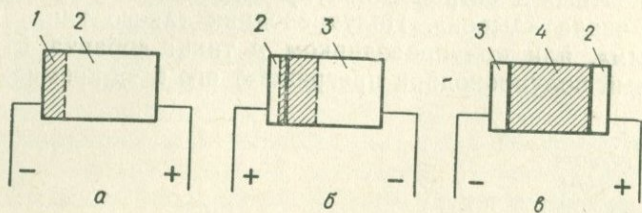


Рис. 16. Типы полупроводниковых счетчиков: a — поверхностно-барьерный; $б$ — диффузионный; $в$ — диффузионно-дрейфовый; 1 — Au; 2 — n -кремний; 3 — p -кремний; 4 — i -кремний. Чувствительный слой заштрихован

Особенности измерения нейтронов

Для регистрации нейтронов используют, так же как и для регистрации других типов излучения, эффект их взаимодействия с веществом. Основной результат этого взаимодействия — ядерные реакции. Продуктами реакций являются ионизирующие частицы, которые регистрируются описанными выше методами.

В рабочий объем детектора вводят изотопы, обладающие высоким эффективным сечением поглощения тепловых нейтронов (^{10}B , ^6Li и др.). При облучении детектора нейтронами в нем происходят ядерные реакции, например: $^{10}\text{B}(n, \alpha)^7\text{Li}$ или $^6\text{Li}(n, \alpha)^3\text{H}$. Альфа-частицы, ядра отдачи и γ -кванты вызывают ионизацию атомов и регистрируются детектором.

В качестве детекторов нашли широкое распространение сцинтилляционные детекторы с люминофорами, содержащими литий и бор: $\text{LiI}(\text{Tl})$; $\text{ZnS}(\text{Ag})$, смешанный с бором; литиевые стекла и т. д. Пропорциональные счетчики, заполненные газообразным BF_3 , также используются при измерении нейтронов.

§ 2. ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ

Для естественных радиоактивных изотопов характерны очень низкие природные концентрации, что определяет специфику их анализа. Исключение составляют основные изотопы урана и тория, которые могут образовывать собственные минералы и в этих случаях анализироваться обычными химическими и физико-химическими методами. Для анализа всех других естественных радиоактивных изотопов, а также кларковых концентраций урана и тория применяют исключительно физико-химические и физические

методы. Среди них важнейшее место занимают специфические радиохимические и радиометрические методы, использующие радиоактивные свойства изотопов.

Радиохимические методы состоят из двух стадий: химического выделения исследуемого элемента и последующего измерения его радиоактивности.

Радиометрические методы состоят в измерении радиоактивного излучения исследуемых изотопов и не требуют предварительной химической обработки проб. Эти методы отличаются экспрессностью, простотой, не уступают физико-химическим методам по точности, но обладают более низкой чувствительностью.

Для анализа долгоживущих радиоактивных изотопов нерадиоактивных элементов (^{40}K , ^{87}Rb , ^{187}Re и др.) используют постоянство отношений изотопов в природной смеси и определяют общее содержание элемента обычными химическими и физико-химическими методами.

Основные понятия о радиометрических измерениях

Радиометрические измерения можно разделить на две основные группы: интегральные и спектрометрические.

Интегральные заключаются в измерении суммарного излучения (α , β или γ), испускаемого пробой. Для этих измерений нашли применение все виды детекторов радиоактивных излучений, описанные в предыдущем параграфе. Выбор детектора, как правило, зависит от поставленной задачи.

Измерения выполняют на типовых стандартных установках. Они состоят из детектора, источника питания и счетного устройства для регистрации электрических импульсов, количество которых пропорционально числу частиц или квантов излучения, попавших в рабочий объем детектора. Результаты измерений выражают в единицах скорости счета импульсов: импульсах в минуту (*имп/мин*), импульсах в секунду (*имп/сек*) и т. д.

Спектрометрические измерения учитывают вклад в регистрируемое излучение отдельных изотопов путем анализа их энергетических спектров. В спектрометрических установках используют только те детекторы, в которых амплитуды электрических импульсов на выходе пропорциональны энергиям поглощенных частиц или квантов излучения. В α -спектрометрах применяют полупроводниковые детекторы и ионизационные камеры, в γ -спектрометрах — сцинтилляционные и полупроводниковые детекторы.

Анализ амплитуд импульсов осуществляется на специальных многоканальных анализаторах импульсов, в которых каждый канал регистрирует импульсы в пределах определенного интервала амплитуд. В результате получают так называемый аппаратурный спектр — распределение импульсов по величинам амплитуд (рис. 17).

Важнейшей характеристикой спектрометра является разрешение спектральной линии (ω) — отношение ширины пика (ΔE) на половине его высоты к энергии частицы (E): $\omega = \frac{\Delta E}{E}$. Пределом разрешения двух соседних пиков считают расстояние между ними, равное ΔE .

При любых радиометрических измерениях необходимо учитывать фон установки — количество импульсов, регистрируемое в

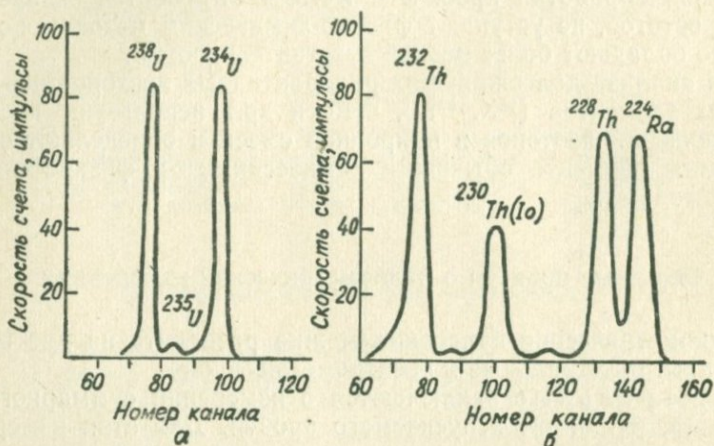


Рис. 17. Альфа-спектры изотопов урана (а) и тория (б)

отсутствие измеряемого препарата. Этот фон обусловлен случайными загрязнениями установки, излучением окружающих предметов, космическим излучением и самопроизвольными (ложными) импульсами, не связанными с радиоактивностью. Влияние космического излучения и излучения от окружающих предметов особенно существенно при измерении γ - и β -излучения.

Для уменьшения величины фона и его стабилизации детектор и измеряемый препарат помещают в свинцовую или чугунную защиту, а также применяют специальные электронные схемы. Например, в схеме антисовпадений детектор и препарат окружают кольцом γ -счетчиков, которые в свою очередь окружены металлическим экраном. Сильнопроникающие космические лучи регистрируются одновременно одним из счетчиков защитного кольца и рабочим детектором. Такие совпадающие импульсы автоматически отбрасываются. Прибор фиксирует только единичные импульсы с рабочего детектора. При этом принимают меры, чтобы излучение от препарата не попадало на счетчики защитного кольца.

Величина фона во многом определяет чувствительность установки. Порогом чувствительности называется минимальное значение измеряемой величины, при котором показания при-

бора значительно отличаются от фона. Порог чувствительности (L) можно найти из следующего соотношения:

$$L = \frac{3\sigma_{\phi}}{\eta},$$

где σ_{ϕ} — стандартное отклонение от среднего значения фона; η — цена деления прибора.

Различают абсолютные и относительные измерения активности. Абсолютные измерения — определение содержания радиоактивного изотопа по точному числу частиц или γ -квантов, испускаемых пробой в единицу времени (например, 1 г ^{226}Ra испускает $3,7 \cdot 10^{10}$ α -частиц в секунду). Для того чтобы можно было перейти от измеренной активности к абсолютной, необходимо учитывать ряд факторов, влияющих на результаты измерения: эффективность установки и детектора, поглощение излучения в препарате и воздухе, расстояние от подложки, геометрию измерения (долю излучения, попадающую в рабочий объем детектора) и т. д.

Эффективность установки есть отношение числа зарегистрированных импульсов к числу частиц, попавших в рабочий объем детектора за то же самое время.

Относительные измерения заключаются в сравнении активности измеряемого образца с активностью эталона, близкого по составу образцу. В радиогеологии относительные измерения используют чаще. Они требуют соблюдения ряда условий. Эталон и образец должны иметь одинаковые форму и размер; должны быть нанесены на подложки или помещены в кюветы из одного и того же материала, одинаково расположены относительно детектора и измерены на одной и той же установке с соблюдением одинаковой статистической точности. Содержание изотопа в пробе определяют из пропорции

$$Q_{\text{пр}} = \frac{Q_{\text{эт}}(I_{\text{пр}} - I_{\phi})}{(I_{\text{эт}} - I_{\phi})},$$

где $Q_{\text{пр}}$, $Q_{\text{эт}}$ — содержание изотопа соответственно в пробе и эталоне; $I_{\text{пр}}$, $I_{\text{эт}}$, I_{ϕ} — активность при измерении пробы, эталона и фона соответственно.

Точность метода определяется ошибкой воспроизводимости результатов. Ошибку воспроизводимости можно вычислить по результатам многократных анализов одной и той же пробы в виде среднеквадратичного отклонения

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_1^n (\bar{x} - x_i)^2}{n - 1}},$$

где x_i — результат единичного анализа; \bar{x} — среднее арифметическое результатов всех анализов; n — число анализов.

$$\text{Относительная ошибка } V = \frac{\sigma}{x} 100\%.$$

Ошибку воспроизводимости результатов параллельных или последовательных анализов группы проб, близких между собой по содержанию элемента, определяют по формуле

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (x_{ji} - \bar{x}_i)^2}{in(m-1)}},$$

где m — число повторных анализов; n — число проб; \bar{x}_i — среднее арифметическое из результатов анализов каждой пробы.

Если ошибку вычисляют из двух параллельных проб, то расчетная формула упрощается:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum_1^n d_i^2}{2n-1}},$$

где $d_i = x_{i1} - x_{i2}$.

Ошибка измерения числа импульсов вызвана преимущественно статистическим характером радиоактивного распада — радиоактивными флуктуациями. Согласно теории радиоактивных флуктуаций ошибка измерения активности долгоживущего изотопа $\sigma_N = \pm \sqrt{\bar{N}}$, где \bar{N} — среднее число зарегистрированных импульсов.

$$\text{Относительная ошибка } \delta_N = \frac{\sigma_N}{\bar{N}} = \pm \frac{1}{\sqrt{\bar{N}}}.$$

Учитывая ошибку измерения фона, по правилу сложения ошибок получим

$$\sigma_N = \pm \sqrt{\sigma_{\text{пр}}^2 + \sigma_{\text{ф}}^2},$$

где $\sigma_{\text{пр}}$ — ошибка измерения пробы; $\sigma_{\text{ф}}$ — ошибка измерения фона.

Радиометрические методы анализа

Гамма-спектрометрический метод

Гамма-спектрометрический метод является в настоящее время наиболее распространенным радиометрическим методом анализа радиоактивных изотопов как в рудах, так и в горных породах.

В природных образцах, как правило, одновременно присутствует большое число γ -излучателей: U и Th с соответствующими продуктами распада, ^{40}K (см. гл. III). Каждый из них обладает своим энергетическим спектром, причем большая часть линий перекрывается. Это делает невозможным выделить из общего сложного спектра отдельные спектральные линии с достаточным разрешением. Измерения проводят на тех участках спектра, где наи-

более резко выделяются линии исследуемых изотопов на общем фоне. Но в каждом избранном интервале энергий учитывают вклад излучения других изотопов. С этой целью составляют систему уравнений, число которых равно числу искомым изотопов.

При анализе горных пород определяют ^{238}U , ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K . Для первых трех используют фотопики их ближайших продуктов распада, например $^{238}\text{U} - 0,093 \text{ мэв}$ (UX_1), $^{226}\text{Ra} - 0,35 \text{ мэв}$ (RaB), $^{232}\text{Th} - 0,24 \text{ мэв}$ (ThB), $^{40}\text{K} - 1,45 \text{ мэв}$.

Соответствующая система уравнений имеет вид:

$$N_1 = a_1 q_U + b_1 q_{\text{Th}} + c_1 q_{\text{Ra}} + d_1 q_{\text{K}},$$

$$N_2 = a_2 q_U + b_2 q_{\text{Th}} + c_2 q_{\text{Ra}} + d_2 q_{\text{K}},$$

$$N_3 = a_3 q_U + b_3 q_{\text{Th}} + c_3 q_{\text{Ra}} + d_3 q_{\text{K}},$$

$$N_4 = a_4 q_U + b_4 q_{\text{Th}} + c_4 q_{\text{Ra}} + d_4 q_{\text{K}},$$

где N_1, N_2, N_3 и N_4 — скорость счета на исследуемых участках спектра; $q_U, q_{\text{Th}}, q_{\text{Ra}}, q_{\text{K}}$ — концентрации ^{238}U , ^{232}Th , ^{226}Ra и ^{40}K соответственно; a_1, a_2, a_3, a_4 — вклад γ -излучения урана и его ближайших продуктов распада на исследуемых участках спектра; b_1, b_2, b_3, b_4 — вклад γ -излучения тория и его продуктов распада на исследуемых участках спектров; c_1, c_2, c_3, c_4 — вклад γ -излучения радия и его ближайших продуктов распада на исследуемых участках спектра; d_1, d_2, d_3, d_4 — вклад γ -излучения ^{40}K на исследуемых участках спектра.

Коэффициенты a_i, b_i, c_i и d_i определяют экспериментально путем измерения эталонных проб урана (U_3O_8), урана в равновесии с продуктами распада, тория в равновесии с продуктами распада и калия. Зная коэффициенты, легко рассчитать концентрации изотопов.

При анализе руд можно пренебречь влиянием тех изотопов, концентрации которых близки к кларку. В таких случаях система уравнений упрощается. Так, для урановых руд с нарушенным радиоактивным равновесием определяют лишь U и Ra , для ураноториевых равновесных руд — U и Th и т. д.

Анализ урана в горных породах с ненарушенным радиоактивным равновесием нередко проводится по радью с использованием жесткой области спектра: $\text{U}(\text{Ra}) - 1,76 \text{ мэв}$, $\text{Th} - 2,62 \text{ мэв}$, $\text{K} - 1,46 \text{ мэв}$.

Точность γ -спектрального метода около 10—15%. Порог чувствительности зависит от размера кристалла, фона, используемых областей спектра, веса проб, геометрии измерений и имеет порядок $n \cdot 10^{-5} \%$ для U и Th и сотые доли процента для калия.

Бета-гамма-метод

Бета-гамма-метод — раздельное измерение β - и γ -излучения в пробе — является наиболее простым и доступным радиометри-

ческим методом, хотя и уступает всем другим методам в чувствительности и точности.

До внедрения γ -спектрального метода он широко использовался для раздельного определения U, Th, Ra в рудах, а в некоторых случаях — U, Th, Ra, K. Измерения проводились как по суммарному β - и γ -излучению, так и в различных областях энергетических спектров, что достигалось применением фильтров и дискриминации по энергиям. При этом условия измерения подбирали так, чтобы в каждом случае преобладала активность той или иной группы изотопов. По результатам измерений составляли систему уравнений, аналогичную описанной выше.

В настоящее время метод применяют лишь в рудной радиометрии для анализа неравновесных урановых руд на U и Ra. Измеряют суммарное β - и γ -излучение в жестких областях спектров (мягкое излучение экранируют фильтрами).

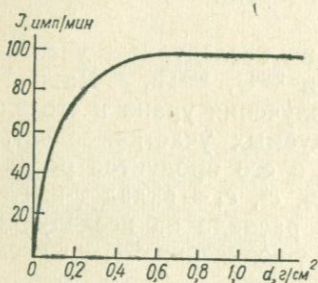


Рис. 18. Зависимость скорости счета (I) от толщины пробы (d)

В этих условиях собственное β - и γ -излучение ^{238}U и ^{226}Ra поглощается. Регистрируемое γ -излучение более чем на 90% создается продуктами распада радия — RaB и $\text{Ra}(C+C'')$. Бета-излучение обусловлено дочерними продуктами урана (UX_1 и UX_2) и радия (RaB , $\text{Ra}(C+C'')$, RaE). Таким образом, очень важно наличие радиоактивного равновесия между U, Ra и их продуктами распада, так же как и в γ -спектральном методе.

В урановых рудах между ^{238}U и UX_1 обычно имеет место радиоактивное равновесие. Между радием и RaB равновесие может быть нарушено за счет выделения находящегося между ними в цепочке распада радона (за счет так называемого «эманирования»). В единичных γ -спектральных измерениях влияния эманирования избегают, герметизируя пробы и выдерживая их до восстановления равновесия. При массовых анализах чаще определяют для каждого типа руд коэффициент эманирования ($K_{\text{эм}}$) — отношение выделившегося радона к радону, находящемуся в радиоактивном равновесии с радием. $K_{\text{эм}}$ определяют либо по разности измерений γ -излучения открытой и герметизированной пробы, либо эманационным методом, изложенным в следующем разделе. Система уравнений с учетом эманирования будет иметь вид:

$$A_{\beta} = a_1 q_U + b_1 q_{\text{Ra}} \cdot 2,9 \cdot 10^6 (1 - K_{\text{эм}}),$$

$$A_{\gamma} = a_2 q_U + b_2 q_{\text{Ra}} \cdot 2,9 \cdot 10^6 (1 - K_{\text{эм}}).$$

Если измеряют лишь жесткое γ -излучение, γ -излучением урана можно пренебречь и система упрощается:

$$A_{\beta} = a_1 q_U + b_1 q_{Ra} \cdot 2,9 \cdot 10^6 (1 - K_{эм}),$$

$$A_{\gamma} = b_2 q_{Ra} \cdot 2,9 \cdot 10^6 (1 - K_{эм}).$$

Отношение $\frac{q_{Ra}}{q_U} 100\% = K_{pp}$ называют коэффициентом радиоак-

тивного равновесия. $K_{эм}$, K_{pp} , так же как и отношение Th/U, являются важнейшими параметрами при количественном определении урана в рудах полевыми γ -методами (γ -опробование, γ -картаж).

Для анализа урановых руд с ненарушенным радиоактивным равновесием и концентрацией тория, не превышающей кларковую, пользуются измерением по β -излучению в слое пробы, соответствующему максимальному пробегу β -частиц (слое насыщения) (рис. 18).

Во всех других случаях интегральные измерения по одному типу излучения носят качественный характер и используются для разработки проб.

Радиохимические методы

Радиохимические методы являются специфическими и наиболее чувствительными методами анализа радиоактивных изотопов.

В качестве примеров рассмотрим некоторые наиболее распространенные в радиогеологии радиохимические методы.

Альфа-спектральный метод анализа изотопов урана и тория

Современные методы исследования «молодых» геологических образований во многих случаях используют изотопы урана и тория (гл. VII). Все встреченные в природе изотопы этих элементов, за исключением ^{234}Th (UX_1), являются α -излучателями (см. приложение 6). Поэтому для их анализа используют метод α -спектрометрии.

Химическая подготовка образца предусматривает переведение пробы в раствор, выделение урана и тория и радиохимическую очистку каждого из них от других α -излучателей. Ввиду разнообразия природных объектов существует большое число методик выделения урана и тория, описание которых приводится в специальной литературе.

Очищенный элемент наносят на металлический диск — мишень — методом электролитического осаждения. Необходимым условием является тонкий и равномерный слой осажденного металла, в котором искажение первоначальных энергий α -частиц за счет рассеяния и поглощения минимально.

Мишени измеряют на многоканальных α -спектрометрах. Типичные α -спектры природного урана и тория приведены на рис. 13.

Идентификацию спектральных линий выполняют методом измерения эталонных мишеней урана и тория. Для определения изотопных отношений используют отношение суммарного числа импульсов в каждом пике.

Каждая спектрограмма дает отношение изотопов либо урана, либо тория. Чтобы получить отношения изотопов тория к изотопам урана, пользуются различными методами. Широко распространен метод абсолютного α -счета с применением трассеров (см. «Метод изотопного разбавления»). Определение суммарных концентраций урана и тория физико-химическими методами обладает значительно меньшей точностью. В случае высоких концентраций урана в образце может быть целесообразным анализ урана методом измерения β -активности ториевой мишени, которая обусловлена ^{234}Th (UX_1). UX_1 приходит в равновесие с ^{283}U через 4—5 месяцев. Если обработка образца проведена по истечении этого срока, можно вычислить содержание урана, сравнивая β -активность образца с эталонной мишенью.

Эманационный метод определения изотопов радия

Метод основан на выделении изотопов радия из образца и измерении суммарного α -излучения их продуктов распада — изотопов радона (эманаций). В каждом природном ряду распада содержится по одному изотопу радона: в ряду ^{232}Th — ^{220}Rn (торон), в ряду ^{238}U — ^{222}Rn (радон) и в ряду ^{232}Th и ^{219}Rn (актинон) (см. гл. III). Все эти изотопы радона обладают высокой скоростью распада и являются α -излучателями. Благодаря сравнительно не-

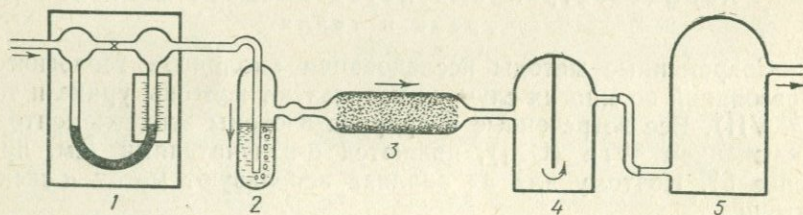


Рис. 19. Схема измерения торона:

1 — реометр для измерения скорости продувания воздуха; 2 — барботер; 3 — осушитель; 4 — дополнительный объем; 5 — альфа-камера

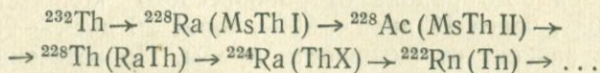
большим периодам полураспада они быстро приходят в равновесие со своими материнскими продуктами и могут быть легко использованы для их определения. Изотопы радона являются единственными радиоактивными газами в рядах распада, что облегчает их выделение и идентификацию. Для того чтобы полностью выделить газообразные продукты из твердого образца, необходимо перевести в раствор либо весь образец, либо содержащиеся в нем изотопы радия. Последний случай имеет место в силикатных породах. Для

разложения пробы навеску сплавляют с содой и едкой щелочью, добавляя барий в качестве носителя радия. Радий отделяют методом соосаждения с сульфатом бария, а затем переводят в хлоридную форму. Раствор $Ba(Ra)Cl_2$ наливают в специальный сосуд — барботер, форма которого позволяет продувать воздух через налитую в него жидкость (рис. 19, 20).

В раствор переходят все природные изотопы радия: ^{226}Ra , ^{228}Ra (MsThI), ^{224}Ra (ThX), ^{223}Ra (AcX). Для изотопного анализа радия используют различие в их скорости распада, а также в периодах полураспада изотопов радона (радон — 3,8 дня, торон — 54,5 сек, актинон — 3,9 сек).

Изотопы радона измеряют на счетных установках, снабженных специальными герметичными сцинтилляционными α -камерами. В старых вариантах приборов использовались ионизационные камеры.

Измерение торона и актинона. По торону определяют ^{224}Ra (ThX), ^{228}Th (RaTh), ^{232}Th и ^{228}Ra (MsThI), по актинону — ^{223}Ra (AcX) и Ac. ThX и AcX являются наиболее короткоживущими природными изотопами радия ($T_{ThX} = 3,6$ дня, $T_{AcX} = 11,2$ дня). Их измеряют непосредственно после получения рабочего раствора. Время отделения изотопов радия от U и Th и время измерения фиксируют для внесения поправки на распад ThX и AcX. Th, RaTh и MsThI являются материнскими изотопами по отношению ThX (рис. 24):



Если с момента отбора образца до его разложения прошло более 20 дней, в нем устанавливается радиоактивное равновесие между RaTh и ThX и по содержанию второго можно рассчитать содержание первого.

Определение MsThI по торону возможно только после того, как в растворе, содержащем лишь изотопы радия, накопится достаточное для измерения количество RaTh. В зависимости от концентрации MsThI это время может меняться от нескольких месяцев до 1—2 лет.

Для расчета MsThI по RaTh используют формулу

$$MsTh I = \frac{RaTh (\lambda_{RaTh} - \lambda_{MsTh})}{\lambda_{MsTh} (e^{-\lambda_{MsTh} t} - e^{-\lambda_{RaTh} t})}$$

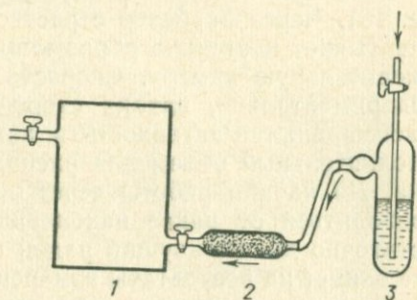


Рис. 20. Схема введения радона в камеру:
1 — камера; 2 — осушитель; 3 — барботер

где M_{ThI} и R_{Th} — содержания M_{ThI} и R_{Th} в растворе в единицах равновесного тория; λ_{RaTh} и λ_{MsTh} — константы распада R_{Th} и M_{ThI} ; t — время накопления R_{Th} .

Расчет ^{232}Th по торону возможен только в образцах с ненарушенным радиоактивным равновесием в ряду тория. Измерения $A_{\text{сХ}}$ и $A_{\text{с}}$ по актинону выполняют крайне редко.

Методика измерения торона заключается в следующем (см. рис. 19). Через барботер с раствором продувают воздух, который захватывает постоянно образующийся торон и переносит его через измерительную камеру. Скорость продувания воздуха подбирают экспериментально, находя скорость, при которой наблюдается максимальная α -активность в камере. Перед камерой помещают дополнительный объем для распада более короткоживущего актинона. До начала работы через образец продувают воздух, чтобы освободиться от ранее накопившегося радона. При продувании достаточное долгоживущий радон не успевает распасться в камере и не влияет на результаты измерения торона.

Измерение актинона в растворе применяют редко. Его выполняют на торонной установке, увеличив скорость воздуха в 3—4 раза. Содержание $A_{\text{сХ}}$ получают по разности измерений суммы торона и актинона (без дополнительного объема) и торона (с дополнительным объемом). Содержание материнских продуктов определяют относительным методом, сравнивая α -активность пробы и эталонного раствора.

Эталонном для измерений по торону служит раствор равновесной соли тория. Результаты чаще выражают в единицах равновесного тория. При измерениях актинона используют эталонные растворы бесториевой урановой смолки, выражая результаты в единицах равновесного урана.

Измерение радона. Для определения наиболее долгоживущего изотопа радона барботер запаивают и выдерживают в течение времени, необходимого для накопления ^{222}Rn из ^{226}Ra . Через 3 дня накапливается 30% радона от равновесного количества, через 5 дней — 60%, через 13 дней — 90%, через 26 дней — 99%. Время накопления зависит от активности пробы. По истечении времени накопления барботер через осушитель соединяют с измерительной камерой, из которой предварительно был откачен воздух. Обламывают концы барботера, и радон вместе с атмосферным воздухом заполняет камеру (см. рис. 20).

Измерения проводят относительным методом, используя в качестве эталона раствор соли радия с содержанием 10^{-10} — 10^{-9} г Ra . Прибор эталонируют периодически, рассчитывая коэффициент эталонирования j по формуле

$$j = \frac{Q_{\text{эт}}(1 - e^{-\lambda_{\text{Rn}}t})}{(I_{\text{эт}} - I_{\text{ф}})K_I},$$

где $Q_{\text{эт}}$ — содержание Ra в эталоне в кюри или граммах; λ_{Rn} — константа распада радона; t — время накопления радона; $I_{\text{эт}}$ —

α -активность эталона; I_{Φ} — фоновая активность; K_i — коэффициент приведения к «трехчасовому значению» — к равновесию между радоном и его продуктами распада в камере, которое наступает через 3 час.

Для определения радия используют формулу

$$Ra = \frac{(I_{\text{пр}} - I_{\Phi}) K_i j^i}{1 - e^{-\lambda t}},$$

где $I_{\text{пр}}$ — активность пробы.

В неизменных породах, не затронутых «молодыми» (порядка 0,5 млн. лет) вторичными процессами, возможно допустить, что члены семейства урана находятся в радиоактивном равновесии. В этом случае по радю можно рассчитать содержание урана. Из формулы радиоактивного равновесия $N_1 \lambda_1 = N_2 \lambda_2$ можно получить соотношение в граммах: $U = Ra \cdot 2,9 \cdot 10^6$.

При определении радона в воде расчетная формула имеет вид

$$Rn = \frac{(I_{\text{пр}} - I_{\text{фон}}) K_i j^i}{V e^{-\lambda t}},$$

где V — объем пробы; t — время, прошедшее от момента отбора пробы до измерения (время распада радона).

Определение коэффициентов эманирования. Для определения коэффициента эманирования растертую в порошок пробу насыпают в стеклянную трубку с оттянутыми концами. Помещая трубку вместо барботера в описанную выше установку для определения торона, измеряют эманирование по торону. Затем концы трубки запаивают и после накопления радона его анализируют описанным выше способом.

Навеску образца переводят в раствор или извлекают из нее изотопы радия. Измеряя в растворе торон и радон, определяют их количество, образующееся из радия. Отношение первого и второго определений дает коэффициент эманирования.

Эманационные исследования превращения вещества в твердой фазе. Эманационный метод можно использовать для исследования состояний и превращений вещества в твердой фазе. Например, использовать для изучения изменений кристаллической структуры минерала при нагревании, для изучения твердофазных реакций, процессов старения осадков и т. д.

В качестве иллюстрации можно рассмотреть применение так называемого эманационно-термического метода для исследования превращений минералов при нагревании. Кривая зависимости эманирования от температуры близка к экспоненте. Отклонение от экспоненциальной зависимости свидетельствует о происходящих в веществе изменениях (кристаллизации, полиморфных превращениях, плавлении, разложении и т. д.). Для анализа используют торон-эманацию, быстро приходящую в равновесие с материнским веществом. Используют либо природные образцы с высоким содер-

жанием тория, либо искусственно полученные минералы, содержащие радиоторий. Помимо этого, оказалось возможным готовить образцы любых минералов, пропитывая их порошки спиртовым раствором радиотория. Последний метод вполне доступен и дает приемлемые результаты. Минерал помещают в кварцевый сосуд, который постепенно нагревают. Через сосуд протягивают нагретый до требуемой температуры воздух или азот. Активность газа на

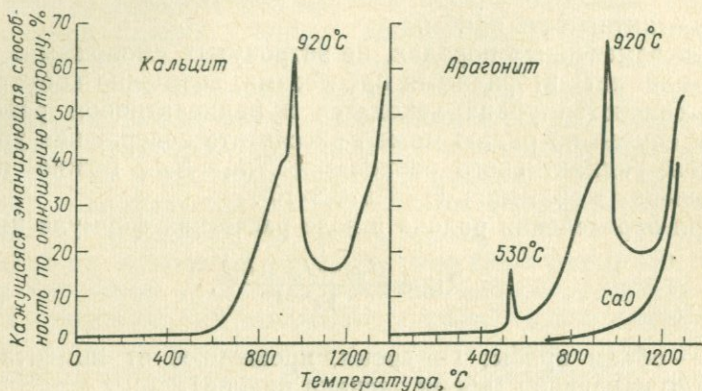


Рис. 21. Кривые нагревания для кальцита, арагонита и CaO

выходе измеряется в специальной камере. Потенциометр или другой регистратор записывает одновременно температуру, удельный вес и активность эманации. На рис. 21 приведены эманограммы, полученные Цименсом для кальцита и арагонита. Пик, т. е. увеличение эманирования при температуре 530°C, указывает на перестройку структуры арагонита и переход ее в структуру кальцита. Пики при 920°C связаны с разложением карбоната кальция и выделением CO_2 и H_2O . Более слабые подъемы кривых при 600 и 110°C соответствуют разрыхлению кристаллических решеток.

Измерение природного ^{14}C

Природные углеродсодержащие образцы обладают весьма низкой активностью ^{14}C (не более 16 распадов в минуту на 1 г C). Этот факт, а также сравнительно небольшая энергия β -излучения ^{14}C (0,155 мэв) требуют применения высокочувствительных методов его анализа.

Одним из путей повышения чувствительности анализа является введение образца в рабочий объем детектора. В зависимости от применяемого детектора используется та или иная химическая подготовка образца.

Если в качестве детектора применяют пропорциональный счетчик, пробу переводят в газообразное состояние и вводят внутрь счетчика в виде CO_2 , C_2H_2 , CH_4 .

При использовании жидкого органического сцинтилляционного детектора из образца синтезируют органический растворитель для сцинтиллятора (бензол, толуол, этилбензол, метанол и т. д.). Детектором служит раствор сцинтиллятора в образце. Измерения проводят на специальных установках, в которых приняты все указанные выше меры для уменьшения фона.

Химические и физико-химические методы

Определение урана

Методы разложения пород и минералов для перевода урана в раствор отличаются большим разнообразием и зависят от химического состава пробы. Широко распространены методы разложения плавиковой кислотой или сплавления с содой. Из большинства руд и изверженных горных пород уран на 90—99% извлекается кипячением с концентрированной соляной кислотой и перекисью водорода. Нередко пользуются разложением другими сильными кислотами (HNO_3 , H_2SO_4) или смесью кислот. Дальнейший ход анализа и метод определения зависят от концентрации урана. Для концентраций выше 0,02% рекомендуются **объемные (титриметрические) методы** анализа. Они основаны на восстановлении U (VI) до U (IV) и последующем титровании его стандартными растворами окислителей. Для концентраций от 2 до 0,02% урана точность анализа не хуже 2,5—6%.

Колориметрические методы применяют для концентраций от десятых до десятитысячных долей процента урана. Точность составляет 5—10%. Все колориметрические методы используют цветные реакции урана с органическими и неорганическими реагентами. Большим распространением пользуются фотометрические методы определения урана с арсеназо-III.

Люминесцентный метод анализа урана — самый распространенный метод определения его малых концентраций. Порог чувствительности метода может достигать 10^{-9} г U. Обычно им пользуются для анализа концентраций от $1 \cdot 10^{-2}$ до $1 \cdot 10^{-4}$ %. В этих пределах точность метода меняется от 5 до 20%.

Метод основан на способности многих соединений уранила люминесцировать в ультрафиолетовых лучах и активировать люминесценцию ряда соединений. Уран определяют по яркости люминесценции плавов фтористого натрия, активированных ураном. Интенсивность люминесценции пропорциональна концентрации урана. Ее измеряют на специальных люминесцентных фотометрах, предварительно проградуированных плавами с эталонными концентрациями урана.

Определение тория

Разложение пробы для анализа тория зависит от ее состава. Наиболее обычны методы разложения пород плавиковой кислотой, сплавлением с едкими щелочами и перекисью натрия. Для неко-

торых минералов достаточно кипячение с кислотами: серной, азотной, соляной или смесью кислот. Химические методы анализа тория (весовой и объемный) могут быть использованы для определения высоких его концентраций (десятые доли процента). Они трудоемки и применяются редко.

Среди разнообразных физико-химических методов наибольшей популярностью пользуется **колориметрический метод** с применением цветного реагента арсеназо-III. Методом пользуются для определения тория в разнообразных геологических объектах в интервале концентраций от 0,5 до $5 \cdot 10^{-4}\%$. Допустимая точность анализа для этих концентраций находится в пределах 4—30%.

Другие методы анализа урана и тория

Спектральные и рентгеноспектральные методы

Абсорбционные спектральные методы анализа урана и тория обладают небольшой чувствительностью и используются редко. При непосредственном сжигании в пламени дуги чувствительность определения не превышает 0,1—0,01%, относительная ошибка достигает 15% для обоих элементов.

Рентгеноспектральные методы позволяют определять уран и торий в породах и минералах разнообразного состава при содержании от 0,001 до 5%. Расхождения между параллельными анализами могут достигать 6—11%. Мешающими элементами являются иттрий, стронций и рубидий. Методы не требуют химической обработки образцов и отличаются большой производительностью.

Метод изотопного разбавления

Метод изотопного разбавления заключается во внесении в пробу известного количества другого изотопа исследуемого элемента. Вводимый изотоп называют трассером. Трассер может быть стабильным или радиоактивным. Стабильный трассер применяют при анализах с масс-спектральным окончанием, радиоактивный — при радиометрическом окончании. Главное требование к вводимому изотопу — он не должен мешать определению основного изотопа.

Метод изотопного разбавления позволяет учесть потери изотопа при химической обработке образца и количественно определить элемент при неполном его выделении. Простейшим случаем является введение радиоактивного изотопа, весовое количество которого ничтожно мало по сравнению с анализируемым изотопом. Количество искомого изотопа в этом случае определяют с поправкой на полноту выделения:

$$W_1 = W_2 \frac{A_1}{A_2},$$

где W_1 — полное количество определяемого изотопа; W_2 — выделенное количество анализируемого изотопа; A_1 — активность введенного трассера; A_2 — активность выделенного трассера.

В качестве примера может служить метод определения наиболее долгоживущих изотопов тория ^{232}Th и ^{230}Th с трассером $^{234}\text{Th}(\text{UX}_1)$. ^{234}Th является β -излучателем и не мешает определению других естественных изотопов тория как по измерению суммарного α -излучения, так и методом α -спектроскопии.

При α -спектральном анализе урана в качестве трассера применяют ^{232}U , энергия α -излучения которого (5,29 мэв) значительно больше энергии излучения природных изотопов (4,18; 4,39; 4,76 мэв).

Радиоавтографические методы

Радиоавтографические методы основаны на химическом воздействии излучения на фотографические эмульсии. Считают, что механизм образования скрытого изображения в эмульсии под действием ионизирующего излучения не отличается от его возникновения под действием света. Существуют два варианта радиографических методов: макрорадиография (или радиоавтография) и микрофотография.

Макрорадиография применяется для исследования общего макроскопического распределения радиоактивных включений в образце. Фотопластинку или рентгеновскую пленку прикладывают к отполированной поверхности образца и выдерживают в темноте. Время экспозиции зависит от активности образца и колеблется от нескольких часов до нескольких дней. Пластинку после экспозиции проявляют и сравнивают фотографию образца с радиографическим отпечатком. Участки почернения на отпечатке образца указывают на повышенную их радиоактивность. Основное воздействие на пластинку в этом случае оказывает β -излучение, которое поступает со всей толщи образца.

Микрофотография исследует микроскопическое распределение следов отдельных α -частиц в минералах. Метод разработан В. И. Барановым и др. в 1935 г. и позволяет определять природу

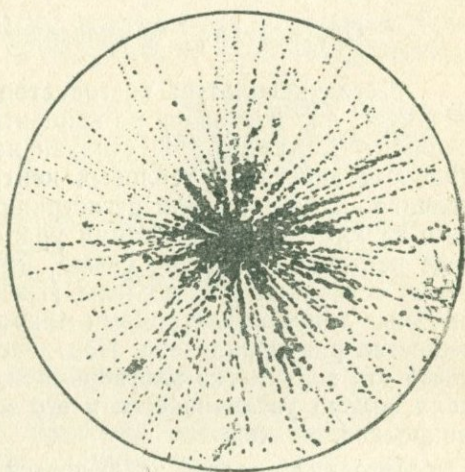


Рис. 22. Следы альфа-частиц в ядерной эмульсии

α -излучателей в минералах, форму нахождения отдельных радиоактивных элементов и их концентрацию. Образец используют в виде прозрачного шлифа без покровного стекла. Для получения микрорадиографий используют специальные ядерные фотоэмульсии с высокой концентрацией серебра либо в виде толстослойных пластинок, либо в виде жидкой эмульсии. Жидкую эмульсию наносят непосредственно на шлиф и после экспозиции проявляют вместе со шлифом. Радиографию и шлиф рассматривают в микроскоп. Меняя фокусировку, можно точно фиксировать источники α -частиц в шлифе. Следы (треки) отдельных частиц видны при увеличении в 500—700 раз (рис. 22). Подсчет числа треков на единицу площади шлифа позволяет приблизительно оценить суммарное содержание радиоактивных изотопов.

Длина пробега α -частиц зависит от типа распадающегося ядра. Наибольшей длиной пробега среди естественных радиоактивных изотопов обладает ThC' (47,3 мк в эмульсии А-2), затем RaC (38,5 мк). Разница пробегов позволяет отличать треки, обусловленные распадом радия, от треков ряда тория и проводить количественный подсчет концентраций.

Определение ^{238}U по следам осколков деления ^{235}U

Метод использует постоянство отношений $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в земных объектах, что позволяет по концентрации ^{235}U рассчитать концентрацию ^{238}U . Анализ ^{235}U основан на способности его ядер к делению под действием тепловых нейтронов и регистрации осколков деления. Детекторы для регистрации осколков — твердые вещества с низкими концентрациями урана, слабо активирующиеся в потоке нейтронов (лавсан, слюда, нитрат целлюлозы). Осколки деления оставляют в них следы (треки) — тончайшие каналы, различимые лишь в электронный микроскоп. Вокруг канала структура вещества разупорядочена. Под действием крепких кислот или щелочей эти зоны легко растворяются, в результате чего диаметр канала сильно увеличивается и его можно наблюдать в оптический микроскоп.

Методика анализа заключается в следующем. К полированной поверхности образца (шлифа, аншлифа и т. д.) плотно приклеивают детектор (лавсан, слюду и т. д.) и помещают в поток тепловых нейтронов плотностью 10^{15} — 10^{16} нейтр/см².

Обработку детектора выполняют не раньше, чем через 10 дней после облучения. Это время необходимо для распада короткоживущих изотопов, возникших при активации. Затем детектор отделяют от образца и помещают в соответствующий раствор для травления. Для слюды используют раствор концентрированной плавиковой кислоты, для лавсана — 20%-ную щелочь. Затем образец вновь совмещают с детектором и определяют плотность треков под микроскопом на многих полях одного и того же минерала.

Концентрацию урана определяют по формуле

$$^{238}\text{U} = \frac{4Nm}{\Phi\sigma_{235}IRd},$$

где ^{238}U — весовое содержание урана; N — плотность треков на 1 см^2 ; m — вес атома ^{238}U ; Φ — интегральный поток тепловых нейтронов; σ_{235} — сечение деления ^{235}U ; I — доля ^{235}U в изотопной смеси; R — длина трека; d — удельный вес минерала.

Относительная погрешность определения урана не выше 10%. Чувствительность метода достигает 10^{-12} г и ограничена концентрацией урана в материале детектора.

§ 3. ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ

Специфика радиометрических методов позволяет их применять не только для лабораторного, но и для полевого определения радиоактивных изотопов. Методы, применяемые в полевых условиях, имеют много общего с лабораторными радиометрическими методами.

Полевые методы позволяют быстро и на больших площадях в породах при естественном их залегании оценивать концентрации радиоактивных изотопов, хотя не во всех вариантах эти методы являются количественными.

В геологии полевые радиометрические методы применяют при поисках и разведке месторождений урана (гл. IX), поисках нерадиоактивных полезных ископаемых и геологическом картировании (гл. X).

Полевые гамма-методы

Гамма-излучение является наиболее проникающим из всех типов радиоактивных излучений. Поэтому при полевых исследованиях радиоактивности пород используются измерением γ -излучения. Глубинность метода определяется активностью излучателя, мощностью и составом перекрывающих относительно неактивных пород и чувствительностью аппаратуры. Расчеты показывают, что 99% γ -излучения активного слоя поглощается слоем неактивных пород мощностью 50 см, если их плотность $\rho = 2-2,5 \text{ г/см}^3$. Для практически полного поглощения γ -излучения воздухом достаточно слоя мощностью 600—700 м. Наиболее вероятный физический процесс поглощения естественного γ -излучения горными породами, водой и воздухом сводится к многократному комптоновскому рассеянию γ -квантов до энергий 0,2—0,05 мэв и последующему их поглощению в процессе фотоэффекта.

Рассеяние γ -излучения изменяет первичный энергетический спектр, на который накладывается непрерывный спектр рассеянных γ -квантов. В области малых энергий рассеянное излучение преобладает. Это приводит к тому, что первичное γ -излучение с энергией меньше 0,2 мэв не может быть выделено на фоне рассеянного излучения даже на уровне земной поверхности. По мере удаления от нее количество первичных спектральных линий уменьшается и сдвигается в жесткую область спектра.

Существуют два вида измерений γ -активности в полевых условиях: интегральный и спектрометрический.

Интегральный заключается в измерении суммарного γ -излучения и является качественным, так как не учитывает вклад отдельных изотопов в измеряемую активность. Это наиболее простой и быстрый способ оценки общей радиоактивности пород.

Спектрометрические измерения позволяют определять природу излучателей и их концентрацию по энергетическому спектру γ -излучения.

Обычно при проведении полевых исследований радиоактивности пород спектрометрический метод используют для отдельного определения урана, тория и калия. Сильное рассеяние мягкого γ -излучения ^{238}U и ^{232}Th в окружающей среде не позволяет использовать собственное излучение этих изотопов. Их определяют по жесткому γ -излучению продуктов распада: уран — по RaC (^{214}Bi) с энергией γ -квантов 1,76 мэв, торий — по ThC' (^{208}Tl) с энергией γ -квантов 2,62 мэв (см. гл. III). Вследствие этого нарушение радиоактивного равновесия между торием, ураном и продуктами их распада может привести к несоответствию между результатами измерения и истинным соотношением изотопов.

В практике полевой γ -спектрометрии обычно пользуются четырехканальными γ -спектрометрами, в которых один канал регистрирует интегральное γ -излучение, а три других настроены на интервалы энергий, соответствующие RaC , ThC' и ^{40}K (1,46 мэв).

Полевой γ -метод имеет несколько вариантов: пешеходный, автомобильный, аэрогаммаметод, гамма-каротаж.

Пешеходный гамма-метод является наиболее распространенным, простым и доступным по сравнению с другими и может быть использован практически в условиях любой местности. Он заключается в точечном измерении γ -излучения на поверхности пород с помощью легкого переносного прибора. В процессе работы оператор имеет возможность осуществлять точную геологическую привязку точек измерения и в случае необходимости отбирать образцы для более детального исследования.

Приборы для пешеходных измерений должны обладать небольшим весом, стабильно работать в большом диапазоне температур и в условиях повышенной влажности. В пешеходных радиометрах, как и в большинстве других типов радиометров, используют сцинтилляционные детекторы с $\text{NaI}(\text{Ti})$, характеризующиеся хорошими спектрометрическими свойствами и высокой эффек-

тивностью к γ -излучению естественных радиоактивных изотопов. В настоящее время более широко распространены приборы, работающие только в интегральном режиме. Регистрация импульсов в них осуществляется с помощью стрелочного индикатора, в спектрометрических приборах — счетчиком импульсов.

Аэрогаммаметод состоит в непрерывной регистрации γ -излучения с самолета или вертолета в движении. Метод обладает наибольшей производительностью по сравнению с другими, позволяет с высокой скоростью исследовать γ -активность больших площадей и проводить работы в районах, трудно доступных для других методов. Так как измерения γ -активности аэрогадметрическим методом производятся в значительном удалении от излучающих объектов, то на детектор аэрогадметра поступает излучение от большого объема пород. Величина площади, излучение с которой попадает на детектор, зависит от высоты полета h (Смирнов, Тихомиров, 1969):

$h, м$	10	30	50	70	100	150
$R, м$	60	120	170	215	280	360

Таким образом, аэрогадмаизмерения, с одной стороны, дают возможность получать средние концентрации элементов в породах на значительной площади их выхода (весом 10^4 — $10^6 т$), с другой стороны, существует опасность пропуска небольших излучающих объектов. Слой воздуха, находящийся между детектором и поверхностью земли, сильно ослабляет γ -излучение и ограничивает высоту полета. Максимальная высота для горных районов принята равной 75 м, для холмистых — 50—75 м, для равнинных — 25—50 м. Минимальная высота полета определяется правилами безопасности Гражданского воздушного флота. Скорость полета самолета 2—3 км/мин. Одним из основных требований при проведении аэрогадмаизмерений является соблюдение постоянной высоты полета, что весьма затруднительно в горных районах и ограничивает применение там аэрогадмаметода.

Современные аэрогадмарадиметры работают в спектрометрическом и интегральном режимах. Лучшими детекторами являются монокристаллы NaI(Tl) большого сечения. В некоторых типах приборов используют сравнительно более дешевые пластмассовые сцинтилляторы, разрешение которых значительно хуже, но размеры практически не ограничены.

Измерение в движении на расстоянии от излучающего объекта предъявляет особые требования к аэроприборам, которые должны обладать высокой чувствительностью и малой инерционностью.

Результаты измерения, как правило, регистрируются путем непрерывной записи γ -активности. В современных моделях информация с каналов γ -спектрометра и высотомера поступает на автоматическое счетно-решающее устройство, которое производит все расчеты, вносит необходимые поправки и выдает окончательные

результаты в виде содержаний U, Th и K в приповерхностном слое пород.

Автомобильный вариант гамма-метода заключается в непрерывном измерении γ -активности пород с движущегося автомобиля. Естественно, метод применим только в районах, доступных для автотранспорта. Он обладает большей производительностью, чем пешеходный метод, в комплексе с которым обычно и проводится. Автомобильный метод имеет много общего с аэрогаммаметодом и использует принципиально похожую аппаратуру, так как оба метода требуют непрерывной записи γ -излучения в движении, в удалении от излучающей поверхности.

Гамма-каротажем называется метод исследования пород по их γ -активности в скважинах. Спецификой γ -каротажа является измерение в условиях 4л, когда детектор окружен со всех сторон излучающими породами. В качестве детекторов применяют сцинтилляторы NaI(Tl) или счетчики Гейгера, смонтированные в специальный герметичный буровой снаряд. Снаряд передвигают по стволу скважины с помощью гибкого кабеля. Регистрирующее устройство расположено близ устья скважины и осуществляет непрерывную запись γ -активности. Исключение составляет каротаж мелких (до 20 м) скважин, где работу выполняют легкими переносными приборами с точечной регистрацией.

Градуирование полевых радиометров производится для перевода их показаний в общепринятые единицы измерения мощности дозы излучения (*мкр/час*) либо в единицы концентраций изотопов. Это позволяет сравнивать результаты, полученные в разное время на различных приборах с одним и тем же типом детектора, а также контролировать работу каждого прибора.

Градуирование радиометров в *мкр/час* выполняют с помощью «точечного» источника γ -излучения, удаленного от детектора на расстояние, достаточное, чтобы источник можно было считать точечным. В случае нелинейности шкал приборов их градуируют излучением различной интенсивности, меняя для этого расстояние между детектором и эталоном.

Интенсивность γ -излучения точечного источника (*I мкр/час*) на расстоянии (*R м*) от детектора вычисляют по формуле $I = \frac{A}{R^2}$, где *A* — интенсивность излучения эталона в *мкр/час* на расстоянии 1 м. Наиболее удобным эталонным источником γ -излучения является долгоживущий изотоп ^{226}Ra . В случае его применения вышеприведенная формула для расчета интенсивности излучения будет иметь вид $I = \frac{840 Q}{R^2}$, где *Q* — концентрация радия в миллиграммах в эталоне. Результаты градуирования выражают в виде графиков зависимости показаний прибора от интенсивности излучения в точке эталонирования (рис. 23).

Чтобы уменьшить влияние рассеяния γ -излучения эталона окружающими предметами, приборы градуируют на открытых пло-

щадках, помещая детектор и эталон на высоте 1,5—2 м над землей. Сцинтилляционные детекторы, более чувствительные к рассеянному излучению, дополнительно экранируют со стороны земли желобообразным свинцовым экраном для снижения доли рассеянного γ -излучения. При градуировании высокочувствительных автомобильных и особенно аэrorадиометров пользуются более сильными эталонами, располагая их на большом расстоянии от детектора.

Все γ -спектрометры градуируют путем последовательного измерения урановых, ториевых и калиевых проб большого веса. Нередко для этой цели используют эталонные площадки с равномерным распределением радиоактивных изотопов, на каждой из которых преобладает один из изотопов. Размеры площадок зависят от вида работ и при измерениях с самолета должны иметь протяженность до нескольких километров.

Каротажные радиометры градуируют на моделях скважин с тщательно подобранным содержанием радиоактивных изотопов.

При градуировании необходимо учитывать интенсивность фонового γ -излучения, или фон. При этом фон (I_{ϕ}) складывается из излучения окружающих пород ($I_{\text{пор}}$), космического излучения ($I_{\text{кос}}$) и собственно фона аппаратуры ($I_{\text{ап}}$): $I_{\phi} = I_{\text{пор}} + I_{\text{кос}} + I_{\text{ап}}$.

Сумму космического и аппаратурного фона называют натуральным, или остаточным, фоном. В процессе работы, когда целью исследования является γ -активность пород, натуральный фон вычитают из результатов измерения. Натуральный фон нередко определяют, измеряя γ -активность над поверхностью водоема глубиной более 2 м на расстоянии не менее 50 м от берегов. Если нет возможности найти подходящий водоем, натуральный фон для наземных приборов принимают за постоянную величину там, где относительные превышения не выходят за пределы 500 м. Космический фон возрастает на 1,5 мкр/час на каждый километр высоты, что позволяет в аэrorадиометрическом методе для определения фона пользоваться высотной кривой — кривой изменения интенсивности γ -излучения над одним и тем же местом в зависимости от высоты полета.

Для каротажных приборов космическим фоном можно пренебречь.

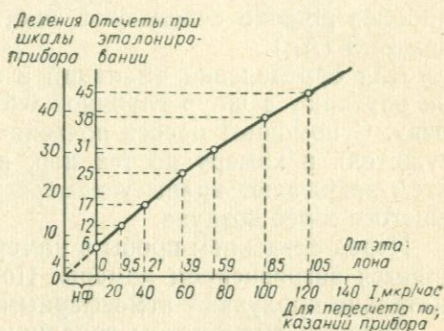


Рис. 23. График эталонирования полевого радиометра

Полевой эманационный метод

Полевой эманационный метод заключается в измерении изотопов радона — эманаций — в почвенном воздухе. Метод основан на тех же принципах, что и лабораторный эманационный метод.

Измерение эманаций выполняют непосредственно в поле с помощью специальных приборов — полевых эманометров.

Все эманометры состоят из герметической эманационной камеры (сцинтилляционной или ионизационной), в которую вводят воздух, содержащий эманации, и измерительной аппаратуры. Помимо этого в комплект прибора входит портативный насос, пробоотборник, осушитель и резиновые шланги. В настоящее время наиболее широко используют сцинтилляционные камеры с покрытием $ZnS (Ag)$.

Для определения эманаций в почвенном воздухе пробоотборник опускают в шпур глубиной 0,5—1 м и уплотняют вокруг него почву. С помощью насоса почвенный воздух прокачивают через осушитель и камеру до тех пор, пока камера не заполнится им. Затем закрывают краны у камеры и измеряют α -активность находящегося в ней воздуха.

Перед введением пробы в камеру измеряют фон, который определяется загрязнением камеры. После каждого измерения камеру тщательно продувают атмосферным воздухом.

Полевые эманометры градуируют жидкими радиевыми эталонами методом, описанным в § 2 настоящей главы для лабораторных эманационных измерений.

ЛИТЕРАТУРА

- Акимов Ю. К. и др. Полупроводниковые счетчики ядерных частиц и их применение. М., Атомиздат, 1967.
- Альфа-бета- и гамма-спектроскопия, вып. 1 и 2. М., Атомиздат, 1969.
- Аналитическая химия урана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Баранов В. И. Радиометрия. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Биркс Дж. Сцинтилляционные счетчики. М., ИЛ, 1955.
- Бобров В. А., Гофман А. Н. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. Новосибирск, 1971 (рота-принт).
- Векслер В. И., Грошев Л., Исаев Б. Ионизационные методы исследования излучений. М., Гостеориздат, 1950.
- Горбушина Л. В., Зимин Д. Ф., Сердюкова А. С. Радиометрические и ядернофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. М., Атомиздат, 1970.
- Деметьев В. А. Измерение малых активностей радиоактивных препаратов. М., Атомиздат, 1967.
- Железнова Е. И., Шумилин И. П., Юфа Б. Я. Радиометрические методы анализа естественных радиоактивных элементов. М., «Недра», 1968.
- Коган Р. М., Назаров И. М., Фридман М. Д. Основы гамма-спектроскопии природных сред. М., Атомиздат, 1969.
- Марков В. Н. и др. Уран, методы его определения. М., Атомиздат, 1964.
- Мелков В. Г., Пухальский Л. И. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Методы анализа радиоактивных элементов в минеральном сырье. М., Госгеолтехиздат, 1961.

- Новиков Г. Ф., Капков Ю. Н. Радиоактивные методы разведки. М., «Недра», 1965.
- Поляков А. И., Коробков В. И. Применение метода количественной микрорадиографии в геохимии. «Геохимия», 1966, № 10.
- Радиометрические методы поисков и разведки урановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Рябчиков Д. И., Гольбрайх Е. Н. Аналитическая химия тория. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шуколюков Ю. А. Деление ядер урана в природе. М., Атомиздат, 1970.
- Якубович А. Л. Поисково-разведочная радиометрическая аппаратура. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Якубович А. Л. и др. Ядернофизические методы анализа минерального сырья. М., Атомиздат, 1969.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ

В настоящее время известно более 230 типов радиоактивных ядер, имеющих естественное происхождение. В сумме они составляют сравнительно небольшую долю в земном веществе — немногим более 0,01%. Природные радиоактивные изотопы сильно отличаются по своей распространенности и происхождению.

По происхождению их можно разделить на 3 группы:

1. Долгоживущие изотопы, образовавшиеся вместе с другими, нерадиоактивными изотопами земного вещества.
2. Сравнительно более короткоживущие промежуточные продукты распада урана и тория.
3. Изотопы, постоянно образующиеся за счет природных ядерных реакций в атмосфере и земной коре.

Помимо перечисленных групп с 40-х годов XX в. в земном веществе появились радиоактивные изотопы — продукты искусственных ядерных реакций. Сейчас о них уже можно говорить как об особой группе радиоактивных изотопов.

§ 1. ДОЛГОЖИВУЩИЕ РАДИОАКТИВНЫЕ ИЗОТОПЫ

Долгоживущие радиоактивные изотопы составляют по весу подавляющую часть в общей сумме природных радиоактивных изотопов.

В табл. 2 приведены средние содержания наиболее распространенных из них. Самым большим распространением на Земле, как видно из таблицы, пользуются $^{87}_{37}\text{Rb}$, $^{232}_{90}\text{Th}$, $^{40}_{19}\text{K}$, $^{238}_{92}\text{U}$. Средняя концентрация каждого из них в земной коре превышает 2 г/т. Таким образом, они оказываются более распространенными, чем такие широко известные элементы, как Sn, W, Mo, Ta, As, Sb, I, Bi, Au, Ge, Ag, Hg и т. д. По своей распространенности в земной коре торий занимает 47-е место, уран — 54-е место.

Самый маленький период полураспада среди изотопов этой группы имеет $^{235}_{93}\text{U}$ — $7,1 \cdot 10^8$ лет. Это говорит о том, что все изотопы с периодом полураспада больше 10^8 лет, существовавшие ранее в земном веществе, в настоящее время практически полностью распались. Количество оставшихся радиоактивных изотопов значительно сократилось со времени образования земного вещества. Расчеты показывают, что количество ^{40}K уменьшилось примерно в 12 раз, количество ^{235}U — приблизительно в 30 раз.

Для долгоживущих радиоактивных изотопов середины периодической системы (до висмута) наиболее характерен β -распад.

Среднее содержание долгоживущих радиоактивных изотопов в земной коре

Изотоп	Среднее содержание суммы изотопов (по А. П. Виноградову), г/т	Доля радиоактивного изотопа в природной сумме изотопов, %	Среднее содержание изотопа в земной коре, г/т	Период полураспада, лет	Тип распада	Энергия заряженных частиц, МэВ	Энергия γ -излучения, МэВ	Стабильный продукт распада
⁸⁷ Rb ³⁷	150	27,8	41,6	$6 \cdot 10^{10}$	β^-	0,275	0,394	⁸⁷ Sr ³⁸
²³² Th ⁹⁰	13	100	13,0	$1,4 \cdot 10^{10}$	α	4,0	0,075	²⁰⁸ Pb ⁸²
⁴⁰ K ¹⁹	25 000	0,0118	$\sim 3,0$	$1,3 \cdot 10^9$	{ β^- K	1,325	—	⁴⁰ Ca ²⁰
						—	1,459	—
²³⁸ U ⁹²	2,5	99,3	$\sim 2,5$	$4,5 \cdot 10^9$	α	4,18	0,048	²⁰⁶ Pb ⁸²
¹⁵⁰ Nd ⁶⁰	37	5,6	2,1	$5 \cdot 10^{10}$	β^-	0,011	—	¹⁵⁰ Pm ⁶¹
¹⁴⁷ Sm ⁶²	8	15,07	1,2	$1,05 \cdot 10^{11}$	α	—	—	¹⁴³ Nd ⁶⁰
¹⁷⁶ Lu ⁷¹	8	2,6	0,21	$3,6 \cdot 10^{10}$	β^-	0,215	0,180	⁷⁶ Hf ⁷²
						0,40	0,270	¹¹⁵ Sn ⁵⁰
¹¹⁵ In ⁴⁹	0,25	95,8	0,24	$6,9 \cdot 10^{14}$	β^-	0,63	—	¹²⁴ Sb ⁵¹
¹²⁴ Sn ⁵⁰	2,5	6,1	0,15	$1,5 \cdot 10^{17}$	β^-	1,5	—	¹³⁸ Ba ⁵⁶
¹³⁸ La ⁵⁷	29	0,089	0,026	$1 \cdot 10^{11}$	{ K β^-	—	—	¹³⁸ Ba ⁵⁶
						1,0	1,43	0,8
²³⁵ U ⁹²	2,7	0,7	0,02	$7,1 \cdot 10^8$	α	4,4	0,18	²⁰⁷ Pb ⁸²
²⁰⁹ Bi ⁸³	0,009	100	0,009	$2,7 \cdot 10^{17}$	α	3,15	—	²⁰⁵ Tl ⁸¹
¹⁸⁷ Re ⁷⁵	0,0007	62,9	0,0004	$4 \cdot 10^{12}$	β^-	0,04	—	¹⁸⁷ Os ⁷⁶
¹³⁰ Te ⁵²	0,0012	34,1	0,0003	$1,4 \cdot 10^{21}$	β^-	1,0	—	¹³⁰ I ⁵³
¹⁴⁴ Nd ⁶⁰	37	23,87	8,85	$2 \cdot 10^{15}$	α	—	—	¹⁴⁰ Cl ⁵⁸
¹²³ Te ⁵²	0,0012	0,88	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{13}$	K	—	—	¹²³ Sb ⁵¹
¹⁸⁰ W ⁷⁴	1,3	0,126	0,0016	$2,2 \cdot 10^{17}$	α	3,2	—	¹⁷⁶ Hf ⁷²

Значительно реже встречается α -распад (¹⁴⁷Sm, ¹⁸⁰W) и электронный захват (⁴⁰K, ¹⁷⁶Lu).

Для изотопа олова ¹²⁴Sn обнаружен двойной β -распад, а для ¹³⁰Te — позитронный распад.

§ 2. РЯДЫ РАСПАДА

Вскоре после открытия радиоактивных свойств урана и тория было обнаружено, что продукты их распада образуют длинные ря-

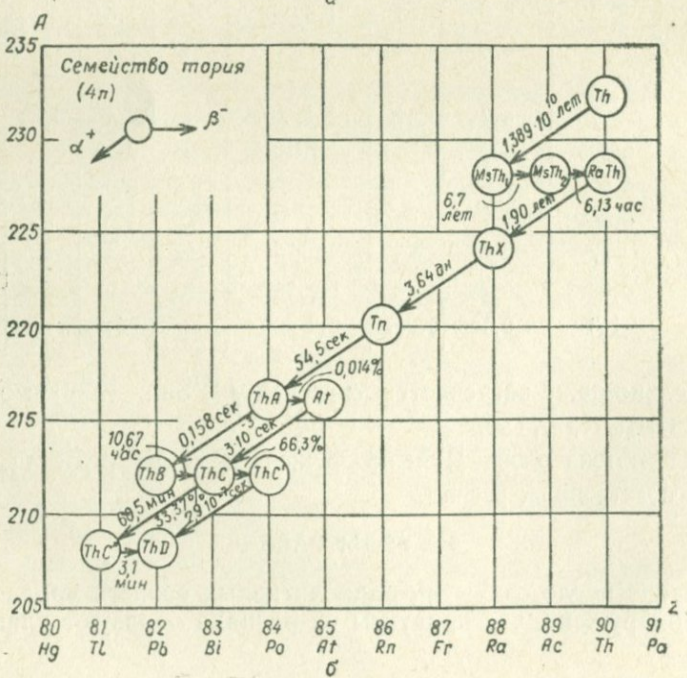
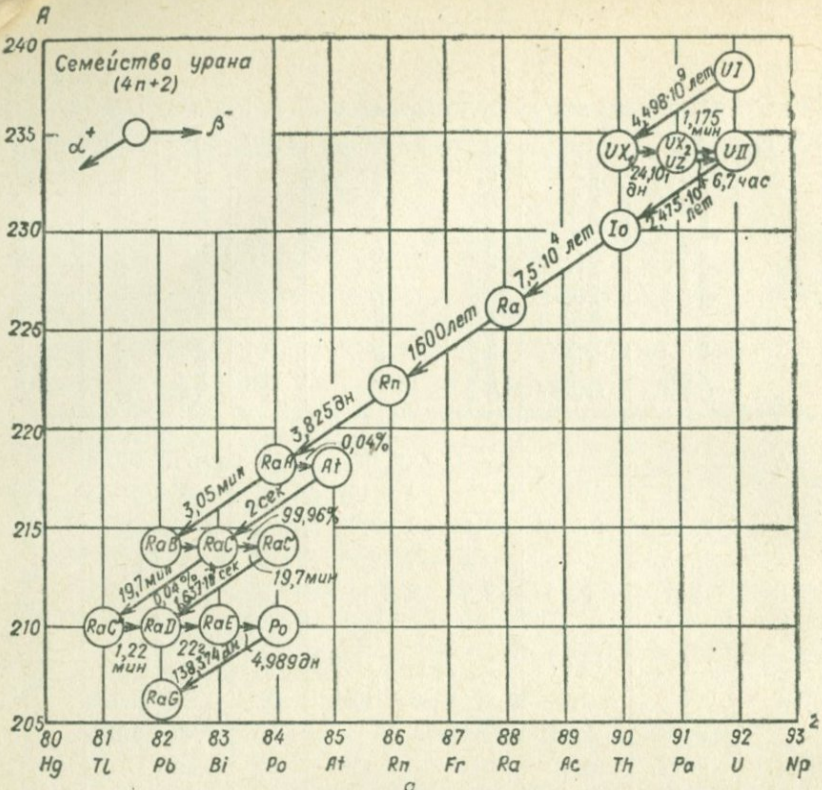
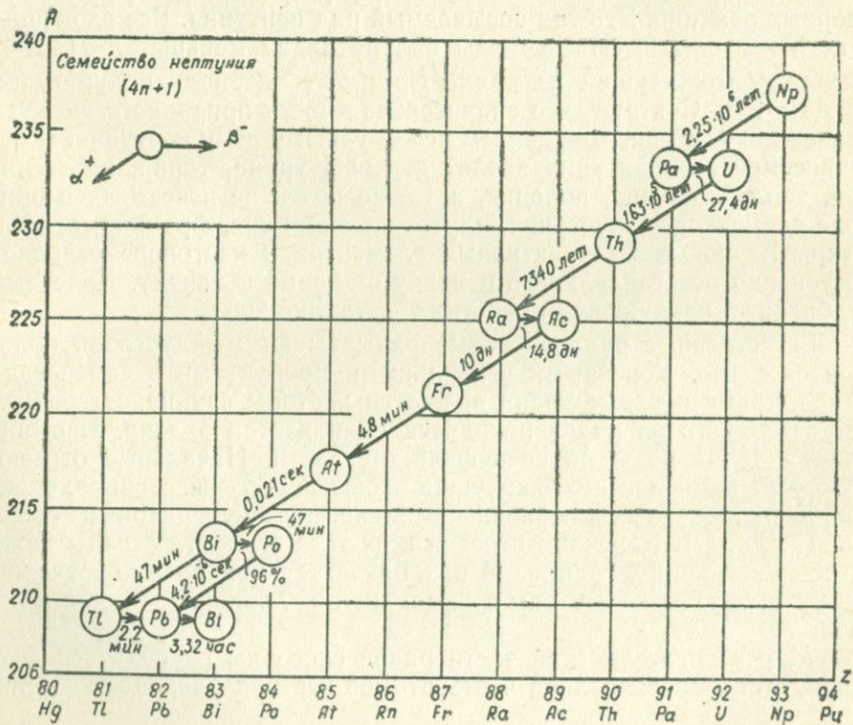
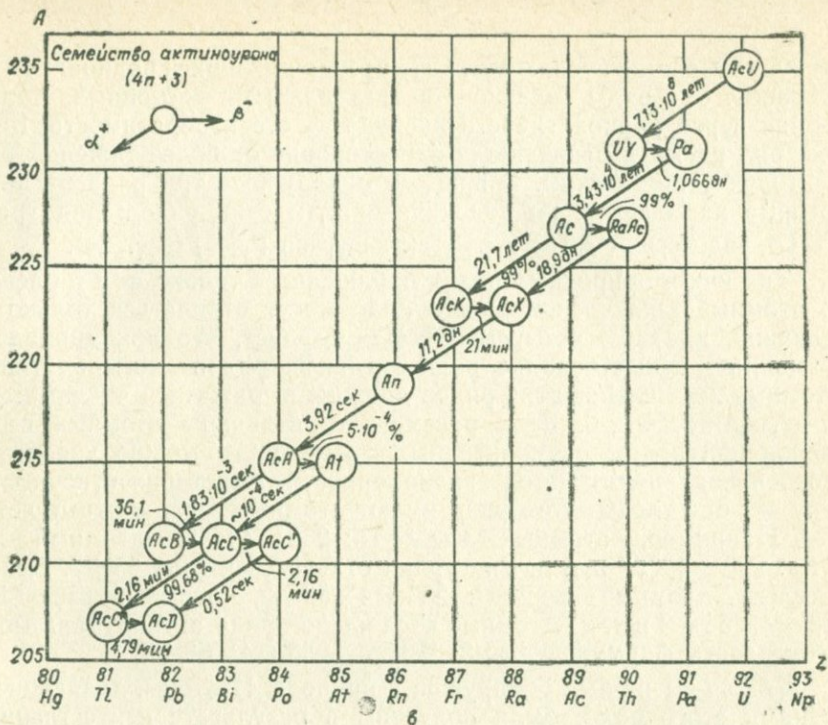


Рис. 24. Ряды распада урана (а), тория (б),



актиноурана (а) и нептуния (з)

ды или семейства последовательно превращающихся радиоактивных изотопов. Все ряды заключаются стабильными изотопами. Характерная черта радиоактивного распада — его необратимость. Каждый ряд распада развивается односторонне от более тяжелых элементов к более легким. В природе обнаружено три ряда распада, которые называются по родоначальникам этих рядов: ряд урана (${}_{92}^{238}\text{U}$), ряд тория (${}_{90}^{232}\text{Th}$) и ряд актиноурана (${}_{92}^{235}\text{U}$) (рис. 24).

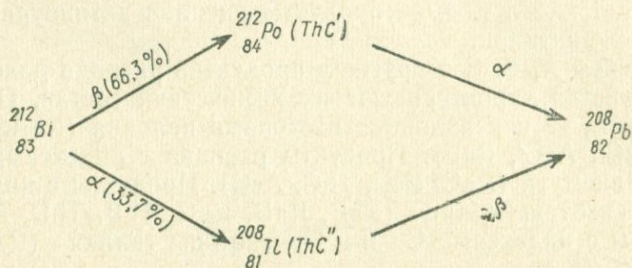
Так как в природных рядах наблюдается только α - и β -распад, то атомные веса членов одного ряда могут отличаться только на величину, кратную четырем. Отсюда следует, что принципиально возможно существование радиоактивных рядов четырех типов. Атомные веса членов этих рядов должны выражаться числами: $4n$, $4n+1$, $4n+2$, $4n+3$. Если рассмотреть величины атомных весов членов природных радиоактивных семейств, то можно убедиться, что они подчиняются этой закономерности. Ряд тория относится к типу $4n$. Все члены этого ряда имеют атомные веса, кратные четырем. Например, атомный вес ${}^{232}\text{Th}$: $232=4\times 58$; атомный вес ${}^{228}\text{Ra}$: $228=4\times 57$ и т. д. Ряд урана относится к типу $4n+2$. Действительно, атомный вес ${}^{238}\text{U}$: $238=4\times 59+2$, атомный вес ${}^{226}\text{Ra}$: $226=4\times 56+2$ и т. д. Атомные веса членов ряда актиноурана можно выразить формулой $4n+3$: ${}^{235}\text{U} - 235=4\times 58+3$.

Ряд $4n+1$ не был обнаружен в природе. Изотопы, являющиеся членами этого ряда, были получены в результате искусственных ядерных реакций. Это так называемый ряд нептуния. Все входящие в него изотопы имеют периоды полураспада меньше $n\cdot 10^6$ лет. Самый долгоживущий из них ${}_{93}^{237}\text{Np}$ имеет период полураспада $2,25\cdot 10^6$ лет. Считают, что значительная часть природного висмута обязана своим происхождением исчезнувшему ряду нептуния. В состав семейства нептуния входят изотопы урана, тория, протактиния, таллия, свинца, полония, а также почти не известных в природе элементов — нептуния, плутония, америция, франция, астата. Открытие новых радиоактивных элементов и изотопов позволяет постепенно восстанавливать цепочку от конца к началу. Конечный стабильный продукт ряда нептуния — таллий-205.

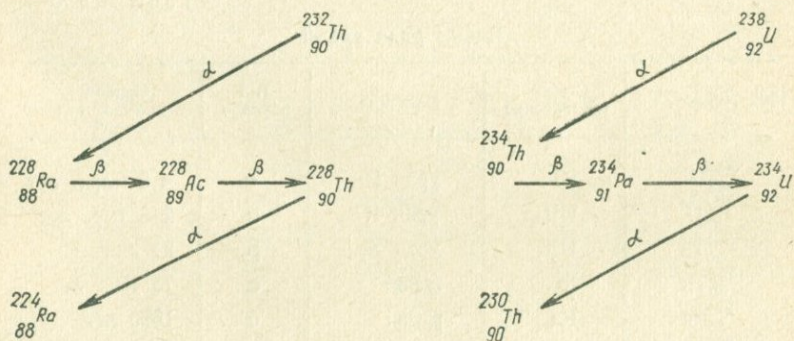
Естественные радиоактивные ряды имеют между собой большое сходство. Конечными стабильными продуктами в семействах урана, тория и актиноурана являются изотопы свинца. В средней части каждого из рядов находится один изотоп радона. Изотопы радона делят ряды на специфические части. Начальные отрезки содержат наиболее долгоживущие члены рядов — изотопы элементов, расположенных в периодической системе после радона (Fr, Ra, Ac, Th, Pa, U). Конечные отрезки всех трех семейств сходны даже по внешней конфигурации. В них находятся наиболее короткоживущие продукты — изотопы свинца, висмута, полония, таллия и астата.

Многие изотопы этой части рядов способны распадаться двумя путями. Определенная часть атомов изотопа распадается с ис-

пусканьем α -частиц, другая часть — с испусканием β -частиц, образуя так называемую «вилку». Распад вновь образовавшихся изотопов имеет противоположный характер: если изотоп возник в результате α -распада, то он оказывается β -активным; изотоп, образовавшийся в результате β -распада, α -активен. Благодаря такой закономерности эти продукты превращаются в один и тот же изотоп одного и того же элемента. Примером может служить распад $^{212}_{83}\text{Bi}$ (ThC) в семействе тория:



Во всех природных семействах встречается такая последовательность типов распада, при которой за одним α -распадом следуют два β -распада или наоборот. Альфа-распад уменьшает заряд ядра на две единицы, два последующих β -распада увеличивают заряд на две единицы. Таким образом появляется новый изотоп первоначального элемента. Например:



Все члены рядов урана, тория и актиноурана имеют по два названия. Например, торий-230 (^{230}Th) и ионий (Io), висмут-212 (^{212}Bi) и торий С (ThC) и т. д. Это вызвано историческими причинами. Вскоре после открытия радиоактивности урана и тория стали следовать открытия их продуктов распада. Понятие «изотоп» в то время не было известно, поэтому вновь открытые продукты распада считали новыми элементами и давали им самостоятельные названия.

Новые «элементы» не вмещались в периодическую систему.

Исследование химических свойств этих «элементов» показало, что они совпадают с химическими свойствами уже известных элементов. Все это позволило установить, что каждый химический элемент имеет несколько изотопов, отличающихся друг от друга массовыми числами. Стабильные изотопы были открыты значительно позже. Старые названия продуктов распада урана, тория и актиноурана характеризуют принадлежность изотопов к соответствующему семейству: RaA, RaB, RaC и т. д., находятся в семействе урана после радия; RaTh, MsTh, ThA и т. д. — продукты распада тория; AcX, RaAc и т. д. — продукты распада актиноурана и находятся после актиния.

Индексы A, B, C и другие у продуктов распада радона в каждом семействе характеризуют их химический состав. Продукты с индексом A, C' и F являются изотопами полония (RaA, ThA, AcA, ThC', RaC', AcC', RaF). Продукты распада с индексами C и E — изотопы висмута (RaC, FaE, ThC, AcC). Продукты с индексами B, D и G — изотопы свинца (RaB, RaD, RaG, ThB, ThD, AcB, AcD). Продукты с индексами C'' и E'' — изотопы таллия (RaC'', RaE'', ThC'', AcC'').

Рассмотрим более подробно естественные радиоактивные семейства.

Ряд урана ($^{238}_{92}\text{U}$)

Для радиогеологии наибольший интерес представляют долгоживущие продукты распада, которые приведены в табл. 3. Про-

Таблица 3

Члены ряда урана

Индекс	Старое обозначение	Название	Тип распада	Период полураспада
$^{238}_{92}\text{U}$	UI	уран I	α	4,5 млрд. лет
$^{234}_{92}\text{U}$	UII	уран II	α	248 тыс. лет
$^{234}_{90}\text{Th}$	UX ₁	уран X ₁	β	24 дня
$^{230}_{90}\text{Th}$	Io	ионий	α	75 тыс. лет
$^{226}_{88}\text{Ra}$	Ra	радий	α	1600 лет
$^{222}_{86}\text{Rn}$	Rn	радон	α	3,8 дня
$^{210}_{82}\text{Pb}$	RaD	радий D	β	21 год
$^{210}_{84}\text{Po}$	RaF	полоний	α	138 дней

должительность их самостоятельного существования соизмерима с длительностью геологических процессов.

Наиболее долгоживущий продукт распада урана — ^{234}U . Его период полураспада определяет время установления радиоактив-

ного равновесия в ряду урана, которое приближенно равно 1,5—2 млн. лет. Семейство заканчивается стабильным изотопом свинца ^{206}Pb .

Основными α -излучателями семейства урана являются ^{238}U , ^{234}U , $^{230}\text{Th}(\text{Io})$, ^{226}Ra , ^{222}Rn , $^{218}\text{Po}(\text{RaA})$, $^{214}\text{Po}(\text{RaC}')$, ^{210}Po . Они довольно равномерно распределены по всему семейству.

Энергии α -частиц приведены в приложении 6.

Основные β -излучатели семейства: $^{234}\text{Th}(\text{UX}_1)$, $^{234}\text{Pa}(\text{UX}_2)$, $^{214}\text{Pb}(\text{RaB})$, $^{214}\text{Bi}(\text{RaC})$, $^{210}\text{Pb}(\text{RaD})$ и $^{210}\text{Bi}(\text{RaE})$. UX_1 и RaD обладают β -излучением сравнительно малой энергии и обычно регистрируются по их короткоживущим продуктам распада UX_2 и RaE .

Основными γ -излучателями ряда урана являются RaB , RaC и RaC' — продукты распада радона. На их долю приходится 98% всего γ -излучения семейства. Сдвиг радиоактивного равновесия между ураном и радонам может привести к несоответствию интенсивности γ -излучения и концентрации урана.

Ряд тория (^{232}Th)

В семействе тория, за исключением самого ^{232}Th , нет долгоживущих изотопов. Некоторый интерес для радиогеологии представляет только первая половина семейства, члены которой приведены в табл. 4.

Таблица 4

Члены ряда тория

Индекс	Старое обозначение	Название	Тип распада	Период полураспада
$^{232}_{90}\text{Th}$	Th	торий	α	14 млрд. лет
$^{228}_{90}\text{Th}$	RaTh	радиоторий	α	1,9 лет
$^{228}_{88}\text{Ra}$	MsThI	мезоторий I	β	6,7 лет
$^{224}_{88}\text{Ra}$	ThX	торий X	α	3,64 дня
$^{228}_{89}\text{Ac}$	MsThII	мезоторий II	β	6,13 час
$^{220}_{86}\text{Rn}$	Tn	торон	α	55,0 сек

Самый долгоживущий продукт распада тория — мезоторий I. Его период полураспада равен 6,7 года. Следовательно, радиоактивное равновесие в ряду тория наступает практически через 50 лет. Ряд тория заканчивается стабильным изотопом свинца ^{208}Pb .

Основные α -излучатели ряда тория: ^{232}Th , $^{228}\text{Th}(\text{RaTh})$, $^{224}\text{Ra}(\text{ThX})$, $^{220}\text{Rn}(\text{Tn})$, $^{216}\text{Po}(\text{ThA})$, $^{212}\text{Po}(\text{ThC}')$ и $^{212}\text{Bi}(\text{ThC})$.

ThC' обладает наибольшей энергией α -излучения среди представителей трех природных радиоактивных семейств. Основные

β -излучатели: ^{228}Ra (MsThI), ^{228}Ac (MsThII), ^{212}Pb (ThB), ^{212}Bi (ThC), ^{208}Tl (ThC'').

Мезоторий I (^{228}Ra) излучает β -частицы малой энергии. Его обычно измеряют по жесткому β -излучению мезотория II (^{228}Ac).

Основные γ -излучатели: MsThII, RaTh, ThB, ThC, ThC''. ThC'' обладает наиболее высокой энергией γ -квантов среди всех природных γ -излучателей.

Все α -, β - и γ -излучатели довольно равномерно распределены в семействе тория.

Ряд актиноурана ($^{235}_{92}\text{U}$)

Родоначальник ряда — ^{235}U имеет самый маленький период полураспада среди самостоятельно существующих долгоживущих изотопов. За время существования химических элементов ^{235}U распадался значительно быстрее ^{238}U и к настоящему времени его осталось в 138 раз меньше, чем ^{238}U . В связи с этим и распространенность его продуктов распада очень невелика. Интерес представляет прежде всего сам ^{235}U благодаря своей способности делиться под действием медленных нейтронов.

В радиогеологии используют наиболее долгоживущий представитель ряда актиноурана — протактиний-231. Его период полураспада равен 34 тыс. лет и определяет время установления равновесия в ряду — порядка 200 тыс. лет.

Таблица 5

Члены ряда актиноурана

Индекс	Старое обозначение	Название	Тип распада	Период полураспада
$^{235}_{92}\text{U}$	AcU	актиноуран	α	713 млн. лет
$^{231}_{91}\text{Pa}$	Pa	протактиний	α	325 тыс. лет
$^{227}_{89}\text{Ac}$	Ac	актиний	β	21,6 лет
$^{227}_{90}\text{Th}$	RaAc	радиоактиний	α	18,2 дня
$^{223}_{88}\text{Ra}$	AcX	актиний X	α	11,4 дня
$^{219}_{86}\text{Rn}$	Ap	актинон	α	4,0 сек

В табл. 5 приведены наиболее важные представители этого ряда. Он заканчивается стабильным изотопом свинца ^{207}Pb .

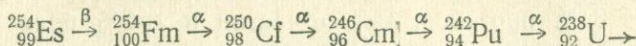
В ряду 8 основных α -излучателей (^{235}U , ^{231}Pa , ^{227}Th , ^{223}Ra , ^{219}Rn , ^{215}Po , ^{211}Po , ^{211}Bi) и 4 β -излучателя (^{231}Th , ^{227}Ac , ^{211}Pb , ^{207}Tl).

Альфа-активность актинового ряда составляет не более 5% от α -активности ряда урана.

Вымершие члены естественных радиоактивных рядов

Искусственное получение радиоактивных изотопов привело к открытию новых элементов и изотопов и позволило в пределах современных знаний реконструировать вымерших предшественников существующих в природе семейств.

Найдено, что эйнштейний-254 испытывает β -распад и четыре последующих α -распада, превращаясь в ^{238}U :

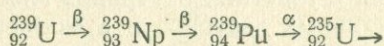


Периоды полураспада «предков» меньше 10^5 лет, поэтому они не сохранились до наших дней.

Интересно, что в природе обнаружены следы ^{244}Pu ($T_{1/2} = 7,6 \cdot 10^7$ лет). Считают, что ^{244}Pu — остаток начального вымершего звена ряда тория: $^{256}_{99}\text{Es} \xrightarrow{\beta} ^{256}_{100}\text{Fm} \xrightarrow{\alpha} ^{252}_{98}\text{Cf} \xrightarrow{\alpha} ^{248}_{96}\text{Cm} \xrightarrow{\alpha} ^{244}_{94}\text{Pu} \xrightarrow{\alpha} ^{240}_{92}\text{U} \xrightarrow{\beta} ^{240}_{93}\text{Np} \xrightarrow{\beta} ^{240}_{94}\text{Pu} \xrightarrow{\alpha} ^{236}_{92}\text{U} \xrightarrow{\alpha} ^{232}_{90}\text{Th} \rightarrow$.

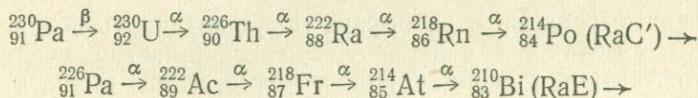
Все члены этого участка ряда имеют периоды полураспада меньше 10^6 лет.

Считают, что искусственно полученные изотопы ^{239}U , ^{239}Np и ^{239}Pu являются предшественниками ^{235}U . Сравнительно быстрый их распад привел к тому, что в природе были обнаружены лишь ничтожные следы этих изотопов. Схема начального звена ряда распада актиноурана имеет следующий вид:

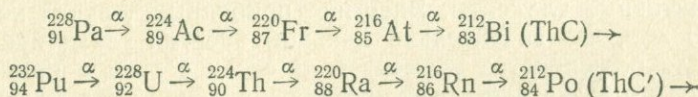


В результате искусственных ядерных реакций было получено несколько побочных рядов распада, сливающихся с главными семействами. Главное и побочное семейства имеют разных родоначальников, но совпадают, начиная с некоторого общего члена. Примеры таких побочных рядов приведены ниже.

1. Ряд урана:



2. Ряд тория:



Аналогичные побочные ряды существуют для семейства актиноурана и нептуния. Таким образом, можно предположить, что все эти искусственно образованные изотопы являются «предками» существующих в природе семейств.

Ядерные реакции в атмосфере

Основным источником бомбардирующих частиц, способных вызывать ядерные реакции в атмосфере, является космическое излучение галактического и солнечного происхождения. Галактическое излучение обладает наибольшей энергией (10^2 — 10^5 мэв) и состоит из 84% протонов, 14% α -частиц и $\sim 2\%$ более тяжелых ядер (до Ni включительно). Интенсивность солнечного излучения на два порядка выше, но энергия частиц не превышает 500 мэв. Его состав может меняться от вспышки к вспышке и в среднем представлен на 70% протонами, на 29% — α -частицами и $\sim 1\%$ более тяжелых ядер.

На внешней границе атмосферы плотность потока космических частиц составляет около 1 частицы на 1 см^2 в секунду. Космические частицы, благодаря своей высокой энергии, эффективно взаимодействуют с ядрами атомов элементов, входящих в состав атмосферы. Протоны сверхвысоких энергий вызывают реакции расщепления ядер, в результате чего возникает большое количество разнообразных ядер-осколков, нейтроны, мезоны, γ -фотоны. Протоны меньших энергий взаимодействуют по реакциям (p , $xpyn$) или (pn). Все эти реакции приводят к появлению в атмосфере нейтронного потока, плотность которого $4,3 \text{ нейтр/см}^2 \cdot \text{сек}$.

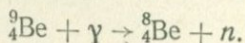
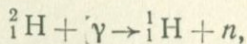
Ядерные реакции с участием нейтронов вносят основной вклад в создание радиоактивных изотопов в атмосфере. 64% нейтронов взаимодействуют с азотом по реакции (n , p) с образованием радиоактивного изотопа углерода ^{14}C . 19% нейтронов участвуют в реакциях $\text{N}(n, \gamma)$, $\text{N}(n, \alpha)$ и $\text{O}(n, \alpha)$.

В табл. 6 приведены основные сведения о радиоактивных изотопах, образующихся в атмосфере, и наиболее вероятные реакции их образования.

Ядерные реакции в литосфере

Ядерные реакции в литосфере могут возникать под действием α -частиц, γ -фотонов и нейтронов. Энергия β -частиц, возникающих при естественном β -распаде, недостаточна, чтобы вызвать ядерные реакции.

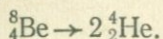
А. Источником γ -лучей в литосфере являются естественные радиоактивные элементы. Энергия природных γ -лучей не превышает 3 мэв, что значительно меньше энергии связи нуклонов в ядре для большинства элементов. В связи с этим в природе под действием γ -излучения могут протекать реакции типа (γ , n) только на дейтерии и бериллии:



Радиоактивные изотопы, образующиеся во Вселенной
(по А. К. Лаврухиной, Г. М. Колесову, 1965)

Изотоп	$T_{1/2}$	Наиболее вероятные реакции образования	Сечение образования, мбарн	Скорость образования, ат/см ² ·сек	
				рассчитанная	найденная
³ H	12,26 года	¹⁴ N (<i>n</i> , ³ H) ¹² C ¹⁶ O (<i>p</i> , ³ H) ¹⁴ N	11±2 30	0,11—0,30	0,12—0,2 —
⁷ Be	53,6 дней	¹⁴ N (<i>n</i> , 3 <i>p</i> 5 <i>n</i>) ⁷ Be ¹⁴ N (<i>p</i> , 4 <i>p</i> 4 <i>n</i>) ⁷ Be ¹⁶ O (<i>p</i> , 5 <i>p</i> 5 <i>n</i>) ⁷ Be	— 10,9±0,8 105±0,7	0,1 0,01 0,075	0,031 0,019 —
¹⁰ Be	2,5·10 ⁶ лет	¹⁴ N (<i>p</i> , 4 <i>p</i> n) ¹⁰ Be ¹⁶ O (<i>p</i> , 5 <i>p</i> 2 <i>n</i>) ¹⁰ Be	— —	0,084 —	— —
¹⁴ C	5,76·10 ³ лет	¹⁴ N (<i>n</i> , <i>p</i>) ¹⁴ C ¹⁶ O (<i>p</i> , 3 <i>p</i>) ¹⁴ C	1700 2,2	2,0±0,5 —	— —
²² Na	2,58 года	расщепление ⁴⁰ Ar	2,01	—	—
³² Si	710 лет	то же	2,95	—	0,0002
³² P	14,2 дня	»	21,54	0,00060	—
³³ P	24,4 дня	»	15,03	0,00055	—
³⁵ S	87 дней	»	25,1	0,00105	—
³⁶ Cl	3·10 ⁵ лет	⁴⁰ Ar (<i>p</i> , Δ 2 <i>p</i> 3 <i>n</i>) ³⁶ Cl	44,3	—	—
³⁹ Cl	60 мин	⁴⁰ Ar (<i>p</i> , 2 <i>p</i>) ³⁹ Cl ⁴⁰ Ar (<i>μ</i> , <i>n</i>) ³⁹ Cl	2,83	—	—
³⁷ Ar	32 дня	⁴⁰ Ar (<i>p</i> , 3 <i>p</i> n) ³⁷ Ar	32,8	—	—
⁴¹ Ar	110 мин	⁴⁰ Ar (<i>n</i> , γ) ⁴¹ Ar	—	—	—
⁸⁵ Kr	10,3 года	⁸⁴ Kr (<i>n</i> , γ) ⁸⁵ Kr	—	—	—

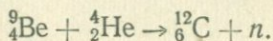
В результате фотоядерной реакции на дейтерии образуется обычный водород и нейтрон. По реакции на бериллии возникает неустойчивый изотоп бериллия ${}^8\text{Be}$ и нейтрон. Бериллий-8 почти мгновенно ($T_{1/2} = 10^{-15}$ сек) распадается на две α -частицы:



Таким образом, обе реакции являются природным источником нейтронов, а вторая, кроме того, — источником α -частиц.

Б. Под действием природных α -частиц могут протекать реакции типа (α, n) и (α, p) на ядрах, более легких, чем ядра калия (Li, Be, B, N, O, F, Na, Mg, Al, Si, S, Cl).

Наиболее интенсивна эта реакция на бериллии:



Реакция является важнейшим источником нейтронов. Радиоактивные минералы, содержащие ничтожную примесь бериллия, такие, как чевкинит, ортит, циртолит, оранжит, ниоботанталаты, могут представлять собой естественные нейтронные источники.

В качестве примера образования радиоактивного изотопа можно привести реакцию ${}^{35}_{17}\text{Cl}(\alpha, n){}^{38}_{19}\text{K}$. В результате реакции образуется радиоактивный изотоп калия — ${}^{38}_{19}\text{K}$, который путем β -распада превращается в ${}^{38}\text{Ar}$ с периодом полураспада 7,65 мин.

В. Важнейшей группой ядерных реакций, протекающих в литосфере, являются реакции, возникающие под действием нейтронов. Источниками нейтронов в литосфере служат реакции типа (α, n) , (γ, n) , спонтанное деление урана, космические нейтроны. Основной источник нейтронов — реакции типа (α, n) . Они дают более 80% нейтронов, встречаемых в земном веществе.

Количество нейтронов, образующееся в том или ином минерале, зависит от его химического состава и присутствия радиоактивных элементов. Химические элементы различаются по величине сечения реакции (α, n) . Так, на каждый миллион α -частиц, испускаемых изотопами ряда урана, в бериллии образуется 91 нейтрон, а в кремнии — 0,26 нейтрона. В общей сумме земного вещества $\frac{1}{5} : \frac{1}{3}$ общего числа нейтронов образуется за счет самых распространенных легких элементов: Al, Si, O.

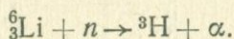
В различных породах величина нейтронного потока различна. Так, измерения показали, что в сланцах и мраморах она равна 5 нейтр/сут·см², в гранитах рапакиви — 13 нейтр/сут·см², в породах бериллиевого месторождения — 1500 нейтр/сут·см².

Вторым по величине вклада источником нейтронов в породах является спонтанное деление тяжелых ядер. Оно составляет около 15% общего количества нейтронов. В урановых минералах более половины нейтронов (до 90%) обязано своим происхождением спонтанному делению. На одно деление в среднем приходится около двух нейтронов ($\sim 2,6$). Подавляющее число актов спон-

танного деления приходится на ^{238}U , так как его полупериод спонтанного деления значительно меньше, чем у ^{232}Th и ^{235}U : для $^{232}\text{Th} > 10^{22}$ лет, для $^{235}\text{U} - 1,8 \cdot 10^{17}$, для $^{238}\text{U} - 5,9 \cdot 10^{15} \div \div 1,3 \cdot 10^{16}$ лет (Шуколюков, 1970).

Характер ядерных реакций, вызываемых нейтроном, зависит от их энергии. В породах обнаружены как быстрые, так и медленные нейтроны. Так, в шахтах редкометалльного оруденения Центрального Казахстана поток быстрых нейтронов был равен $14 \text{ нейтр/сут} \cdot \text{см}^2$, а поток медленных нейтронов — $11 \text{ нейтр/сут} \times \times \text{см}^2$.

Нейтроны, образованные в породах по реакциям (α, n) и (γ, n) , обладают сравнительно небольшой энергией. Основным видом их взаимодействия с ядрами элементов являются реакции типа (n, γ) . Такие реакции характерны для ядер, обладающих большим эффективным сечением реакции (Cd, B, Cl, Mn, редкоземельные элементы и т. д.). Таблица эффективных сечений приведена в приложении 2. Для некоторых легких элементов (Li, B) происходит реакция типа (n, α) :



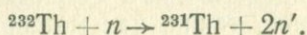
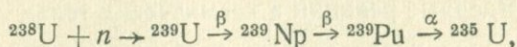
Так образуется тритий в лепидолитах. Скорость образования трития в литосфере — $10-3 \text{ ат/см}^2 \cdot \text{сек}$. Другим примером может служить реакция $^{10}\text{B}(n, \alpha)^7\text{Li}$.

Все подобные реакции являются дополнительным источником α -излучения.

Помимо этого тепловые нейтроны способны вызывать деление ядер ^{235}U . При делении освобождаются дополнительные нейтроны, вклад которых в общий нейтронный поток на урановых месторождениях может иногда достигать 50%.

Быстрые нейтроны имеют космическое происхождение или возникают при делении тяжелых ядер. Они могут вступать в реакции с тяжелыми ядрами. За счет таких реакций объясняют появление ^{239}Pu и ^{231}Th в соответствующих урановых и ториевых минералах.

Реакции имеют следующий характер:



Таким образом, непосредственным продуктом реакции ${}^{238}\text{U}(n, \gamma)^{239}\text{U}$ является ${}^{239}\text{U}$, который превращается в ${}^{239}\text{Pu}$ после нескольких актов распада.

В результате спонтанного деления ^{235}U в породах накапливаются радиоактивные осколки деления, наиболее долгоживущие из которых приведены в табл. 7. Их количество очень мало. Так, за время существования земной коры накопление осколочного ^{87}Rb практически не изменило его распространенности. Стронций-87, накопившийся из осколочного рубидия, составил всего одну трех-

Некоторые долгоживущие активные продукты деления ^{238}U
(по Ю. А. Шуколюкову, 1970)

Ядро	$T_{1/2}$, годы	Тип распада	Равновесное число атомов, образовавшееся в течение года в 1 т вещества земной коры, $\times 10^6$	Продукт распада
^{79}Se	$6,5 \cdot 10^4$	β^-	34,6	^{79}Br
^{81}Kr	$2,1 \cdot 10^5$	K	414	^{85}Br
^{85}Kr	10,27	β^-	0,044	^{85}Rb
^{87}Rb	$6,2 \cdot 10^{10}$	β^-	10^8 (не равновесное)	^{87}Sr
^{90}Sr	27,7	β^-	2,27	^{90}Y
^{93}Zr	$9,5 \cdot 10^5$	β^-	83 000	^{93}Nb
^{99}Tc	$2,12 \cdot 10^5$	β^-	18 000	^{99}Ru
^{107}Pd	$5 \cdot 10^6$	β^-	14 400	^{107}Ag
^{125}Sb	27	β^-	0,009	^{125}Te
^{129}I	$1,72 \cdot 10^7$	β^-	222 000	^{129}Xe
^{135}Cs	$1,1 \cdot 10^6$	β^-	193 000	^{135}Ba
^{137}Cs	30,0	β^-	2,69	^{137}Ba
^{151}Sm	93	β^-	0,60	^{151}Eu

миллиардную долю от стронция, образовавшегося при распаде первичного рубидия-87. Лишь в урановых минералах количество ^{87}Sr , образовавшееся за счет деления, превышает количество, накопившееся за счет β^- -распада ^{87}Rb , присутствующего в этих минералах. Каждая из 70 радиоактивных цепочек, возникающих при делении, оканчивается стабильным изотопом. Концентрация образовавшихся таким путем изотопов на 5—9 порядков ниже концентрации этих же изотопов, входящих в состав земного вещества с момента его формирования. Исключение составляют изотопы криптона и ксенона, количество которых, возникающее в результате спонтанного деления, лишь на 2—3 порядка меньше первичной концентрации этих газов.

Ядерные реакции в космических телах

Особый интерес представляют ядерные реакции в телах, не защищенных атмосферой, таких, как метеориты, Луна, астероиды и др. Продукты взаимодействия первичного космического излучения с веществом подобных тел, накапливаясь в них, несут в себе ценнейшую информацию об эволюции состава излучения за последние 4,5 млрд. лет, его источниках, а следовательно, позволяют расширить наши представления о строении и эволюции Вселенной.

Наиболее интенсивно протекают ядерные реакции в космических телах малых размеров — метеоритах. Неупругое взаимодействие быстрых и сверхбыстрых частиц космического излучения с атомными ядрами метеоритного вещества вызывает два основных типа реакций: простые ядерные реакции типа (p, xn) или $(p, xnpn)$

и реакции глубокого расщепления атомных ядер. В процессе глубокого расщепления образуется широкий спектр ядер-продуктов от ближайших к ядру-мишени до протонов и нейтронов.

Ядерные реакции приводят к накоплению в метеоритном веществе большого количества радиоактивных и стабильных продуктов. Общая концентрация радиоактивных изотопов в метеоритах оценивается в $n \cdot 10^{-7}$ г/г (в то время как концентрация U и Th имеет порядок 10^{-8} г/г). Активность отдельных изотопов в недавно выпавших метеоритах колеблется от 0,1 до $100 \cdot n$ расп/мин·кг. В метеоритах обнаружены: ^{32}P ($T_{1/2} = 14,3$ дня), ^{51}Cr (27,5 дня), ^{37}Ag (35,1 дня), ^{58}Co (72 дня), ^{56}Co (77,3 дня), ^{46}Sc (84,2 дня), ^{45}Ca (168 дней), ^{57}Co (267 дней), ^{54}Mn (300 дней), ^{49}V (330 дней), ^{55}Fe (2,60 года), ^{22}Na (2,62 года), ^{60}Co (5,26 года), ^3H (12,6 года), ^{44}Ti (~46 лет), ^{39}Ar (269 лет), ^{32}Si (~650 лет), ^{14}C (5745 лет), ^{59}Ni ($1 \cdot 10^5$ лет), ^{36}Cl ($2,6 \cdot 10^5$ лет), ^{26}Al ($7,4 \cdot 10^5$ лет), ^{53}Mn ($3,7 \cdot 10^6$ лет), ^{10}Be ($2,9 \cdot 10^6$ лет), ^{40}K ($1,48 \cdot 10^9$ лет).

Накопление стабильных изотопов привело к отличию изотопного состава многих элементов метеоритного вещества от земного. Изотопные отношения благородных газов в метеоритах отличаются от земных: для $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ — в 10 раз, для $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ — в 30 раз, $^3\text{He}/^4\text{He}$ — в $2,5 \cdot 10^5$ раз. Некоторые отклонения от состава земной атмосферы наблюдаются для изотопов Kr и Xe, например повышенное отношение $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$. Изотопный состав космогенного калия — $^{39}\text{K} : ^{40}\text{K} : ^{41}\text{K} = 0,7 : 0,67 : 1$, в то время как для земных пород это отношение соответственно равно $13,5 : 1,7 \times 10^{-3} : 1$. В железных метеоритах отношение изотопов $^{49}\text{Ti}/^{48}\text{Ti}$ превышает земные более чем в 100 раз, $^{50}\text{V}/^{51}\text{V}$ — до 10 раз.

Первое изучение лунных пород позволило обнаружить в веществе реголита радиоактивные изотопы ^{22}Na и ^{26}Al с активностью ~173 расп/мин·кг. Глубина их распространения не превышает 5 см. Концентрация инертных газов в реголите на несколько порядков превышала их концентрации в земных объектах и метеоритах. Изотопный состав газов занимает промежуточное положение между Землей и метеоритами:

	$^4\text{He}/^3\text{He}$	$^{40}\text{Ar} : ^{36}\text{Ar} : ^{38}\text{Ar}$	$^{20}\text{Ne} : ^{22}\text{Ne} : ^{21}\text{Ne}$
Земля	$7,15 \cdot 10^6$	295,6 : 1 : 0,2	9,8 : 1 : 0,03
Луна	$\sim 2,4 \cdot 10^9$	1 : 1 : 0,2	12,5 : 1 : 0,03
Метеориты . . .	$\sim 3,8 \cdot 10^9$	$\sim 10^{-4} : 1 : 0,2$	$\sim 14 : 1 : 0,03$

§ 4. РАДИОАКТИВНОСТЬ АТМОСФЕРЫ

Радиоактивность атмосферы имеет три источника:

1. Поступление радиоактивных изотопов с поверхности земли.
2. Образование радиоактивных изотопов в атмосфере под действием природных ядерных реакций.
3. Радиоактивные изотопы, возникающие в атмосфере за счет искусственных ядерных реакций (ядерных взрывов).

1. Радиоактивные изотопы, поступающие в атмосферу с поверхности земли, представлены в основном изотопами радона и их продуктами распада. Радон находится в воздухе в виде свободных атомов и заметно не адсорбируется взвешенными частицами. Высота, на которую поднимается тот или иной изотоп радона в атмосфере, определяется продолжительностью его жизни.

Приведем изменение концентрации изотопов радона (в отн. %) с высотой, по Прибшу:

Содержание радона							
Высота, м	0,01	1	10	100	1000	7000	
(²²² Rn)	100	95	87	60	38	7	
Содержание торона							
Высота, м	0	5	10	25	50	100	
(²²⁰ Rn)	100	70	50	20	5	0,5	

Содержание радона в атмосфере зависит от его поступления с поверхности земли и климатических факторов.

Концентрация радона в приземном слое воздуха над сушей много больше, чем над океаном:

	Концентрация, кюри/л
Радон в почвенном воздухе	$2 \cdot 10^{-10}$
Радон в атмосферном воздухе над сушей	$1,2 \cdot 10^{-13}$
Радон в атмосферном воздухе над океаном вблизи берегов	$1 \cdot 10^{-14}$
Радон в атмосферном воздухе вдали от берегов	$1 \cdot 10^{-15}$
Торон в атмосферном воздухе над сушей	$7 \cdot 10^{-14}$

Несмотря на то что в земной коре отношение активностей урана и тория примерно одинаково, отношение активностей их продуктов распада — радона и торона — в атмосфере резко отличается. Так, отношение активностей торона к радону в приземном воздухе Подмосквья равно 0,04.

Над участками рудных скоплений урана и радия концентрация радона в нижних слоях атмосферы сильно возрастает. На узколокальных участках рудопроявлений концентрация радона в атмосфере растет не пропорционально его концентрации в почвенном воздухе. Благодаря воздушным течениям происходит значительное перемешивание воздуха над активными и неактивными зонами, что сглаживает участки аномальных концентраций радона над рудопроявлениями.

Направление ветра также влияет на концентрацию радона в воздухе. Так, в предгорьях ветер, дующий с гор, т. е. от обнажений горных пород, содержит в несколько раз больше радона, чем ветер, дующий с равнины. Влиянию климата подвержено и выделение радона из почвы в атмосферу. В жаркую и сухую погоду отмечается максимальное выделение радона, в холодную и влажную — минимальное. В районах земного шара, имеющих снежный покров, выделение радона в атмосферу в зимний период резко со-

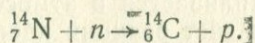
кращается. Торон практически полностью распадается в слое снега и не попадает зимой в атмосферу.

Помимо самих изотопов радона (эманаций) в атмосфере содержится значительное количество их продуктов распада. Это тяжелые металлы, изотопы Pb, Bi, Po, Tl. Они легко адсорбируются на аэрозолях. Исследования показали, что RaB, RaC, ThB полностью входят в состав аэрозолей, RaA — на 80%, атомы ThC свободны. В приземном слое воздуха не наблюдается равновесия между радонам и его продуктами распада. RaA, RaB и RaC находятся между собой в состоянии, близком к радиоактивному равновесию. Суммарная их активность в атмосферных осадках колеблется в широких пределах: от 0,1 до $9,0 \cdot 10^{-8}$ *кюри/л*. Наиболее устойчив в атмосфере самый долгоживущий продукт распада радона — RaD. Его средняя активность для северного полушария составляет около $8,5 \cdot 10^{-18}$ *кюри/м³*. У поверхности земли и в тропосфере отношения RaD/Rn и Po/RaD меньше, чем на больших высотах. В тропосфере значительная часть RaD теряется за счет вымывания, диффузии и осаднения и наблюдается его дефицит по отношению к радону. В стратосфере, напротив, отмечен избыток RaD по отношению к более короткоживущему радону, концентрация которого уменьшается за счет распада.

Содержание радиоактивных элементов, поступающих в атмосферу с частицами пыли, изучено мало. Есть данные, что содержание урана в атмосферных осадках составляет $2-3 \cdot 10^{-8}$ *г/л* при сумме растворенных солей $20-30$ *мг/л*.

В областях с влажным климатом в дождевых водах содержание урана имеет значение $n \cdot 10^{-8}$ *г/л*. В областях с сухим и жарким климатом в атмосфере находится много пыли. Осадки, выпадающие в таких районах после периода засухи, заметно богаче ураном, чем осадки других районов. Количество урана в них достигает $5 \cdot 10^{-7}-2 \cdot 10^{-6}$ *г/л*, а максимум минерализации составляет $200-500$ *мг/л*. Атмосфера над большими промышленными городами резко обогащена ураном (до $1-2 \cdot 10^{-6}$ *г/л*), а также другими тяжелыми элементами.

2. Радиоактивные изотопы, возникающие в атмосфере под действием природных ядерных реакций, содержатся в ней в очень небольшом количестве. ^{14}C — наиболее распространенный изотоп из этой группы. Он образуется в атмосфере главным образом при взаимодействии медленных нейтронов с ядрами азота по реакции



Другие реакции образования ^{14}C вносят незначительный вклад в общее его количество. Скорость образования радиоуглерода около 2 *ат/см²·сек*. Максимальное его количество образуется на высоте около 1600 *км*. Длительность пребывания в атмосфере около $2-2,5$ лет. Вновь образовавшийся ^{14}C в течение нескольких часов окисляется кислородом воздуха до CO_2 и смешивается с нерадио-

активной двуокисью углерода. Двуокись углерода, меченная ^{14}C , захватывается образующимися в морской воде карбонатами и растениями при фотосинтезе. Равновесное количество ^{14}C на земле равно примерно 60 т. Содержание естественного ^{14}C в современной древесине составляет около $1 \cdot 10^{-10}\%$. Удельная активность углерода биосферы оценивается примерно в 14 *расп/мин·г*.

^{14}C β -активен и с периодом полураспада 5670 лет превращается в ^{14}N , испуская β -частицы с энергией 0,155 *мэв*. В связи с этим земные образования древнее 50 тыс. лет не содержат ^{14}C .

^3H (Т) — тритий образуется в верхних слоях атмосферы при взаимодействии нейтронов с ядрами азота, а также при расщеплении ядер азота и кислорода нуклонами высоких энергий. Основное количество трития возникает в атмосфере по реакции $^{14}\text{N}(n, t)^{12}\text{C}$ при энергии нейтронов свыше 4,4 *мэв*.

Расчеты показывают, что только 3—5% нейтронов атмосферы участвуют в образовании трития. Скорость его образования 0,1—1,2 *ат/см²·сек*. Максимальное количество трития возникает на высоте 10 км над поверхностью земли за счет нейтронов с энергиями 15—20 *мэв*. По минимальным подсчетам общий запас трития на планете равен 1800 г. Из них 11 г остается в атмосфере, 13 г попадает в подземные воды, остальное количество собирается в океане.

Возникающий в атмосфере тритий быстро входит в молекулу воды, образуя НТО, и с атмосферными осадками выпадает на земную поверхность. 99% трития участвуют в круговороте воды, лишь около 1% находится в составе молекулярного водорода НТ и метана CH_3T . Среднее время пребывания трития в атмосфере два года.

Отношение трития к водороду имеет порядок 10^{-18} . Поэтому обычно концентрацию трития выражают в относительных «трибиевых единицах». (т. е.): 1 т. е. = 10^{-18} . Так, концентрация трития в стратосфере 10 т. е., в тропосфере — 0,1—80 т. е. Концентрация в молекулярном водороде на уровне океана до 1954 г. составляла 3500 т. е., в атмосферном метане — 870 т. е. Ядерные испытания нарушили естественный баланс трития в атмосфере. Его концентрация более чем на порядок стала превышать концентрацию до начала ядерных испытаний.

Период полураспада трития 12,26 года. Путем β -распада с энергией частиц 0,02 *мэв* он превращается в стабильный изотоп гелия ^3He . Гелий-3 накапливается в атмосфере не только за счет распада трития, но и за счет реакций ядерного расщепления.

Изотопы бериллия — ^7Be и ^{10}Be образуются в атмосфере при расщеплении ядер азота и кислорода нуклонами высоких энергий. Скорость образования обоих изотопов близка и составляет 4,3 *ат/см²·мин* для ^7Be и 4,9 *ат/см²·мин* для ^{10}Be . До 70% радиоактивного бериллия образуется в атмосфере. В виде молекул BeO или $\text{Be}(\text{OH})_2$ он адсорбируется частицами аэрозолей и вместе с атмосферными осадками выпадает на земную поверхность. В дож-

девой воде ${}^7\text{Be}$ обнаружен в количестве $6 \cdot 10^5$ ат/г, в снеге — $4,3 \cdot 10^3$ ат/см³, в атмосферном воздухе — $2,4 \cdot 10^3$ ат/см³. Максимальная активность ${}^7\text{Be}$ в атмосфере 10^{-17} кюри/л. Общее равновесное количество ${}^7\text{Be}$ оценивают всего в 35 г. Общее количество ${}^{10}\text{Be}$ на Земле около 800 т.

89% ${}^7\text{Be}$ распадается путем К-захвата, 11% — путем позитронного распада. С периодом полураспада 53,6 дня он превращается в ${}^7\text{Li}$. ${}^{10}\text{Be}$ — более долгоживущий. Его период полураспада равен 2,5 млн. лет. Путем β -распада он превращается в ${}^{10}\text{B}$. Энергия β -излучения 0,5555 мэв.

Изотопы ${}^{22}\text{Na}$, ${}^{32}\text{Si}$, ${}^{32}\text{P}$, ${}^{33}\text{P}$, ${}^{35}\text{S}$, ${}^{36}\text{Cl}$, ${}^{39}\text{Cl}$, ${}^{37}\text{Ar}$, ${}^{41}\text{Ar}$ образуются при расщеплении ядер аргона протонами высоких энергий. Скорость образования изотопов ${}^{32}\text{P}$, ${}^{33}\text{P}$, ${}^{35}\text{S}$ оценивается в $1-2 \cdot 10^4$ ат/см² в год. Скорость образования ${}^{32}\text{Si}$ примерно в 5 раз меньше, а ${}^{22}\text{Na}$ — в 10 раз меньше. На один атом радиоактивного кремния-32 приходится $1,5 \cdot 10^{16}$ атомов стабильного кремния.

3. Изотопы, возникающие в атмосфере в результате искусственных ядер реакций, вносят заметный вклад в ее радиоактивность (подробнее см. § 7 данной главы).

Радиоактивные изотопы любого происхождения могут удаляться из атмосферы вследствие радиоактивного распада, гравитационного, электрического и диффузного осаждения аэрозолей, фильтрации аэрозолей при обтекании воздухом препятствий (лес, возвышенности), захвата радиоактивных веществ облачными элементами (конденсация) и удаления с дождями на землю, вымывания аэрозолей падающими частицами атмосферных осадков. Все эти пути самоочищения атмосферы переводят аэрозоли в океан и на поверхность суши.

§ 5. РАДИОАКТИВНОСТЬ ГИДРОСФЕРЫ

Океанические воды

Основным источником радиоактивности океана является литосфера и в небольшой степени — атмосфера. Радиоактивные изотопы поступают в океан в растворенном и взвешенном состояниях с речным и береговым стоком, выщелачиваются из пород, слагающих дно океанов и морей, частично добавляются с материалом подводных вулканических извержений. Из атмосферы радиоэлементы поступают в незначительном количестве главным образом с атмосферными осадками. Это в основном продукты распада радона и продукты ядерных реакций. Среднее содержание основных радиоактивных изотопов в водах Мирового океана указано в табл. 8. Из таблицы видно, что первое место по распространенности в океанической воде занимает ${}^{40}\text{K}$, затем ${}^{87}\text{Rb}$ и ${}^{238}\text{U}$. Естественная радиоактивность океана обусловлена главным образом ${}^{40}\text{K}$.

Удельная активность ^{40}K в океанической воде в 100 раз больше удельной активности изотопов уранового и ториевого рядов и в 50 раз больше удельной активности ^{87}Rb .

Таблица 8

Концентрация радиоактивных изотопов в воде
Мирового океана

Изотоп	Название	Средняя концентрация, г/л (по Ф. Ф. Косци и Дж. Н. Рошольду, 1962)	Время пребывания в растворе, годы (по Мейсону, 1971)
^{40}K	калий-40	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^7$
^{87}Rb	рубидий-87	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^5$
^{238}U	уран-I	$3 \cdot 10^{-6}$	$5,7 \cdot 10^5$
^{232}Th	торий	$1 \cdot 10^{-8}$	$3,5 \cdot 10^2$
^{200}Bi	висмут	$2 \cdot 10^{-7}$	—
^{235}U	актиноуран	$2,2 \cdot 10^{-8}$	—
^{234}U	уран-II	$1,8 \cdot 10^{-10}$	—
^{226}Ra	радий	$1 \cdot 10^{-13}$	—
^{230}Th	ионий	$(3-5) \cdot 10^{-13}$	—
^{231}Pa	протактиний	$5 \cdot 10^{-14}$	—
^{222}Rn	радон	$6 \cdot 10^{-19}$	—
^{228}Th	радиоторий	$7 \cdot 10^{-18}$	—
^{14}C	радиоуглерод	$(0,1-1) \cdot 10^{-13}$	—
^3H	тритий	$(0,7-5) \cdot 10^{-16}$	—

Содержание урана в океанической воде, по данным различных исследователей, колеблется в пределах $0,2-4,0 \cdot 10^{-6}$ г/л. Изменение концентрации урана по площади и глубине связано с морскими течениями, возможно, в некоторой степени с перемещением планктона, захватывающего часть урана из воды. По данным И. Мияке и других (1970), в сухом веществе океанического планктона содержится от $1,0 \cdot 10^{-7}$ до $7,8 \cdot 10^{-7}$ г/г урана.

Вблизи континентов часто наблюдаются резкие колебания концентраций урана под влиянием речного стока. Это влияние заметно только в том случае, если существует разница концентраций урана в речной и морской водах. Например, в Балтийское море поступают очень слабо минерализованные речные воды с низкими концентрациями урана ($n \cdot 10^{-7}-5 \cdot 10^{-8}$ г/л). Это приводит как к опреснению морской воды, так и к снижению в ней концентрации урана. В воде Черного моря не происходит уменьшение концентрации урана вблизи впадения крупных рек, так как концентрация урана в водах Дуная, Днепра и Дона близка к концентрации ее в морской воде. Содержание ^{235}U в океанической воде составляет 0,7% общей концентрации урана, что является величиной, постоянной для земного вещества.

Концентрация тория в воде океанов значительно ниже концентрации урана и находится в пределах $0,1-7,9 \cdot 10^{-9}$ г/л (по данным различных исследователей).

Отношение Th/U в океанической воде на два порядка ниже этого отношения в горных породах и составляет сотые доли единицы. Основная часть тория в воде океана находится в растворенном состоянии. Только 10—20% общего его количества связано с тонкой взвесью. В прибрежных водах доля тория, связанного со взвесью, возрастает до 90%. Помимо долгоживущих радиоактивных изотопов в океанической воде присутствуют все продукты распада урана и тория. Концентрация продуктов распада не соответствует радиоактивному равновесию.

Удобно принять величину отношения между членами одного семейства в условиях радиоактивного равновесия за единицу. Такое выражение отношений вполне оправдано физически. Действительно, в случае равновесия активность материнского изотопа (число распадов в единицу времени) равна активности дочернего изотопа. Обычно анализ радиоактивных изотопов проводят по их активности. Одинаковая активность двух соседних членов ряда будет соответствовать равновесию, т. е. отношение активностей в этом случае будет равно единице.

Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в океанической воде колеблется в пределах 1,1—1,2 (в равновесных единицах или в единицах активности). В среднем оно равно 1,15. Таким образом, преобладает дочерний изотоп.

Отношения иония к урану ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) составляет 0,02—0,05 от равновесного значения, т. е. существует резкий дефицит иония.

Содержание радия в воде океанических бассейнов, по мнению Е. Рона и Х. Юри, составляет лишь 16% от равновесной с ураном концентрации. По данным различных авторов, в воде океанов и морей содержится от $3 \cdot 10^{-15}$ до $3 \cdot 10^{-11}$ г/л радия. По данным Р. Эванса, концентрация радия в океанической воде повышается с глубиной. Так, от поверхности до глубины 1300 м концентрация радия изменяется от $0,4 \cdot 10^{-15}$ до $2,9 \cdot 10^{-15}$ г/л.

Продукты распада тория присутствуют в океанической воде также в неравновесных концентрациях. Все исследователи отмечают преобладание дочернего изотопа ^{228}Th (RaTh) по сравнению с равновесными концентрациями. Отношение $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ колеблется в широких пределах: от 1,2 до 36 в единицах активности. Основной причиной преобладания ^{228}Th над ^{232}Th является резкое преобладание ^{228}Ra (MsThI) в морской воде по сравнению с другими членами семейства тория. Отношение $^{228}\text{Ra}/^{232}\text{Th}$ достигает 600 в единицах активности (или равновесных единицах). Отношение $^{228}\text{Ra}/^{228}\text{Th}$ находится в пределах 0,5—5 в единицах активности. ^{228}Th является непосредственным продуктом распада ^{228}Ra и накапливается из него в океанической воде в избытке по отношению к равновесной с ^{232}Th концентрацией.

Основную массу радиоактивных изотопов, поступающих в океан из атмосферы, составляют продукты атмосферных ядерных реакций и продукты распада радона. Среди последних одно из основных мест занимает ^{210}Pb (RaD). Его активность в океанической воде невелика: 0,1—0,2 *расп/мин·л*. Количество ^{210}Pb , попадающего в океаническую воду с атмосферными осадками, более чем в 10 раз превышает количество ^{210}Pb , образующегося из растворенного в воде радия.

Скорость поступления в океан продуктов ядерных реакций из атмосферы много больше скорости их образования в толще воды. Так, скорость образования трития в атмосфере 0,1—1,3 *ат/см²·сек*, в литосфере — 10^{-3} *ат/см²·сек*, а в гидросфере — всего 10^{-6} *ат/см²·сек*.

Отношение Т/Н в океанической воде до начала термоядерных испытаний (1954 г.) составляло $1 \cdot 10^{-18}$ (1 т. е.). В результате выпадения искусственно образованного трития его концентрация в воде океанов возросла почти вдвое. Скорость поступления трития в воды океана 0,6 *ат/см²·сек* (Виноградов, Девириц, Добкина, 1968). В океанической воде также присутствуют ничтожные следы других продуктов ядерных реакций, в частности ^{14}C , ^{10}Be , ^{36}Cl , ^{32}S , которые увлекаются на дно взвешенными частицами.

Континентальные воды

Поверхностные воды. В воде рек и озер содержатся практически те же радиоактивные элементы, которые отмечены в воде океанов. Их концентрации для поверхностных (табл. 9) континен-

Таблица 9

Среднее содержание естественных радиоактивных изотопов и изотопные отношения в континентальных водах

Изотопы и их отношения	Содержание изотопов в водах	
	поверхностных	подземных
^{238}U	10^{-8} — 10^{-4} г/л	$1 \cdot 10^{-8}$ —2 г/л
^{232}Th	10^{-8} — 10^{-7} г/л	—
^{226}Ra	10^{-12} — 10^{-14} г/л	$n \cdot 10^{-12}$ — $n \cdot 10^{-9}$ г/л
^{222}Rn	0, n — n эман	0, n —100 000 эман
^{40}K	$3 \cdot 10^{-7}$ г/л	до $2 \cdot 10^{-3}$ г/л
^{87}Rb	$0,6 \cdot 10^{-6}$ г/л	до $1 \cdot 10^{-2}$ г/л
$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	~0,1	0,1
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	1,1—1,3	1—74
$^{230}\text{Th}(\text{Io})/^{238}\text{U}$	~0,1	~0,05
$^{228}\text{Th}(\text{RaTh})/^{232}\text{Th}$	0,9—2	~3

тальных вод отличаются большим разнообразием. Содержание урана в речной воде варьирует от $n \cdot 10^{-8}$ до $n \cdot 10^{-5}$ г/л, в озерной — от $n \cdot 10^{-8}$ до $n \cdot 10^{-4}$ г/л. На концентрацию урана в озерах сильно

влияет речной сток, осаждение с донными илами, а также выщелачивание из пород с повышенной концентрацией урана. Распределение концентрации урана в водах малых рек от верховьев к устью также зависит от концентрации урана в окружающих породах и может служить поисковым признаком урановых месторождений.

Для районов с нормальной концентрацией урана в породах очень большое влияние на содержание урана в поверхностных водах оказывает климат. В водах гумидных областей, характеризующихся большим количеством атмосферных осадков, концентрация урана наиболее низкая, в водах жарких и засушливых аридных областей — наиболее высокая. Для Советского Союза эти значения увеличиваются с севера на юг, особенно для вод мелких рек и озер. Даже в водах крупных рек, проходящих через различные климатические зоны, это влияние достаточно заметно. В Днепре и Доне содержание урана меняется с севера на юг от $n \cdot 10^{-7}$ до $n \cdot 10^{-6}$ г/л. В истоках Сырдарьи и Амударьи, вблизи ледников, содержание урана равно $n \cdot 10^{-7}$ г/л, в среднем течении оно поднимается до $3 \cdot 10^{-6}$, а в нижнем течении, проходящем через зону сухих степей и пустынь, достигает $1 \cdot 10^{-5}$ г/л. Содержание ^{235}U составляет 0,7% от общей концентрации урана.

Содержание тория в речных водах изучено слабо. По данным различных авторов, оно находится в пределах $n \cdot 10^{-8}$ — $n \cdot 10^{-7}$ г/л. Отношение тория к урану в поверхностных континентальных водах обычно меньше единицы и чаще не превышает 0,1. Исключение составляют истоки ручьев, дренирующих породы с высоким (больше 10) торий-урановым отношением. Самые высокие отношения, зафиксированные в таких водах, достигают 3. По мере удаления от области выщелачивания содержание тория в речной воде и отношение Th/U быстро снижаются. Так, для одного из ручьев Северного Урала, берущего начало у подножья массива гранитоидов с высоким торий-урановым отношением, содержание тория уменьшается по мере удаления от истоков на протяжении первого километра от $2 \cdot 10^{-7}$ до $0,6 \cdot 10^{-7}$ г/л, а отношение Th/U — от 2,8 до 0,2.

Значительная доля урана и тория, переносимых реками, перемещается с тонкой взвесью. Исследования показали, что реки умеренной климатической зоны могут переносить с тонкой взвесью глинистых минералов до 90% урана и, видимо, тория.

Продукты распада урана и тория содержатся в поверхностных континентальных водах в количествах, не соответствующих радиоактивному равновесию с материнскими изотопами. Уран-234, как правило, преобладает над равновесной с ураном-238 концентрацией. Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обычно находится в пределах 1,1—1,3 в единицах активности. В небольших горных речках иногда отмечается увеличение концентрации ^{234}U , и отношение изотопов урана превышает 2.

Содержание иония в поверхностных водах находится в пределах 10^{-12} — 10^{-15} г/л. Как правило, оно меньше равновесной с ураном концентрации. Отношение $^{230}\text{Th}(\text{Io})/^{238}\text{U}$ изменяется от 0,0009 до 0,5 в единицах активности.

Содержание радия колеблется в пределах 10^{-12} — 10^{-14} г/л. Среднее значение принимают равным $1 \cdot 10^{-13}$ г/л. Только в районах урановых месторождений поверхностные воды имеют более высокие концентрации радия — до 10^{-11} г/л. Отношение Ra/U подвержено сильным колебаниям. В истоках ручьев, питающихся водами выщелачивания, это отношение обычно превышает равновесное иногда в несколько раз за счет более интенсивного выщелачивания радия по сравнению с ураном. По мере удаления от истоков отношение падает в связи с интенсивной сорбцией радия.

Содержание радона в поверхностных водах равно долям или первым единицам эмана (10^{-10} кюри/л). Лишь в отдельных случаях концентрация радона в поверхностных водах может возрастать до сотни эман. Это характерно для мелких рек в местах выхода подземных вод, обогащенных радоном. Среди продуктов распада тория основная активность приходится на долю мезотория I (^{228}Ra). Его отношение к торию в равновесных единицах всегда больше 1.

Отношение дочернего изотопа тория (^{232}Th) к материнскому (^{232}Th) для поверхностных вод колеблется от 0,9 до 35 в единицах активности (равновесных единицах). Обычно отношение $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ находится в пределах 0,9—2,0.

Обычная питьевая вода содержит $3 \cdot 10^{-7}$ г/л ^{40}K , что соответствует активности $2 \cdot 10^{-12}$ мккюри/л. ^{40}K может составлять от 5 до 50% природной β -активности пресной воды.

Концентрация ^{87}Rb в поверхностных водах составляет $\sim 0,6 \cdot 10^{-6}$ г/л.

Помимо урана, тория, их продуктов распада, калия и рубидия в речной воде, как и в океанической, содержатся ничтожные концентрации продуктов атмосферных ядерных реакций. Так, содержание ^{14}C соответствует активности $2,1 \cdot 10^{-13}$ мккюри/л. Содержание других изотопов значительно ниже, $\text{T}/\text{H} \approx 10$ т. е.

Основная радиоактивность поверхностных вод обусловлена радоном.

Подземные воды. Радиоактивность подземных вод наиболее хорошо изучена в отношении урана. По данным А. И. Германова (1962), содержание урана в подземных водах варьирует в широких пределах: от $1 \cdot 10^{-8}$ до 2 г/л. Наиболее высокие концентрации обнаружены в кислых рудничных водах. В нижней части подземной гидросферы преобладают восстановительные условия. Воды характеризуются низким значением окислительно-восстановительного потенциала (от -50 до -400 мв), часто содержат углеводородные газы, органическое вещество. Для этих вод характерны низкие концентрации урана: $1 \cdot 10^{-8}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ г/л. Низкие концентрации урана в подобном типе вод отмечены даже тогда, когда воды соприкасаются с урановыми рудами. Надо отметить, что в этом слу-

чае в них содержатся аномально высокие концентрации радия и радона.

В водах с положительным значением окислительно-восстановительного потенциала, даже при ничтожно малых концентрациях O_2 , содержание урана выше ($1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ г/л). На участках урановой минерализации оно может достигать $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}$ г/л.

В геотектонически мобильных зонах вследствие более интенсивного водообмена древние рассольные воды вытесняются пресными инфильтрационными, смешиваются с ними. Для вод таких областей характерна большая пестрота концентраций урана: $2 \cdot 10^{-8}$ — $1 \cdot 10^{-4}$ г/л. Здесь также сказывается влияние среды.

Влияние температуры подземных вод на концентрацию урана в них не однозначно: с одной стороны, повышение температуры воды увеличивает количество урана, выщелачиваемого и растворяемого из пород; с другой — более горячие воды являются часто более глубинными, находятся в более восстановительных условиях, чем менее горячие.

В верхней части гидросферы континентальных массивов, в зоне активного водообмена, преобладает окислительная обстановка. Выщелачивание и миграция урана происходят наиболее интенсивно. Разница между концентрациями урана безрудных зон и зон урановой минерализации проявляется наиболее резко. На этих водах, так же как и на поверхностных, сказывается влияние климата. Содержание урана в водах зоны активного водообмена для районов влажного климата значительно ниже, чем в водах засушливых районов. Это проявляется и в горных районах с вертикальной климатической зональностью.

По данным А. И. Германова (1962), в водах зоны активного водообмена, приуроченных к породам с кларковым содержанием урана, содержание урана возрастает для европейской части СССР с северо-запада на юго-восток от $n \cdot 10^{-7}$ до $n \cdot 10^{-5}$ г/л, а иногда и выше.

Значительно меньше изучены продукты распада урана в подземных водах.

Цифры по изотопному составу урана подземных вод достаточно разрознены. Для большинства подземных вод, вскрытых скважинами или выходящих на поверхность, были отмечены отношения $^{234}U/^{238}U$, превышающие равновесное. Обычно эти отношения находятся в пределах 1—2 (в единицах активности, или равновесных единицах). Более высокие значения этого отношения отмечаются для пластовых вод осадочных пород (до 3,5) и особенно для трещинных вод гранитоидов (до 6,5). Среднее значение для вод осадочных пород, по В. В. Чердынцеву, близко к 2, а для вод изверженных пород — к 3—3,5. Воды, омывающие урановые руды, нередко содержат изотопы урана в отношении, близком к равновесному. Аналогичные отношения изотопов урана были отмечены В. М. Купцовым и В. В. Чердынцевым в фумаролах и горячих источниках Камчатки.

Содержание иония в подземных водах изучено слабо. Немногочисленные данные по ионию показывают, что во всех без исключения пробах отмечается резкий его дефицит по сравнению с равновесным ураном. Среднее значение, по имеющимся данным, близко к 0,05 в равновесных единицах.

Значительно больше изучено содержание радия в подземных водах. Радий в подземных водах хорошо коррелируется с общей минерализацией вод. Наиболее низкие концентрации радия отмечены в слабоминерализованных холодных водах ($n \cdot 10^{-12}$ — $n \cdot 10^{-13}$ г/л). В высокоминерализованных водах концентрация радия в некоторых случаях достигает $n \cdot 10^{-9}$ г/л. В таких водах концентрацию радия в значительной степени определяет их химический состав. В минерализованных водах осадочных пород высокие концентрации радия ($n \cdot 10^{-11}$ — $n \cdot 10^{-9}$ г/л) отмечаются только для хлоридно-натриево-кальциевых вод. В сульфатных, гидрокарбонатных и чистых хлоридно-натриевых водах концентрация радия находится в пределах $n \cdot 10^{-12}$ — $n \cdot 10^{-13}$ г/л.

По данным А. Н. Токарева и А. В. Щербакова, повышенные концентрации радия (порядка $n \cdot 10^{-11}$ г/л) нередко отмечаются в углекислых гидрокарбонатно-кальциевых водах, связанных с кислыми магматическими породами. В слабоминерализованных холодных и термальных неуглекислых водах гранитных массивов содержание радия обычно не превышает $1 \cdot 10^{-12}$ — $2 \cdot 10^{-12}$ г/л. Самые высокие концентрации радия за пределами урановых месторождений встречаются в осадочных породах закрытых структур и часто приурочены к нефтяным и газовым месторождениям. Это пластовые или пластово-трещинные воды, имеющие региональное распространение и отличающиеся застойным или слабоподвижным режимом. По химическому составу они относятся к бессульфатным рассолам хлоридно-натриево-кальциевого типа, обычно с очень высокой минерализацией, повышенным содержанием Ва, Вг, I,

Таблица 10

Содержание урана и радия (г/л) в пластовых водах нефтяных месторождений (по Ф. А. Алексею, В. И. Ермакову, В. А. Филонову, 1958)

Изотоп	Зап. Туркмения	Эмба	Предуралье
^{238}U	$1,75 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-8}$
^{226}Ra	$6,15 \cdot 10^{-10}$	$7,92 \cdot 10^{-10}$	$5,35 \cdot 10^{-10}$
^{226}Ra в ед. равновесного урана	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$

H_2S , CH_4 , тяжелых углеводородов и других газов. Содержание урана в этих водах намного (в 1000—100 000 раз) ниже равновесного с радием ($n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-8}$ г/л (табл. 10).

Содержание радона равно равновесной с радием величине или ниже ее. Помимо основного изотопа радия в этих водах содержатся повышенные концентрации других, более короткоживущих его изотопов: мезотория I (^{228}Ra) и тория X (^{224}Ra). Они являются продуктами распада тория и находятся в этих водах в очень высоких по сравнению с торием концентрациях. В качестве примера можно привести данные по содержанию продуктов распада урана и тория в пластовых водах Ухтинского нефтяного месторождения (табл. 11). Из таблицы видно, что изотопы радия преобладают в этих водах над другими продуктами распада.

Таблица 11
Содержание радиоэлементов в пластовых водах
Ухтинского нефтяного месторождения

Изотопы	^{226}Ra , 10^{-10} г/л	^{222}Rn , 10^{-10} кюри/л	^{228}Ra (MsThI)		^{228}Th (RaTh)		^{232}Th , 10^{-7} г/л
			10^{-12} г/л	10^{-3} г/л равн. Th	10^{-13} г/л	10^{-3} г/л равн. Th	
Концентрация	74,8	13,5	22,0	57,0	1,54	1,43	28,6

Очень мало данных по содержанию тория в подземных водах. Полученные к настоящему времени цифры находятся в пределах $1 \cdot 10^{-8} - 2 \cdot 10^{-5}$ г/л. Отношение Th/U в подземных водах так же, как и в поверхностных, обычно ниже единицы. ^{228}Th (радиоторий) чаще преобладает над материнским изотопом. В некоторых случаях отношение $^{228}Th/^{232}Th$ может достигать высоких значений (до 35).

Для большинства подземных вод характерно присутствие радона. Он довольно свободно мигрирует по трещинам горных пород, растворяется в природных водах и увлекается нередко на значительные расстояния от места своего образования. В большинстве случаев радон содержится в водах в количествах, во много раз превышающих то, которое соответствует радиоактивному равновесию с растворенным в воде радием.

Повышенные концентрации радона наблюдаются в условиях повышенной раздробленности пород (в зонах тектонических нарушений). Трещиноватость увеличивает свободную поверхность пород и выход из них радона. Помимо этого причиной повышенных концентраций радона могут быть высокие содержания радия в породах. Это может быть первичный радий урановых минералов или вторичный, переотложенный на стенках трещин в результате сорбции.

Для пород с нормальным рассеянным содержанием урана и радия содержание радона зависит от петрографического состава

пород. В водах осадочных, метаморфических и основных магматических пород оно колеблется, по А. Н. Токареву и А. В. Щербакову (1956), в пределах 20—50 *эман.* Для всех кислых магматических и метаморфических пород концентрация радона может достигать 100—300 *эман.*

В водах, контактирующих с породами, адсорбированными радий, концентрация радона может быть более 1000 *эман.* В водах урановых месторождений концентрация радона достигает десятков тысяч *эман.* Концентрация радиоэлементов атмосферного происхождения в подземных водах меньше, чем в поверхностных. Для глубинных вод концентрация короткоживущих радиоактивных изотопов практически равна нулю. Так, присутствие трития в подземных водах является признаком связи этих вод с атмосферными.

§ 6. РАДИОАКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Основная часть радиоактивных изотопов, сохранившихся на Земле, обладает слабой радиоактивностью за счет либо очень большого периода полураспада, либо малой энергии излучения.

В сумме общей радиоактивности Земли основную роль в настоящий момент играют ^{40}K , ^{87}Rb , ^{232}Th с продуктами распада, ^{238}U с продуктами распада. ^{238}U и ^{232}Th без продуктов распада вносят сравнительно небольшой вклад в общую активность земного вещества.

Приведем данные по радиоактивности, которую создают отдельные природные радиоактивные изотопы в 100 г вещества земной коры:

изотоп	мккюри на 100 г
$^{40}_{19}\text{K}$	$2,7 \cdot 10^{-8}$
$^{87}_{37}\text{Rb}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$
$^{232}_{90}\text{Th}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
$^{238}_{92}\text{U}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
$^{150}_{60}\text{Nd}$	$8,9 \cdot 10^{-6}$
$^{235}_{92}\text{U}$	$4,6 \cdot 10^{-6}$
$^{147}_{62}\text{Sm} + ^{152}_{62}\text{Sm}$	$8,1 \cdot 10^{-7}$
$^{176}_{71}\text{Lu}$	$2,4 \cdot 10^{-7}$
$^{138}_{57}\text{La}$	$4,2 \cdot 10^{-8}$
$^{124}_{50}\text{Sn}$	$9,8 \cdot 10^{-11}$
$^{187}_{75}\text{Re}$	$3,04 \cdot 10^{-11}$
$^{130}_{52}\text{Te}$	$7,1 \cdot 10^{-19}$

Рубидий-87 обладает сравнительно низкой энергией γ -квантов. В связи с этим при регистрации жесткого γ -излучения на поверхности земли около 98% всей γ -активности оказывается обусловленной только калием-40 и продуктами распада урана и тория. По под-

счетам ряда авторов, немногим более 40% регистрируемого γ -излучения нормальных почв приходится на ^{40}K , несколько меньше — на семейство тория и около 20% — на семейство урана.

Таблица 12

Содержание радиоактивных изотопов (в весовых %) в горных породах (пересчет сделан на основе данных А. П. Виноградова)

Изотопы	Каменные метаситы (хондриты)	Ультраосновные породы (дунигиты, перидотиты)	Основные породы (габбро и др.)	Средние породы (диориты, андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты)	Осадочные породы (глины и сланцы)	Среднее содержание в земной коре (2 ч. кислых, 1 ч. основных)
^{40}K	$1 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
^{87}Rb	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$0,6 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$
^{232}Th	$4 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
^{238}U	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$

Содержание основных радиоактивных изотопов в различных типах пород и земной коре в целом приведено в табл. 12. Данные таблицы показывают, что наиболее распространенные радиоактивные изотопы накапливаются в ряду изверженных пород от ультраосновных к кислым. В ходе фракционной кристаллизации они обогащают остаточные расплавы. Среди осадочных пород наиболее высокие содержания U, Th, K и Rb отмечены в глинах. (Более подробно распределение радиоактивных элементов в земной коре см. в гл. III.)

Продукты распада урана и тория обладают небольшой продолжительностью жизни по сравнению с возрастом основной части пород, слагающих литосферу. В целом для литосферы можно принять, что члены радиоактивных семейств территориально связаны с материнскими изотопами и самостоятельного вклада в изменение радиоактивности литосферы не вносят. Однако существуют достаточно обширные участки и зоны, главным образом на границе раздела литосферы и гидросферы, где равновесие между ураном, торием и их продуктами распада нарушено.

Наиболее обширной зоной такого типа является дно океана. В верхней части океанических илов повсеместно отмечается резкое преобладание иония (^{230}Th) над равновесной с ураном концентрацией. Их отношение достигает 10 в единицах активности. Точно так же протактиний (^{231}Pa) преобладает над концентрациями, равновесными с ураном-235.

Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в верхней части илов и в молодых коралловых известняках равно в среднем 1,15 в единицах активности, что соответствует этой величине для морской воды.

В континентальных биогенных осадках (низинный торф, ил и т. д.) также отсутствует радиоактивное равновесие между членами семейства урана. В подавляющем большинстве случаев было

отмечено обогащение этих осадков ураном по сравнению с ионием и часто — радием. Отношения U/Io или U/Ra в несколько раз превышают равновесные. Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ больше 1 в единицах активности.

В поверхностной части пород, подвергающихся действию агентов выветривания, равновесие нарушено в противоположную сторону: нередко наблюдается дефицит урана по отношению к ионию и ^{234}U по отношению к ^{238}U .

Отсутствие радиоактивного равновесия для семейств ^{238}U и ^{235}U было обнаружено в молодых вулканических породах В. М. Купцовым и В. В. Чердынцевым. Они наблюдали дефицит иония по отношению к равновесной с ураном концентрации и дефицит протактиния по отношению к ^{235}U . Продукты ядерных реакций обнаружены только в самом верхнем слое литосферы.

§ 7. РАДИОАКТИВНОСТЬ БИОСФЕРЫ

Радиоактивные элементы, как и все другие элементы, присутствуют в веществе живых организмов. Их концентрации и отношение между собой сильно отличаются от соответствующих величин в горных породах и почвах. Одни элементы лучше усваиваются организмами, для других существует более высокий биологический барьер. Таким образом, распределение элементов в живых организмах определяется, с одной стороны, их усвояемостью, с другой — распределением этих элементов в среде, питающей организм.

Концентрации радиоактивных изотопов в целом для биосферы и для отдельных групп организмов, по данным различных авторов, приведены в табл. 13.

Таблица 13

Средние содержания (%) радиоактивных изотопов в организмах

Объект исследования	Изотопы				Авторы
	^{40}K	^{87}Rb	^{238}U	^{226}Ra	
Живое вещество . . .	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$< 1 \cdot 10^{-6}$	10^{-12}	Виноградов, 1954 Малога, 1963
Зола растений . . .	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-11}$	

Самые высокие концентрации в организмах имеют рубидий-87 и калий-40. Калий — биогенный элемент. Его концентрация в золе большинства растений превышает 10%, иногда достигая 50—60%. Радиоактивный изотоп ^{40}K соответственно составляет 0,0118% от концентрации суммы изотопов калия. Концентрация рубидия в жи-

вых организмах также достаточно высока. Почти третью часть общей концентрации рубидия составляет радиоактивный изотоп.

Биогеохимия элементов, все изотопы которых являются радиоактивными, лучше всего изучена для растений. Основные исследования в этом направлении были проведены В. И. Вернадским, К. Г. Кунашевой, Б. К. Бруновским, В. И. Барановым. Они обнаружили, что растения поглощают радий лучше других радиоактивных элементов. Концентрация радия в растениях, выращенных в жидкой питающей среде, может в 100—500 раз превышать концентрацию в питающем растворе. Поглощение радия растениями имеет предел, который определяется также наличием биологического барьера. Концентрация радия в расчете на живое вещество может достигать $2 \cdot 10^{-6}$ % в корнях и $5 \cdot 10^{-9}$ % в воздушных частях растений. Концентрация радия в золе растений обычно выше, чем в почве, на которой выросло растение. Отношение концентрации изотопа в золе растения к концентрации в почве нередко называют коэффициентом биологического поглощения. Для радия эта величина обычно больше единицы.

Хотя уран более подвижен в почвах, чем радий, он накапливается в растениях значительно хуже. При нормальных содержаниях урана в почвах ($n \cdot 10^{-4}$ %) его содержание в золе растений обычно равно $1-5 \cdot 10^{-5}$ %. Таким образом, коэффициент биологического поглощения урана значительно меньше единицы. Даже в пределах урановых месторождений, где концентрация урана в почвах достигает $n \cdot 10^{-2}$ и даже $n \cdot 10^{-1}$ %, концентрация урана в золе растений равна 10^{-4} %. Только в отдельных случаях она достигает $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-2}$ %. При повышении концентрации урана в почвах наблюдается повышение его концентрации в золе растений. Это увеличение непропорционально содержанию в почве, но качественно может служить для целей биогеохимических методов поисков (более подробно см. гл. IX).

Особый интерес представляет комплексное распределение радиоактивных изотопов в среде и обитающих в ней организмах. Так, В. В. Ковальский и И. Е. Воротницкая показали, что в водных организмах оз. Иссык-Куль содержание урана закономерно падает при увеличении длины пищевой цепи в последовательности: харовые водоросли (до $4 \cdot 10^{-3}$ %) — планктон ($2,2 \cdot 10^{-4}$ %) — бентосные организмы ($0,1-4,8 \cdot 10^{-4}$ %) — рыбы ($1 \cdot 10^{-5}$ %) в расчете на сухое вещество. Содержание урана в воде озера было равно $3 \cdot 10^{-6}$ %, а в илах — $0,3-4,3 \cdot 10^{-3}$ %.

Уран в морских организмах изучен значительно хуже. По данным И. Мияке (1970), его содержание в сухом веществе водорослей варьирует от $0,04 \cdot 10^{-4}$ до $2,35 \cdot 10^{-4}$ % при содержании в океанической воде около $3,5 \cdot 10^{-7}$ % ($3,5 \cdot 10^{-6}$ г/л). В различных видах океанического планктона содержится $n \cdot 10^{-5}$ % урана в расчете на сухое вещество. Содержание урана в фитопланктоне несколько выше ($6,9 \pm 1,0 \cdot 10^{-5}$ %), чем в зоопланктоне ($2,6 \pm 0,9 \cdot 10^{-5}$ %). Таким образом, в сухом веществе водорослей и

планктона происходит концентрирование урана. Отношение изотопов урана в морских организмах и морской воде практически одинаково.

Поглощение тория растениями изучено недостаточно. Имеющиеся данные для наземных растений показывают, что концентрация тория в золе порядка 10^{-6} г/г, а в отделимых случаях на почва с повышенным содержанием тория может достигать $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-3}$ г/г. Можно предположить, что характер поглощения тория сходен с характером поглощения урана.

Способность растений более охотно поглощать изотопы радия по сравнению с изотопами тория и урана приводит к резкому нарушению в них радиоактивного равновесия. Во всех случаях наблюдается сдвиг равновесия в сторону радия. Опыты показали, что в растениях, выращенных на почве или в питательной среде с равновесным отношением радия к урану, радий будет более чем в 100 раз преобладать над концентрацией, соответствующей равновесию с ураном.

Имеются данные, указывающие на концентрирование ^{210}Po и ^{210}Pb (RaD) в растительных и животных организмах. При этом дозы излучения, создаваемые этими изотопами, сравнимы с дозами, создаваемыми ураном, торием и радием, а иногда даже выше их.

Во всех живых организмах присутствуют также тритий и углерод-14. Распределение радиоактивных изотопов в теле человека и животных изучено значительно хуже, чем в растениях. Так, в теле человека на долю ^{40}K приходится примерно $4 \cdot 10^7$ распадов в секунду, на долю ^{14}C — 3000, а на долю трития — всего 3 распада в секунду.

Концентрация радиоактивных элементов в мертвом органическом веществе колеблется в значительных пределах. Нередко наблюдаются повышенные концентрации урана, а иногда радия и тория в некоторых образованиях (битумах, углях, торфах и т. д.). Содержание урана в них местами достигает рудных концентраций. Повышенные концентрации радиоэлементов, как и других микроэлементов, в каустобиолитах имеют вторичное, эпигенетическое происхождение.

§ 8. ИСКУССТВЕННЫЕ РАДИОАКТИВНЫЕ ИЗОТОПЫ В ПРИРОДЕ

После открытия способов получения внутриядерной энергии и использования ее в качестве оружия и в мирных целях во внешней среде стали накапливаться радиоактивные продукты ядерного деления. Эти продукты в большом количестве поступали в атмосферу в результате испытания ядерных устройств, попадали в гидросферу за счет атмосферных выпадений, а также за счет сброса радиоактивных отходов атомной промышленности, загрязняли литосферу как в результате осаждения радиоактивных изотопов,

так и при захоронении радиоактивных отходов. После подписания Московского пакта о прекращении атмосферных испытаний поступление активных продуктов в атмосферу несколько снизилось, но опасность радиоактивного загрязнения внешней среды по-прежнему очень серьезна.

При атмосферных ядерных взрывах основная масса загрязнений попадает в стратосферу. В результате атмосферных процессов (вертикальных перемещений и циркуляции воздушных масс) радиоактивные вещества поступают из стратосферы в нижние слои атмосферы — тропосферу. Выпадение из тропосферы может происходить как за счет вымывания их осадками («мокрое выпадение»), так и путем гравитационного осаждения взвешенных частиц («сухое выпадение»).

При взрывах малой мощности или взрывах, близких к земной поверхности, происходит загрязнение только тропосферы.

Подземные ядерные взрывы сопровождаются часто выбросом грунта; подводные — выбросом воды и водяного пара. Радиоактивная часть продуктов взрыва состоит из осколков деления, радиоактивных изотопов, образовавшихся при взаимодействии нейтронов с материалом конструкции и окружающей среды, а также из остатков делящегося материала ядерного устройства.

Раскаленные продукты ядерного взрыва, попавшие в атмосферу, остывая, конденсируются в виде маленьких капелек, которые затвердевают и образуют мелкие частицы — аэрозоли. Их диаметр порядка 4—20 мк. Основная часть радиоактивных изотопов в этих частицах — осколки деления. Состав смеси осколков зависит от вида деления и изменяется со временем, прошедшим после деления. Соотношение между ними колеблется в широких пределах. Среди продуктов атмосферных ядерных взрывов наиболее обычны радиоактивные изотопы Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Tc, Ru, Rh, Te, I, Xe, Kr, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Pm, W и т. д.

Помимо радиоактивных аэрозолей в атмосфере значительно увеличилась концентрация газообразных радиоактивных веществ. Среди них первое место занимают тритий и радиоуглерод ^{14}C в форме CO_2 . Так, к 1963 г. удельная активность искусственного ^{14}C на 40% превышала активность естественного ^{14}C атмосферы. Между 1963 и 1964 гг. она возросла до 110%. После прекращения основной массы ядерных испытаний активность ^{14}C постепенно снижалась и к 1974 г. превышение должно составить 37%, несмотря на то что из стратосферы в тропосферу переходят все новые порции ^{14}C , компенсируя часть, перешедшую в океан и биосферу.

Резкое возрастание количества трития в атмосфере (до сотен и тысяч единиц трития в атмосферных осадках) началось в ноябре — декабре 1961 г., после первого термоядерного взрыва. В осадках южного полушария количество трития значительно меньше. В 1962—1963 гг. оно составляло 15 т. е.

В результате ядерных испытаний к концу 1963 г. количество ^{90}Sr на земной поверхности достигло 7,6 мегакюри, в атмосфере —

4,4 мегакюри. Выпадение трития в 1962—1963 гг. составило 44—96 кг. Радиоактивные выпадения вызвали заметное повышение γ -активности земной поверхности. В качестве примера можно привести результаты γ -спектральных измерений земной поверхности, проведенных американскими исследователями в 1962—1964 гг. Средняя γ -активность поверхности почв за счет естественных радиоактивных элементов составляла 7 мкр/час (5—9 мкр/час). Искусственные радиоактивные изотопы, попавшие на почву в результате атмосферных выпадений, создавали до 1963 г. дозу мощности 3—4 мкр/час. К 1964 г. эта величина достигла 4—6 мкр/час, а затем снизилась до 1 мкр/час. При этом основной вклад в общее γ -излучение стал вносить долгоживущий изотоп ^{137}Cs . До конца 1963 г. 60—80% мощности дозы создавали ^{95}Zr и ^{95}Nb .

Среднее время пребывания радиоактивных продуктов ядерных взрывов в стратосфере зависит от свойств радиоактивного изотопа, размера аэрозольных частиц, времени, прошедшего после взрыва, мощности и географического положения места взрыва, закономерностей движения воздушных масс.

В целом, среднее время пребывания радиоактивных изотопов в атмосфере северного полушария меньше, чем в атмосфере южного. Так, для ^{90}Sr время нахождения в стратосфере северного полушария составляет 1—2 года, южного — 3—8 лет. Для ^{137}Cs эти цифры равны 1,5 — для северного полушария и 2,4 года — для южного; для ^{185}W — соответственно 0,6 и 1,3 года. Следовательно, очищение атмосферы в северном полушарии происходит быстрее, чем в южном. Отмечают связь между размерами аэрозольных частиц и распределением в них тех или иных продуктов ядерных взрывов. Например, наиболее крупные аэрозольные частицы обогащены ^{95}Zr , ^{141}Ce , ^{181}W , ^{185}W , ^{91}Y . Они оседают сравнительно быстро, поэтому время пребывания этих изотопов в атмосфере почти в два раза меньше, чем время пребывания ^{90}Sr и ^{137}Cs , обогащающих легкие частицы. Период нахождения ^{131}I , ^{140}Ba , ^{144}Ce , ^{103}Ru , ^{106}Ru оценивается как промежуточный.

Количество радиоактивных выпадений во многом зависит от географического положения места взрыва. Установлено, что при взрывах в приполярных и средних широтах большая часть продуктов деления выпадает в пределах того полушария, где произошел взрыв. При взрывах в приэкваториальной зоне более трети продуктов проникает в другое полушарие.

В связи с тем что большая часть испытаний проводилась в северном полушарии, выпадение ^{90}Sr в его пределах в несколько раз (до 10) больше, чем в южном полушарии.

Из стратосферы радиоактивные аэрозоли попадают в нижние слои атмосферы — тропосферу. Попавшие в тропосферу радиоактивные продукты переносятся по ней вдоль параллели. Они могут несколько раз обойти земной шар, прежде чем тропосфера очистится от загрязнений.

Например, после ядерного взрыва в Китае 14 мая 1965 г. над Токио трижды наблюдалось прохождение радиоактивного облака. Продукты деления прошли полный путь вокруг земного шара на широте Токио за 22 дня. Вычисления показали, что скорость движения облака была 57,6 км/час. Считают, что время пребывания радиоактивных аэрозолей в тропосфере 1—2 месяца. Очистка тропосферы происходит в основном за счет вымывания осадками. Поэтому максимум выпадений в северном полушарии приходится на весенне-летние месяцы. Наибольшей удельной активностью характеризуются не очень обильные осадки (4—5 мм/сут). Снег обладает лучшей вымывающей способностью, чем дождь, т. е. активность осадков зависит от времени их контакта с атмосферой.

Осадки вымывают радиоактивные аэрозоли с размером частиц больше 1 мк. Самые мельчайшие частицы долгое время остаются во взвешенном состоянии и в период между испытаниями медленно оседают на земную поверхность путем «сухого выпадения». Запыленность воздуха, лесной покров увеличивают скорость оседания аэрозолей из приземного слоя атмосферы. Наилучшей «фильтрующей» способностью обладают хвойные леса. Аэрозоли, осевшие на поверхность растений, попадают в почву вместе с отмершими частями растений. Основная часть радиоактивных изотопов попадает на поверхность земли с атмосферными осадками. При этом наибольшую опасность представляют долгоживущие изотопы ^{90}Sr и ^{137}Cs . Долго сохраняясь в почве, они легко захватываются растениями и по пищевым цепочкам попадают в организмы животных и человека.

По данным многих авторов, содержание ^{90}Sr в различных точках земной поверхности подвержено значительным колебаниям и составляет величину от 2 до 25 мккюри/км². 75—85% ^{90}Sr содержится в верхнем 5-сантиметровом слое почвы. В зависимости от типа почв бóльшая или меньшая доля ^{90}Sr , осевшего на земную поверхность, проникает в более глубокие слои почвы. Так, в песчаных почвах значительные количества ^{90}Sr обнаруживаются на глубине 30—45 см.

^{137}Cs обладает меньшей миграционной способностью по сравнению с ^{90}Sr . В большинстве типов почв отношение $^{137}\text{Cs}/^{90}\text{Sr}$ убывает с глубиной. Этим же обусловливается меньший вынос ^{137}Cs в реки по сравнению со ^{90}Sr . Так, для Японии ежегодное вымывание цезия-137 в реки составляет 0,05—0,23%, а стронция-90 — 1—5% от общего количества, поглощенного почвой.

Глинистые минералы, торф, фосфориты являются хорошими сорбентами для ^{90}Sr . Осколочные продукты, смытые с поверхности почв в реки, переносятся в моря и океаны. Концентрация продуктов ядерных выпадений в реках колеблется в широких пределах. Например, активность ^{90}Sr в реках европейской части СССР в 1962 г. колебалась от $0,1 \cdot 10^{-12}$ до $4,3 \cdot 10^{-12}$ кюри/л. Удельная активность ^{90}Sr в океанической воде за 1954—1959 гг. составляла $(0,5 \div 0,6) \cdot 10^{-12}$ кюри/л, ^{137}Cs — до $0,097 \cdot 10^{-12}$ кюри/л, у берегов

Японии — до $0,15 \cdot 10^{-12}$ кюри/л. Все попавшие в океан растворимые продукты ядерных взрывов остаются в воде, нерастворимые — оседают на дно со взвешенными частицами.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Ф. А., Ермаков В. И., Филонов В. А. К вопросу о содержании радиоэлементов в водах нефтяных месторождений. «Геохимия», 1958, № 7.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И. Современное содержание трития в природных водах. «Геохимия», 1968, № 10.
- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И. Концентрация ^{14}C в тропосфере в 1953—1971 гг. «Геохимия», 1972, № 2.
- Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., «Мир», 1965.
- Гайсинский М. Н. Ядерная химия и ее приложения. М., ИЛ, 1961.
- Глесстон С. Атом, атомное ядро, атомная энергия. М., ИЛ, 1961.
- Горбачев В. М., Замятин Ю. С., Лбвов А. А. Основные характеристики изотопов тяжелых элементов (справочник). М., Атомиздат, 1970.
- Горгинов Г. В. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М., Атомиздат, 1966.
- Ковальский В. В. и др. Урановые биогеохимические пищевые цепи в условиях Исык-Кульской котловины. «Тр. биогеохим. лаборатории ГЕОХИ АН СССР», 1968, вып. 12.
- Коган Р. М., Назаров И. М., Фридман М. Д. Основы гамма-спектрокопии природных сред. М., Атомиздат, 1969.
- Лаврухина А. К. Ядерные реакции в космических телах. М., «Наука», 1972.
- Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971.
- Николаев Д. С., Лазарев К. Ф., Гращенко С. М. Концентрация изотопов тория в водах Азовского моря. ДАН СССР, 1961, т. 38, № 3.
- Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Павлоцкая Ф. И., Тюрюканова Э. Б., Баранов В. И. Глобальное распределение радиоактивного стронция по земной поверхности. М., «Наука», 1970.
- Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М., «Наука», 1970.
- Радиоактивные выпадения от ядерных взрывов. М., «Мир», 1968.
- Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М., Атомиздат, 1965.
- Смирнов Л. Е., Кононова Л. Н. Содержание урана в атмосферных аэрозолях. «Геохимия», 1966, № 9.
- Современные представления о Луне. М., «Наука», 1972.
- Справочник по ядерной физике. Под ред. Л. А. Арцимовича. М., Физматиздат, 1963.
- Старик И. Е. и др. Концентрация изотопов тория в водах Черного моря. ДАН СССР, 1959, т. 129, № 4.
- Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Христианов В. К., Корчуганов Б. Н. О содержании радона в водах Верхней Волги. «Геохимия», 1971, № 4.
- Чердынцев В. В. Уран-234. М., Атомиздат, 1969.
- Шуколюков Ю. А. Деление ядер урана в природе. М., Атомиздат, 1970.
- Шуколюков Ю. А., Левский Л. К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М., Атомиздат, 1972.
- Ядерная геофизика. М., «Мир», 1964.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Начиная с висмута все элементы периодической системы радиоактивны. Период полураспада ^{209}Bi очень велик, так что пока он не представляет интерес в радиогеологии. Полоний, астат, радон, франций, радий, актиний и протактиний являются продуктами радиоактивного распада урана и тория. Их содержание в природных образованиях мало. Особенно мало содержание астата и франция, которые в радиогеологии совсем не используются. Уран и торий — наиболее распространенные и широко используемые радиоактивные элементы. Следующие за ураном нептуний и плутоний содержатся в земном веществе в следовых количествах. Остальные радиоактивные изотопы, встречающиеся в природе, имеют стабильных аналогов и в основном повторяют их геохимию.

§ 1. СЕМЕЙСТВО АКТИНОИДОВ

Значительная группа радиоактивных элементов, встречающихся на Земле, входит в семейство актиноидов. Это актиний, торий, протактиний, уран, нептуний и плутоний. Их химические свойства имеют много общего. Семейство актиноидов «5f-элементов» — более тяжелый аналог семейства лантаноидов — «4f-элементов». Изучение структуры электронных оболочек актиноидов показало, что при переходе от более легких элементов к более тяжелым у них не появляются новые электронные уровни, а происходит дорастройка более глубоко расположенной 5f-подоболочки. Подобно этому в семействе лантаноидов происходит застройка 4f-подоболочки (табл. 14).

Таблица 14
Схема строения электронных оболочек актиноидов

Название оболочек	№ номер оболочек	Элементы					
		Th	Pa	U	Np	Pu	Am
Q	7	2	2	2	2	2	2
P	6	10	9	9	8	8	8
O	5	18	20	21	23	24	25
N	4	32	32	32	32	32	32
M	3	18	18	18	18	18	18
L	2	8	8	8	8	8	8
K	1	2	2	2	2	2	2

В связи с тем что происходит заполнение внутренней оболочки, последняя оказывает определенное экранирующее воздействие на притяжение внешних электронов ядром, и радиусы ионов актиноидов очень слабо отличаются при переходе от одного элемента к другому. Наблюдается так называемое «актиноидное сжатие», аналогичное «лантаноидному сжатию» (табл. 15).

Таблица 15
Величины ионных радиусов
актиноидов (по Захариасену)

Элемент]	Валентность			
	3+	4+	5+	6+
Ac	1,11	—	—	—
Th	(1,08)	0,99	—	—
Pa	(1,05)	0,96	0,90	—
U	1,03	0,93	0,87	0,83

элементами переходных групп: Ac — с элементами группы IIIa (Sc, Y, La), Th — с элементами группы IVa (Ti, Zr, Hf), Pa — с элементами группы Va (V, Nb, Ta) и уран — с элементами группы VIa (Cr, Mo, W).

До открытия трансурановых элементов (Np, Pu и др.) не возникало сомнений в принадлежности актиноидов к указанным выше группам. Только после открытия нептуния обнаружили, что он по химическим свойствам напоминает уран и совершенно не похож на рений, непосредственно под которым в периодической системе расположен нептуний. Сходство актиноидов с элементами своих подгрупп уменьшается от актиния к урану и для трансурановых элементов не наблюдается совсем.

§ 2. АКТИНИЙ

Актиний — первый член семейства актиноидов и аналог лантана. По своим химическим свойствам он чрезвычайно близок к редкоземельным элементам. Актиний в соединениях сильно электроположителен и проявляет себя исключительно как трехвалентный элемент. Ионный радиус Ac^{3+} 1,10 Å, радиус иона La^{3+} — 1,06 Å. Небольшое различие радиусов ионов, аналогичная электронная структура по типу инертных газов и одинаковый заряд определяют близость химических свойств актиния и лантана. Все химические соединения актиния изоструктурны с соответствующими соединениями лантана. Для актиния, подобно лантану, характерны нерастворимые в воде фторид, гидроокись, оксалат, карбонат, фосфат.

Актиний имеет самые крупные размеры из трехзарядных ионов и поэтому обладает более основными свойствами, чем лантан. Катион Ac^{3+} сильнее адсорбируется, чем La^{3+} . Гидроокись $\text{Ac}(\text{OH})_3$ более растворима, чем $\text{La}(\text{OH})_3$. При действии паров воды на галогениды лантана происходит полный гидролиз с образованием гидроокиси, в то время как при гидролизе галогенидов актиния образуются оксигалогениды (например, AcOCl).

Наиболее долгоживущий изотоп актиния — $^{227}_{89}\text{Ac}$ — продукт распада урана-235. Обладая сравнительно небольшой продолжительностью жизни ($T_{1/2} = 21,6$ года), он является постоянным спутником урана. Весовые концентрации его очень малы: на 1 т чистой урановой смоляной руды приходится 0,15 мг ^{227}Ac . Геохимия актиния практически не изучена ввиду его низкого содержания в природных образованиях. Можно предположить, что отделенный от материнского продукта — протактиния актиний будет вести себя подобно лантану. Самостоятельные микроконцентрации, не связанные с протактинием, актиний может образовывать только в самых молодых геохимических объектах или объектах, претерпевающих изменения в настоящее время.

Убедительных данных по этому вопросу пока нет. Существуют лишь отрывочные сведения о существовании неравновесных отношений актиния и протактиния в некоторых гипергенных и гидротермальных минералах (в частности, в молибденитах).

§ 3. ТОРИЙ

Химические свойства

Торий, подобно лантану, по своим свойствам близок, с одной стороны, к другим актиноидам, с другой — к элементам своей подгруппы в периодической системе (Ti, Zr, Hf). Аналогично другим членам семейства актиноидов торий имеет несомненное сходство с лантаноидами.

В природных соединениях торию свойственно одно валентное состояние — четыре. В лабораторных условиях получены соединения тория с валентностью II и III.

Близость радиусов Th^{4+} и U^{4+} и одинаковый заряд ионов делает их весьма сходными в химическом отношении и обуславливает их совместное нахождение в минералах и породах.

По своим кристаллохимическим свойствам торий очень близок к редкоземельным элементам цериевой группы и изоморфно входит в решетки всех их минералов. Изоморфизм тория и циркония проявляется значительно слабее.

Основные соединения тория

Двуокись тория ThO_2 — одно из важнейших его соединений. Она жаропрочна и труднорастворима. Температура плавления 3220° . Растворимость зависит от термической обработки. Прокаленная при температуре не выше 600° ThO_2 сравнительно легко

растворяется в кислотах; прокаливание при более высоких температурах резко снижает растворимость (0,6 мг/л в 1 н. HNO_3 ; 0,5 мг/л в 1 н. HCl и 2 мг/л в 1 н. H_2SO_4). Практически не взаимодействует с щелочами и карбонатами щелочных металлов.

Гидроокись тория осаждается в интервале рН 3,5—3,6. Растворима в кислотах и нерастворима в щелочах. Энергично поглощает углекислоту, образуя оксикарбонат ThOCO_3 .

Галогениды тория, за исключением ThF_4 , летучи при повышенных температурах. Фторид тория очень слабо растворим в воде (0,17 мг/л). Хлорид, бромид и йодид хорошо растворимы в воде и сильно гидролизуются. Под действием паров воды все галогениды тория гидролизуются с образованием оксигалогенидов (ThOCl_2 , ThOBr_2).

Сульфат тория ThSO_4 существует как в безводной форме, так и в форме кристаллогидратов. Растворимость кристаллогидратов сульфата тория в воде ниже растворимости редких земель цериевой группы.

Нитрат тория образует несколько кристаллогидратов и является наиболее растворимой солью тория (65,6%).

Фосфаты тория малорастворимы в воде и кислотах. Молибдаты и хроматы тория практически нерастворимы в воде, но растворяются в кислотах.

Оксалат тория слабо растворим в воде (0,07 мг/л ThO_2) и несколько лучше — в кислотах.

Соли тория в растворе сильно гидролизуются, поэтому их водные растворы имеют кислую реакцию. Некоторые исследователи предполагают, что при этом образуются комплексные ионы типа $\text{Th}(\text{OH})_2^{2+}$ или $\text{Th}[(\text{OH})_3\text{Th}]_n^{n+4}$. Гидролизуемость соединений тория меньше, чем титана и циркония.

Крупный высокозаряженный ион Th^{4+} проявляет сильную тенденцию к образованию комплексных соединений. Торий образует семейства комплексов с анионами многих солей: карбонатами, сульфатами, сульфитами, нитратами, фторидами, хлоридами, хлоратами, броматами, йодатами, оксалатами, тратратами, цитратами, салицилатами и др. Комплексы с более слабыми кислотами более прочные. Значительный интерес представляют внутрикомплексные соединения тория с органическими веществами (аминополикарбоновыми кислотами, кетонами и др.).

Комплексообразование играет огромную роль как в химии, так и в геохимии тория. Особое значение имеют растворимые сульфатные, гуматные, карбонатные, фторидные комплексные соединения (например, $[\text{Th}(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2]^{6-}$, $[\text{ThF}_5]^-$, $[\text{ThF}_6]^{2-}$ и др.).

Минералы тория

В природе известно более ста ториевых и торийсодержащих минералов. Во всех минералах торий является четырехвалентным катионом и имеет координационное число 8. Торий — типично ли-

тофильный элемент. Для него характерно высокое сродство к кислороду, поэтому он встречается исключительно в кислородных соединениях (окислах, силикатах, фосфатах, карбонатах, фторкарбонатах). В природе не известны сульфиды, селениды, галогениды тория.

Характерна постоянная изоморфная и парагенетическая связь тория с редкоземельными элементами, особенно цериевого ряда, а также с четырехвалентным ураном. Число собственных минералов тория незначительно.

Торианит $(Th, U)O_2$ содержит 45—93% ThO_2 , изоморфен с уранинитом, образуя с ним сложные переходные разности. Обычно включает изоморфную примесь элементов цериевой группы (до 13%).

Цериевая разновидность минерала — церианит $CeThO_2$ (около 5% ThO_2).

Торит $ThSiO_4$ содержит от 50 до 77% ThO_2 . Обычно имеет примесь урана, редкоземельных элементов цериевой группы, железа. Разновидностями торита являются ураноторит и ферриторит, различающиеся по концентрации урана и железа. Торит с большим содержанием воды называют оранжитом. Морфологическая разность торита (моноклинная) — хуттонит.

Водный силикат тория — торогуммит (от 18 до 50% тория). Он изоструктурен с торитом, является продуктом его изменения.

Чералит $(Th, Ca, Ce)(PO_4, SiO_4)$ содержит до 32% ThO_2 и 4% U_3O_8 . Чералит рассматривают в качестве промежуточного члена ряда $(ThSiO_4)$ (торит) — $CePO_4$ (монацит).

Монацит — важнейший промышленный торийсодержащий минерал. Он содержит обычно 2,5—12% (до 28%) ThO_2 и десятые доли процента UO_2 . Иногда встречаются практически бесторийные и безурановые монациты.

Значительные содержания тория (до 13%) наблюдаются в сложных окислах титана, тантала, ниобия (пирохлор, эшинит, абсит, эвксенит, самарскит и др.).

Торий в магматическом процессе

Поведение тория в магматическом процессе во многом определяется его литофильным характером, сравнительно низким содержанием и ассоциацией с более распространенными редкоземельными элементами. Торий не замещает изоморфно ни один из петрогенных элементов в породообразующих минералах и накапливается в остаточных расплавах. Эта закономерность хорошо поддерживается как для пород Земли в целом, так и для отдельных магматических очагов. Среднее содержание тория в основных типах магматических пород приведено в табл. 16.

Отмечается общее возрастание концентрации тория от ультраосновных пород к кислым. Ультраосновные породы, которые, по представлению А. П. Виноградова, являются остатками после выплавления базальтов, наиболее обеднены торием.

Содержание тория в основных типах изверженных горных пород

Тип пород	Среднее содержание тория, $г/т$	Авторы
Хондриты	0,01—0,09	Виноградов, 1959 Макдональд, 1961 Taylor, 1964
Возможный материал верхней мантии	0,2	Engel et al., 1965
Эклогиты	0,1—0,2	Heier, 1963; Heier, Carter, 1964
Дуниты	0,001—0,005	Виноградов, 1962; Heier, Rogers, 1963; Heier, Caster, 1964
Толентовые базальты океанических областей	0,05—0,87	Heier et al., 1963, 1964
Базальты с повышенным содержанием глинозема	0,45—1,1	Те же
Щелочные оливиновые базальты океанических областей	2,1—5,5	Larsen, Gottfried, 1960; Heier et al., 1964
Траппы и долериты континентальных областей	1,4—2,4	Гоньшакова и др., 1966
Породы среднего состава	7	Виноградов, 1962
Граниты с высоким содержанием Са	8,5	Turekian, Wedepohl, 1961
Граниты с низким содержанием Са	18	Те же

Более щелочные разновидности базальтов обогащены торием. Граниты, богатые кальцием, содержат меньше тория, чем бедные кальцием граниты. В процессе дифференциации магматического расплава содержание тория может меняться более чем в 10 раз, увеличиваясь к кислым и щелочным дифференциатам. Так, для ультраосновных пород Кольского полуострова содержание тория меняется с увеличением щелочности пород от 0,4 $г/т$ в оливинитах до 10 $г/т$ в якупирангитах-уртитах. Для долеритов о. Тасмании более кислые разновидности обогащены торием (12,6 $г/т$) по сравнению с более основными (2,4 $г/т$). Увеличение концентрации тория наблюдается также в гранитоидах повышенной щелочности, причем нередко отмечается корреляция тория с натрием. Наиболее обогащены Th и TR породы, содержащие много летучих (Cl_2 , F_2 , H_2O). В процессе дифференциации магмы гранитного состава торий имеет тенденцию накапливаться в наиболее поздних, кислых дифференциатах.

Основные формы нахождения тория в изверженных породах сводятся к трем группам.

1. Собственные ториевые минералы.
2. Торийсодержащие акцессорные минералы, в которых торий изоморфно замещает преимущественно редкоземельные элементы,

а также Zr, возможно Ca (монацит, ортит, пирохлор, перовскит, лопарит, циркон, сфен, апатит и т. д.).

3. Торий, рассеянный в дефектах кристаллических решеток породообразующих минералов или сорбированный на поверхности минеральных зерен и стенках трещин.

Соотношение между отдельными формами меняется в значительных пределах в зависимости от условий кристаллизации магмы, содержания тория и редкоземельных элементов. Для пород основного состава преобладает рассеянная форма тория в породообразующих минералах. В кислых и щелочных породах доля рассеянной формы может составлять от 10 до 90%. В породах с высоким содержанием тория и редкоземельных элементов большая часть тория заключена в собственных и торийсодержащих акцессорных минералах. В эффузивных породах содержание тория в основной массе на 1—2 порядка выше, чем в фенокристаллах.

Магматические месторождения тория в настоящее время экономической ценности не представляют и не разрабатываются. Они характеризуются весьма низким содержанием тория и могут рассматриваться лишь как потенциальные источники тория. Такими месторождениями являются массивы гибридных и пегматоидных гранитов, щелочных сиенитов, щелочных ультраосновных пород, обогащенных торитом, монацитом, пирохлором, колумбитом, лопаригом, эвдиалитом и др.

Торий в постмагматических процессах

Пегматиты, связанные с гранитными и щелочными породами, обогащены торием нередко значительно больше, чем материнские породы. Гранитные пегматиты отличаются большим разнообразием ториевых, уран-ториевых и торийсодержащих минералов, особенно ниобо-тантало-титанатов. В нефелинсиенитовых пегматитах торий может концентрироваться в лопарите и ловчоррите.

Высоким содержанием тория нередко отличаются редкометалльные карбонатиты, в которых торий сосредоточен в пирохлоре, монаците, бастнезите, торите, торините. При благоприятных условиях торий может мигрировать из магматического очага в пневматолито-гидротермальную и гидротермальную стадии. Скорее всего перенос тория осуществляется в щелочной (натровой) карбонатной или фторкарбонатной среде в форме комплексных соединений.

При этом могут возникать жилные или контактово-метасоматические рудные концентрации с торитом, монацитом, торинитом, бастнезитом и др. Собственно пегматитовые торийсодержащие образования не являются промышленными. Пегматиты, претерпевшие позднейшую гидротермальную или метасоматическую переработку, иногда характеризуются более высокими содержаниями тория (и урана) и представляют экономический интерес.

Потенциальным источником тория могут быть редкометалльные карбонатиты, из которых торий может извлекаться попутно с нио-

бнем и редкими землями. Более богатыми и в настоящее время эксплуатируемыми являются гидротермальные месторождения тория, содержание ThO_2 в рудах которых превышает 1%.

В изверженных породах, пегматитах, щелочных метасоматитах и скарнах обычно наблюдается корреляция тория с ураном. Оба элемента входят в состав одних и тех же минералов. Подобная закономерность отмечается и для высокотемпературных гидротермальных (гипотермальных) образований. Понижение температуры гидротермальных растворов приводит к разделению путей миграции урана и тория. В мезо- и эпитеpmальных жилах и телах они редко встречаются в одних и тех же минералах. Иногда уран сопутствует торию в месторождениях подобного типа, но находится в резко подчиненной концентрации. Например, в мезотермальных торит-монацитовых рудах содержание тория достигает 1—5% при содержании урана 0,001—0,008%. С другой стороны, настурановые руды крупнейших урановых мезотермальных месторождений являются практически бесториевыми. Редкоземельные элементы сопутствуют торию.

Торий в гипергенных процессах

Геохимия тория в зоне гипергенеза изучена недостаточно. Известно, что при выветривании горных пород основная часть тория мигрирует с обломочным материалом и тонкими взвесями. Торий входит в состав минералов, устойчивых к химическому выветриванию, что приводит к образованию россыпей ториевых и торий-содержащих минералов. Россыпи монацита, торита, торинита, колумбита являются основными промышленными месторождениями тория.

Известны элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи, связанные обычно с латеритной и каолиновой корами выветривания мезокайнозойского возраста на гранитах, сиенитах, пегматитах, мигматитах, карбонатитах. Наиболее богаты по запасам аллювиальные и прибрежно-морские россыпи. Они встречаются во многих странах и являются основным источником тория. Среди них первое место по содержанию тория и запасам занимают прибрежно-морские монацитовые россыпные месторождения. Так, пляжевые прибрежные пески Бразилии на протяжении 1600 км содержат до 20% монацита, а прибрежные пески Индии — до 5%. Концентрация тория в индийских монацитах достигает 10%, в бразильских — 6%. Помимо монацита россыпи содержат ряд других экономически полезных минералов: цирков, рутил, ильменит, силлиманит.

Перенос тория природными водами в значительной степени связан с тонкими взвесями. Так, концентрация его в водах Азовского моря у берегов вблизи впадения рек достигает $2 \cdot 10^{-7}$ г/л, в центральной части — $4 \cdot 10^{-9}$ г/л, а в Черном море — $2,2 \cdot 10^{-9}$ г/л. Пример показывает, что в Азовском море количество растворенного тория по крайней мере на два порядка ниже количества тория,

связанного со взвесью. Та же закономерность наблюдается и в океанической воде, а также прослеживается в древних осадочных породах. Например, содержание тория в карбонатных породах Русской платформы резко повышается в эпохи морских трансгрессий и интенсивных поднятий Балтийского щита (рифей, кембрий, юра), причем основная часть тория сосредоточена в нерастворимом остатке. В глинах Русской платформы содержание тория примерно в 5 раз больше, чем в карбонатах ($1,1 \cdot 10^{-3}$ и $2,4 \cdot 10^{-4}\%$ соответственно).

Доказано, что некоторая часть тория мигрирует в виде истинных и коллоидных растворов. В природных водах, омывающих породы с большим содержанием тория, его концентрация резко повышается, достигая 10^{-6} — 10^{-5} , при фоновых значениях не больше 10^{-8} — 10^{-7} г/л.

Формы переноса тория мало изучены. Опыты с природными водами показали, что в подземных водах Средней Азии находится от 10 до 50% тория в виде истинных растворов. При этом основная часть тория связана в анионных комплексах. В результате исследования вод северных районов было найдено, что торий находится в них в составе не только анионных, но и катионных комплексных соединений. Скорее всего в водах аридного климатического пояса с высокими концентрациями карбонатных ионов в растворе торий может входить в состав растворимых комплексов: $\text{Th}(\text{CO}_3)_5^{6-}$ или двойных солей типа $\text{Na}_6[\text{Th}(\text{CO}_3)_5]$.

Карбонатные комплексы тория менее устойчивы к гидролизу, чем комплексы уранила. Поэтому повышенные концентрации тория в воде обнаруживаются лишь вблизи от места его выщелачивания из пород.

В кислых сульфатных водах с $\text{pH} \sim 4$ торий может существовать в растворе при концентрациях до $n \cdot 10^{-3}$ — $10^{-4} \frac{\text{г} \cdot \text{ион}}{\text{л}}$ в виде ThSO_4^{2+} или $\text{Th}(\text{SO}_4)_2^0$.

В гумидных районах растворенные в водах органические кислоты также могут давать с торием растворимые комплексные соединения и способствовать его миграции. В условиях зоны гипергенеза при отсутствии комплексообразователей и нормальной кислотности вод ($\text{pH} 5$ — 8) торий может мигрировать в ионной форме лишь при очень низких концентрациях, не превышающих $10^{-8} \frac{\text{г} \cdot \text{ион}}{\text{л}}$. Возможными формами переноса могут быть много-

ядерные комплексы типа $\text{Th}(\text{OH})^{3+}$, $\text{Th}(\text{OH})_2^{2+}$, $\text{Th}(\text{OH})_3^+$ и $\text{Th}(\text{OH})_4^0$. Сорбируясь на отрицательно заряженных коллоидах природных вод, гидроокись тория может мигрировать также и в форме псевдоколлоидов. Подтверждением существования растворимых соединений тория в природе могут служить повышенные концентрации его в растениях, произрастающих над ториеносными породами.

Отрицательно заряженные природные коллоиды, такие, как гидроокислы железа и марганца, глинистые минералы, благоприятны для сорбции гидроокиси тория. Длительное воздействие торийсодержащих вод на природные сорбенты может привести к возникновению эпигенетических концентраций тория. Известны красноцветные песчаники, в составе цеменита которых вместе с вторичным $\text{Fe}(\text{OH})_3$ находится от 0,001 до 0,1% тория. Часть тория связана с гидроокисью железа и не имеет собственных минеральных форм, часть представлена тонкодисперсным торитом и торогуммитом.

Нередко железные шляпы над пегматитами и жильными образованиями, латериты над карбонатными и щелочными породами сильно обогащены торием. Часть тория ассоциирует с лимонитом, часть представлена тонкодисперсным торитом и торогуммитом. Концентрации ThO_2 достигают 4% и могут иметь как первичное, так и вторичное происхождение.

При благоприятных условиях торий может накапливаться в органическом веществе. Радиоактивный углеводородный минерал тухолит может содержать до 48% ThO_2 на золу. Тухолит встречается в пегматитах, скарнах и гидротермальных жилах разных стран мира.

Известны повышенные содержания (до 0,5%) тория в углеводородном веществе, заполняющем кости ископаемых рыб.

Малая устойчивость растворимых соединений тория препятствует переносу значительных его концентраций, в связи с чем эпигенетические месторождения тория встречаются сравнительно редко.

Изотопы тория

В природе встречено 5 изотопов тория: два — в семействе урана, два — в семействе тория и один — в семействе актиноурана. Несмотря на общность их химических свойств, геохимическая судьба этих изотопов различна. Об этом можно судить по отношению изотопов, входящих в одно радиоактивное семейство. В семейство тория входят ^{232}Th и ^{228}Th (RaTh). В породах, не подвергающихся в настоящее время выщелачивающему действию природных вод, они находятся в радиоактивном равновесии. В большинстве природных вод ^{228}Th преобладает над ^{232}Th . Причиной этому служит преимущественное выщелачивание дочернего изотопа по сравнению с материнским, основанное на так называемом эффекте Сцилларда — Чалмерса (см. § 5 этой главы). Кроме того, между обоими изотопами тория находится один изотоп радия — ^{228}Ra (MsThI), который выщелачивается значительно легче, чем торий. Видимо, часть избыточного ^{228}Th могла накопиться в воде из ^{228}Ra .

В семействе урана находятся изотопы ^{234}Th (UX_1) и ^{230}Th (Io). В 80% исследованных природных вод было найдено преобладание UX_1 над Io. Отношение изотопов $^{234}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ почти в 10 раз превы-

шало равновесное. То же самое наблюдалось в вытяжках из урановых минералов. Видимо, такое различие также обусловлено эффектом Сцилларда — Чалмерса.

Концентрация иония в природных водах, как правило, меньше равновесной с ураном концентрации. В океанических илах наблюдается противоположный эффект: ионий преобладает за счет более быстрого осаждения на дно по сравнению с ураном.

В продуктах вулканических эксгальций уран преобладает над ионием. В молодых вулканических продуктах также отмечено преобладание урана. В более древних породах, не подвергавшихся воздействию вод за последние 0,5 млн. лет, ионий и уран находятся в радиоактивном равновесии.

§ 4. ПРОТАКТИНИЙ

Химические свойства

Протактиний является членом семейства актиноидов и по своим химическим свойствам весьма близок к элементам этого семейства. С другой стороны, он имеет много общего с элементами V подгруппы периодической системы (Ta, Nb). Некоторые свойства сближают его с Zr и Hf. Протактиний более электроположителен, чем тантал. Он не образует соединений, аналогичных танталам. Выделение Pa из природных соединений методом соосаждения показало, что тантал и титан являются для него значительно худшими соосадителями, чем Zr и Th.

В природных соединениях протактиний имеет одно валентное состояние — пять. В лабораторных условиях получен Pa (IV).

Протактиний относится к числу наиболее химически инертных элементов. Его соединения, как правило, плохо растворимы и легко подвергаются гидролизу.

Даже в сильнокислых растворах Pa⁵⁺ находится в виде гидролизированных форм. При очень низких концентрациях Pa в растворе, свойственных природным соединениям, продукты гидролиза быстро адсорбируются на коллоидных частицах других веществ, образуя псевдоколлоиды, а также на дне водоема или стенках сосуда.

Катионы Pa легко образуют комплексные соединения. Большинство комплексных соединений протактиния также неустойчиво к гидролизу. Устойчивы в водных растворах лишь фторидные, сульфатные комплексы и комплексы с некоторыми органическими кислотами (щавелевой, лимонной, этилендиаминтетрауксусной). Высшие алифатические спирты и кетоны хорошо экстрагируют Pa из кислых растворов.

Протактиний в природе

Геохимия протактиния изучена мало. Для геохимии интерес представляет лишь наиболее долгоживущий изотоп — ²³¹Pa, являющийся продуктом распада ²³⁵U и содержащийся во всех породах и минералах, в которых есть уран.

В породах, возраст которых превышает 300 тыс. лет, протактиний находится в радиоактивном равновесии с ураном, что соответствует $3,5 \cdot 10^{-7} \text{ г Pa на } 1 \text{ г U}$. При выщелачивании урана природными водами из урановых руд можно ожидать некоторого обогащения протактинием вследствие его химической инертности.

Данных о поведении протактиния в магматическом и постмагматических процессах практически нет. Лишь в последние годы установлено, что в молодых вулканических образованиях (лавах, туфах, пемзах) существует недостаток Pa по сравнению с равновесным ураном. Отношение $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ составляет меньше 0,1 от равновесного значения и проявляет некоторую тенденцию к уменьшению от кислых лав к основным.

Протактиний в природных водах возникает в результате распада растворенного ^{235}U . Благодаря сильному гидролизу он быстро сорбируется на коллоидных и взвешенных частицах и оседает с ними на дно. Этот процесс наиболее заметен в океанической воде, где существует большой дефицит ^{231}Pa по отношению к равновесному ^{235}U . В донных осадках, напротив, наблюдается избыток протактиния по сравнению с ураном.

§ 5. УРАН

Химические свойства

Уран обладает двойственной химической природой благодаря особенностям строения своих электронных оболочек. Большое число электронов вокруг ядра экранирует его, в связи с чем валентной оказывается не только внешняя оболочка, но и более глубокие — *O* и *P*. Для урана известны четыре валентных состояния: III, IV, V, VI. Двойственность химической природы урана проявляется в том, что он, с одной стороны, близок к семейству лантаноидов, а с другой — к элементам подгрупп IV A (Ti, Zr, Hf), V A (V, Nb, Ta), VI A (Cr, Mo, W).

В природе уран известен в двух валентных состояниях: IV и VI.

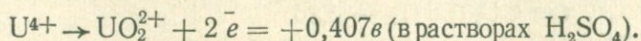
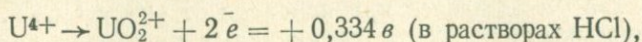
Четырехвалентный уран в соединениях присутствует в форме U^{4+} ; по свойствам он близок к другим актиноидам с валентностью IV, особенно к торию, а также к лантаноидам. Благодаря близости ионных радиусов U^{4+} изоморфно замещает Th и лантаноидные элементы во многих соединениях. В растворе ионы четырехвалентного урана устойчивы в восстановительных условиях. На воздухе они быстро окисляются до шестивалентного состояния. В сильноокислой среде окисление идет значительно медленнее.

Шестивалентная форма окисления — наиболее устойчивое состояние урана при свободном доступе воздуха. Ион U^{6+} энергетически неустойчив, и обычно в соединениях шестивалентный уран находится в форме комплексного двухвалентного катиона уранила — UO_2^{2+} . Уранил-ион — очень крупный катион размером $5,6 \times 1,4 \text{ \AA}$ (по И. И. Липилиной). Благодаря своим размерам он

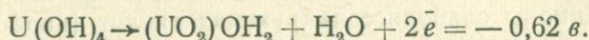
не может изоморфно замещать другие катионы в минералах и даже при сравнительно низких концентрациях в растворе часто образует собственные соединения.

Отношения U(IV) к U(VI) в растворе определяются величинами окислительно-восстановительных потенциалов.

В кислой среде (по В. Н. Латимеру):



В щелочной среде (по С. И. Дьячковскому):



Таким образом, в кислом растворе ионы U^{4+} способны восстанавливать Fe^{3+} , Mn^{4+} , V^{5+} , Cr^{6+} , а ионы UO_2^{2+} — окислять Cu^+ , Sn^{2+} , Ti^{3+} , V^{2+} , Cr^{2+} . В щелочной среде шестивалентный уран является окислителем, окисляя Fe^{2+} до лимонита и восстанавливаясь до UO_2 (урановая чернь).

Основные соединения U (IV) и U (VI)

Для соединений урана характерно резкое различие химических свойств одних и тех же соединений с U(IV) и U(VI).

Окислы урана. UO_2 — двуокись урана обладает сильно основными свойствами, не растворяется в HCl. Плавится при 2800° . UO_3 — трехокись растворима во всех минеральных кислотах, разлагается при 450° . U_3O_8 образуется при прокаливании на воздухе как UO_2 , так и UO_3 . Хорошо растворима в HNO_3 , разлагается при 1450° .

Уранаты $[UO_2]^{2-}$, диуранаты $[U_2O_7]^{2-}$ и полиуранаты $[U_mO_n]^{2-}$ образуются при взаимодействии щелочей с водными растворами солей уранила, трудно растворимы в воде.

Галогениды. UF_4 — труднорастворимое нелетучее соединение, плавится при 960° . UF_6 — очень реакционноспособное летучее соединение, энергично взаимодействует с водой, большинством органических соединений, металлами. Сублимируется при $56,5^\circ$, плавится при 64° .

UCl_4 хорошо растворим в воде и других полярных растворителях, плавится при 590° . На воздухе окисляется до U(VI). UCl_6 исключительно неустойчив, в присутствии воды разлагается с образованием UO_2Cl_2 , летуч. Оксигалогениды UO_2Cl_2 и UO_2F_2 хорошо растворимы в воде.

Нитраты. Нитрат U(IV) не существует. Уранилнитрат хорошо растворим в воде и кислородсодержащих органических растворителях (спиртах, эфирах, кетонах).

Сульфаты. Сульфат уранила хорошо растворим в воде. Сульфат U(IV) растворим значительно хуже.

Соли органических кислот уранила также лучше растворимы, чем соли U (IV).

Фосфаты, арсенаты, ванадаты уранила — важнейшие труднорастворимые соли U (VI) после уранатов.

Гидролиз. Ионы урана в водном растворе подвержены гидролизу, аналогично многозарядным ионам других металлов. Степень гидролиза уменьшается при переходе от U^{4+} к UO_2^{2+} . рН выпадения гидроокисей из 0,1 н. сернокислых растворов равно: для $U(OH)_4$ — 1,7, для $UO_2(OH)_2$ — 4,25.

Комплексообразование. Уран является довольно сильным комплексообразователем. Его ионы могут давать комплексные соединения со многими неорганическими и органическими анионами. Анионы слабодиссоциирующих кислот (карбонат, оксалат, ацетат, фосфат) образуют значительно более прочные комплексы с ураном, чем хлорид и нитрат.

U (IV) в комплексных соединениях имеет координационное число 8. Известны карбонатные, сульфатные, оксалатные и некоторые другие комплексы U^{4+} . Большинство их сравнительно мало устойчиво, причем устойчивость падает с повышением температуры.

Более устойчивы комплексные соединения U (VI), где он представлен исключительно в виде уранил-иона. Координационное число иона UO_2^{2+} равно 4—6. Существует большое число карбонатных комплексов уранила. Наиболее устойчивы по отношению к гидролизу в водном растворе трикарбонатуранил $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ и диакводикарбонат-уранил $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$. Первый существует при большом избытке ионов CO_3^{2-} и при уменьшении их концентрации диссоциирует и переходит во второй.

Фторидные комплексы уранила существуют в кислой, нейтральной и слабощелочной среде и устойчивы только в растворах с высокой концентрацией фтора ($\sim 0,5$ мг/л).

Сульфатные комплексы уранила существуют только в кислой среде (рН не больше 4) и уступают карбонатным и фторидным по прочности.

Очень важную группу комплексных соединений уранил-ион образует с органическими кислотами (щавелевой, уксусной, лимонной, салициловой и т. д.). Видимо, существуют комплексы уранила и с гумусовыми кислотами.

Комплексообразование играет важнейшую роль в геохимии урана.

Минералы урана

Уран — ярко литофильный элемент. Литофильные свойства проявляются в его высоком сродстве к кислороду. Все собственные минералы урана обязательно имеют в своем составе кислород. В природе отсутствует самородный уран, его сульфиды, арсениды, галогениды. Найдено более 150 урановых и урансодержащих минералов.

Собственные минералы довольно отчетливо делятся на первичные минералы четырехвалентного урана и вторичные минералы шестивалентного урана.

Минералы, содержащие исключительно U (IV), в природе почти не встречаются. Обычно все урановые и урансодержащие минералы помимо U (IV) содержат некоторую примесь U (VI). Это объясняется тем, что при радиоактивном распаде урана освобождается связанный с ним кислород, который частично расходуется на окисление урана.

Четырехвалентный уран находится в минералах в форме катиона U^{4+} . Благодаря близости ионных радиусов

$$(r_{U^{4+}} = 1,05 \text{ \AA}, r_{Th^{4+}} = 1,10 \text{ \AA}, r_{TR^{3+}} = 1,18 - 0,99 \text{ \AA}),$$

в природе широко развит изоморфизм четырехвалентного урана, тория, редкоземельных элементов.

Близость ионного радиуса Ca^{2+} (1,06 \AA) к радиусу иона U^{4+} приводит к изоморфному захвату урана некоторыми минералами кальция (апатит, флюорит) там, где позволяет правило координации.

Из собственных минералов урана наибольшее значение имеют безводные окислы — настураны и ураниниты. Это минералы переменного состава, образующие непрерывный ряд от почти чистого UO_2 ($UO_{2,17}$) до почти чистого UO_3 ($UO_{2,92}$). Для уранинитов характерна кристаллическая форма выделений и изоморфная примесь тория, редких земель. Разности, содержащие до 15% ThO_2 , называют бреггеритом, разности, содержащие большое количество редких земель (до 10%), — клеветом. Существует непрерывный изоморфный ряд от уранинита до торинита — почти чистой двуокиси тория ThO_2 . К собственно торинитам относят минералы, содержащие более 58% ThO_2 .

Минералы группы уранинита и торинита характерны для высокотемпературных образований.

К группе настурана (урановой смоляной руды, смолки) относят бесториевые окислы урана, имеющие скрытокристаллическое строение и коллоидную форму выделения. Они характерны для средне- и низкотемпературных образований.

Порошковатые рыхлые разности носят название урановых черней. Остаточные черни образуются при разрушении настуранов и уранинитов. Регенерированные черни выпадают из урансодержащих растворов в восстановительных условиях.

Довольно редки силикаты U^{4+} (коффинит), являющиеся аналогами силиката тория — торита. Ураноторит может содержать до 10% UO_2 .

Значительное распространение имеют сложные окислы титана, тантала, ниобия, урана, тория, редких земель, которые обычно называют титанатами, танталониобатами и т. д. (браннерит, давидит, бетафит, блонстрандит, самарскит, фергюсонит, гатчет-

толит и т. д.). Содержание урана в некоторых из них может превышать 20%. Существуют углеродистые урановые минералы (тухолит, карбуран), содержание U_3O_8 в которых может достигать 50%.

Первичные минералы урана, содержащие U (IV), имеют темную окраску.

Минералы шестивалентного урана соответствуют зоне окисления и характеризуются яркой окраской, типичной для солей уранила. Уран (VI) присутствует в этих минералах в форме уранил-иона. Весьма распространены карбонаты, сульфаты, ванадаты, арсенаты, фосфаты, силикаты уранила. Большинство их построено по типу двойных (тройных) солей. Водные основные фосфаты, арсенаты и ванадаты уранила, Ca, Mg, Ba, Cu, Pb и т. д. объединены в группу урановых слюдок. Слюдки имеют окраску от желтой до зеленой, весьма совершенную спайность и яркий блеск, что обеспечивает им слюдоподобный характер кристаллов.

Уран в магматическом процессе

Уран, так же как и торий, является литофильным элементом. В нормальном ряду магматических пород его содержание возрастает от ультраосновных пород к кислым (табл. 17). Эта закономер-

Таблица 17

Средние содержания урана и тория в изверженных породах (г/т)

Породы	U	Th	Th/U	Автор
Кислые	3,5	18	5,1	Виноградов, 1962
Средние	1,8	7	3,9	
Основные	0,5	3	3,7	
Ультраосновные	0,003	0,005	1,7	
Кислые интрузивные	1—6	1—25	2—6	Адамс и др., 1959
Кислые эффузивные	2—7	9—25	4—7	
Основные интрузивные	0,3—2	0,5—5	3—4	
Основные эффузивные	0,2—4	0,5—10	3—7	
Ультраосновные	0,001—0,03	низкое	—	
Щелочные	0,1—30	—	—	
Граниты с низким содержанием Са	3,0	17,0	5,7	Туреклиан и Ве- деполь, 1961
Граниты с высоким содержанием Са	3,0	8,5	2,8	
Сиениты	3,0	13,0	4,3	
Базальты	1,0	4,0	4,0	
Ультраосновные	0,001	0,004	4,0	

ность в основном выдерживается как для интрузивных, так и для эффузивных пород. Большинство данных подтверждает, что в любой группе генетически связанных пород концентрация урана возрастает с повышением содержания кремнекислоты и калия.

В восстановительных условиях магматического очага уран существует в четырехвалентной форме, что подтверждается исследованиями минералов магматических пород. Низкая концентрация в исходной магме не позволяет урану выделяться в виде собственных минералов. Благодаря высокому заряду иона (+4) и сравнительно большому радиусу (0,95 Å) он не замещает ни один из петрогенных элементов при кристаллизации порообразующих минералов и накапливается в остаточном расплаве вместе с торием и редкоземельными элементами. Правда, в процессе роста кристаллов отдельные атомы или группы атомов урана могут быть захвачены гранями роста и находиться в дефектах кристаллических структур.

В случае обогащения остаточного расплава редкими землями и торием при кристаллизации расплава уран будет изоморфно входить в решетки их минералов. В некоторых случаях этот процесс может иметь место даже на более ранних стадиях кристаллизации магмы. Низкие концентрации тория и TR приводят к выделению урана из остаточного расплава либо в виде собственных минералов (обычно ультрамикроскопических размеров), либо в виде рассеянных (сорбционных) форм на поверхности зерен.

Таким образом, основная масса урана накапливается к концу магматического процесса и в крупных многофазных интрузиях обычно наблюдается возрастание содержания урана от начальных фаз к последующим. Нередко отмечают обогащение ураном краевых частей массива, особенно кровли.

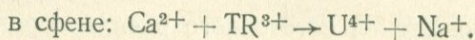
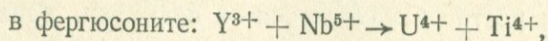
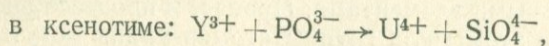
При увеличении окислительного потенциала на последующих этапах формирования интрузивных тел может произойти окисление части U (IV) до U (VI). Более подвижный U (VI) при благоприятных условиях будет вынесен в процессе пневматолитической и гидротермальной деятельности, что приведет к понижению общей концентрации урана в апикальных частях интрузии. Как правило, обеднены ураном жильные магматические тела, завершающие магматический цикл.

Формы нахождения урана в магматических породах были впервые установлены В. И. Вернадским и с тех пор, в принципе, взгляды на этот вопрос мало изменились. Уран в магматических породах находится в следующих формах:

- 1) в виде собственных минералов,
- 2) в виде изоморфной примеси в акцессорных неурановых минералах,
- 3) в рассеянной форме: а) в дефектах структур порообразующих минералов, б) на поверхности минеральных зерен и в микротрещинах.

Включения собственных минералов урана имеют очень малые размеры и нередко обнаруживаются лишь радиографическими методами. Чаще — это ториевые разновидности уранинита, ураноторит, иногда браннерит, давидит, бетафит, коффинит и некоторые другие.

В акцессорных минералах уран изоморфно замещает торий, иттрий и редкоземельные элементы иттриевого ряда. Нередко обогащены ураном фосфаты (ксенотим, монацит, иногда апатит), сложные окислы (самарскит, фергюсонит, гатчеттолит и т. д.), силикаты (циртолит, ортит, сфен). При замещении четырехвалентным ионом U трехвалентного иона Y или TR электронейтральность обеспечивается одновременным замещением другого иона, например:



Уран, рассеянный в дефектах структур породообразующих минералов, имеет очень низкую концентрацию. Большая часть рассеянного урана приходится на сорбционные формы. Это так называемый «подвижный» уран, легко извлекаемый из пород 2—5% -ными растворами карбонатов, не разрушающих решетки минералов. Считают, что основная его часть находится в шестивалентном состоянии.

Соотношение между отдельными формами нахождения урана в магматических породах определяется условиями формирования пород, их составом и последующей историей. При быстром охлаждении магматического расплава в процессе образования вулканических пород уран, находившийся в остаточном расплаве, сосредоточивается в стекле в форме твердого раствора. Вкрапленники содержат на 1—2 порядка меньше урана (так же как и тория).

Перекристаллизация вулканических пород в ходе их дальнейшей истории может привести к перераспределению урана и переходу его в другие формы.

В интрузивных основных и ультраосновных породах преобладает рассеянный U в решетках породообразующих минералов. В кислых и щелочных интрузиях с повышенным содержанием тория и редких земель преобладают малоподвижные изоморфные формы. В интрузиях, бедных Th и TR, преобладают собственные минералы и рассеянный (подвижный) уран.

Во многих случаях значительная часть «подвижного» урана имеет вторичное происхождение и поступила в процессе метасоматического преобразования пород и воздействия вадозных вод. Интрузии, обогащенные подвижным ураном, могут служить источником рудного вещества для месторождений постмагматического генезиса. Хорошим индикатором потенциальной рудоносности интрузии помимо распределения урана является отношение тория к урану, что явствует из приведенных выше рассуждений.

Промышленные месторождения магматического генезиса уран не образует.

Уран в пегматитах

Концентрация урана в пегматитах обычно выше, чем в тех породах, с которыми они генетически связаны, что говорит о накоплении урана в пегматитах.

Основными концентраторами урана в пегматитах являются акцессорные минералы. На их долю приходится подавляющая масса урана. Например, в пегматитах Северной Карелии (по Л. В. Комлеву) 98,8% урана приходится на акцессорные минералы, составляющие лишь 0,3% всей массы породы. В числе этих минералов встречены как собственные минералы урана (уранинит, брёггерит, давидит, карбуран и др.), так и ураносодержащие минералы тория, редких земель, циркония (ксенотим, торинит, торит, монацит, циртолит, пирохлор, самарскит, гатчеттолит и т. д.).

Особенно богаты ураном так называемые ураноносные пегматиты, которые чаще всего являются пегматитовыми телами, проработанными высокотемпературными растворами и обогащенными ураном в постмагматические стадии. Они обычно приурочены к пегматитам силикатного состава, залегающим в породах среднего, основного и ультраосновного составов, в меланократовых кислых породах, сланцах и гнейсах, обогащенных биотитом, амфиболом, пироксеном, магнетитом, сульфидами, а также в карбонатных породах. Урановая минерализация обычно бывает приурочена к хорошо дифференцированным жилам и нередко локализуется в зонах метасоматического замещения и трещинах гидротермального заполнения. Среднее содержание урана в ураноносных пегматитах обычно составляет сотые и даже тысячные доли процента. Лишь в отдельных локальных гнездах и зонах оно может достигать 0,1—2%. Надо отметить, что характерной особенностью ураноносных пегматитов является специфическое изменение внешних признаков некоторых минералов, контактирующих с радиоактивными. К этим признакам относятся потемнение кварца, перекристаллизация мусковита в мелкочешуйчатую слюдку, покраснение полевых шпатов, появление у берилла золотистой окраски, а у флюорита — черной или красно-фиолетовой.

Экономический интерес в качестве небольших урановых месторождений пегматиты могут представлять только в отдельных случаях. Обычно они не имеют практической ценности в качестве самостоятельных источников сырья.

Уран в постмагматических процессах

Наиболее богатые месторождения урана имеют гидротермальное происхождение. Вопрос об источнике урана в гидротермальном растворе не решается однозначно. Им может быть и кристаллизующийся магматический расплав, и горные породы, по которым движется раствор.

Формы переноса урана с гидротермальными растворами опре-

деляются химическими особенностями урана в растворах, возможных в природной обстановке.

На основании изучения парагенезисов и минеральных ассоциаций урановых гидротермальных месторождений, а также состава газовой-жидких включений в минералах было установлено, что характерным компонентом минерализующих ураноносных растворов была углекислота.

В ряде случаев было возможно предположить наличие сульфат-ионов в этих растворах, а также ионов фтора и хлора. Карбонаты, сопутствующие выделению настурана в жилах, указывают на то, что основным компонентом рудообразующих растворов была углекислота. Исследования В. Б. Наумова и А. И. Тугаринова показали, что концентрация CO_2 в растворах варьировала от 90 до 4200 г/л, температура — от 50° до 800—850°C, а давление — от нескольких сотен бар до 2000 бар.

Чрезвычайно высокое давление углекислоты, часто на порядок превышающее литостатические нагрузки пород, способствовало восходящим движениям гидротермальных растворов. Просачиваясь через толщу пород, высокотемпературные насыщенные углекислотой растворы энергично выщелачивали из них уран. Если вмещающие породы были обогащены ураном, то его концентрация в растворе могла достигать значительных величин.

Высокая температура и невысокая кислотность растворов указывают, что перенос урана в форме U^{4+} или комплексных соединений $\text{U}(\text{IV})$ происходить не мог. Наиболее устойчивыми в таких условиях являются карбонатные комплексы уранила.

Отложение урана из рудообразующих растворов могло произойти лишь при разрушении этих комплексов, основной причиной которого было падение давления углекислоты. По мнению Г. Б. Наумова, «изменение концентрации углекислоты растворов сказывается на поведении урана значительно сильнее, чем изменение окислительно-восстановительного потенциала».

А. И. Тугаринов выделяет два основных механизма снижения содержания углекислоты в гидротермальных растворах: дегазацию и карбонатизацию вмещающих толщ. В соответствии с преобладанием того или другого механизма формируется определенный тип месторождений.

На сравнительно небольших глубинах (до 1 км) в условиях тектонических подвижек вполне возможно падение давления на несколько сотен бар в трещинах, по которым движутся растворы. Падение давления приведет к вскипанию углекислоты, выделению ее в собственную фазу и быстрому разрушению карбонатных комплексов. В результате образуются жильные тела с настураном в ассоциации с другими рудными минералами (галенимом, молибденитом, сфалеритом и др.), а также — флюоритом, баритом и другими карбонатами. Подобный тип руд образуется в условиях относительно низких температур (100—200°C) и давлений (500—1000 бар) и

сопровождается незначительной зоной метасоматической переработки вмещающих пород.

Рудоотложение может происходить в породах любого состава, но более благоприятными являются кислые породы. Потеря углекислоты приводит к повышению щелочности раствора, переходу в него дополнительных порций кремнезема и связыванию урана также и в форме силикатов (коффинит).

С увеличением глубины формирования рудных растворов роль жильного выполнения трещин падает. Высокотемпературный тип месторождений урана образуется в условиях более высоких давлений (1500—2500 бар) и интервале температур 250—350°C. Рудные тела этого типа представлены мощными зонами (несколько десятков метров) метасоматически измененных пород с уранинитом, браннеритом, вкрапленными в карбонатной массе и не сопровождающимися другими рудными минералами.

Реакции образования карбонатов могут происходить в породах, богатых силикатами и алюмосиликатами Ca, Mg, Fe, карбонаты которых труднорастворимы. Следовательно, основные рудовмещающие породы будут более благоприятны для данного типа руд, чем кислые.

Для описанных выше типов месторождений урана характерно практическое отсутствие тория и редкоземельных элементов. Они сопутствуют урану лишь в наиболее высокотемпературных растворах повышенной щелочности. В этих условиях U, Th и TR могут совместно мигрировать в форме галоидных, прежде всего фторидных комплексов. По мере падения щелочности раствора первыми разрушаются фторсодержащие комплексные соединения тория и редких земель, в то время как уран может сохраняться в растворе. При высоком парциальном давлении углекислоты дальнейшая миграция урана будет происходить в форме карбонатных комплексов уранила. Таким образом, с момента окисления урана до U(VI) его поведение резко отличается от поведения тория и редких земель и их дальнейшая геохимическая история не совпадает.

Метасоматические месторождения — один из важнейших источников урана. Они характеризуются значительным разнообразием, обусловленным составом рудовмещающих пород, подвергшихся метасоматической переработке. А. И. Тугаринов выделяет характерные геологические особенности, общие для всех метасоматических месторождений урана:

а) пространственная связь месторождения с более древними ураноносными метаморфическими или осадочными породами, явившимися источником урана;

б) отсутствие непосредственной связи с магматическими явлениями, которые могли служить лишь энергетическим источником движения поровых растворов;

в) весьма убогий минеральный состав руд, соответствующий минеральному составу рудовмещающих толщ;

г) приуроченность рудных тел к участкам замедленного про-

сачивания рудных растворов, например к перегибам пластов на участках развития пликативных дислокаций;

д) комплексное строение урановых месторождений, включающих наряду с типично метасоматическими рудами более древние ураноносные образования и секущие их жильные урановые рудопроявления.

Процесс рудообразования можно представить в следующем виде.

Процесс должен был протекать на значительной глубине, так как проникновение растворов по ультрапористым породам было возможно лишь в условиях высоких температур и давлений. Вынос урана из исходных пород скорее всего происходил в виде щелочных карбонатных комплексов, так как метаморфизованные осадки обычно несут следы потери щелочей, CO_2 наряду с ураном. Для рудных тел, напротив, характерна ассоциация урановых минералов с карбонатами, выщелачивание и окисление рудовмещающих пород. Метасоматические месторождения урана возникли в раннюю стадию регрессивного метаморфизма, до возникновения основной массы дизъюнктивных дислокаций, поэтому движение растворов происходило достаточно медленно и приводило к наиболее полному их взаимодействию с вмещающими породами.

Осаждение урана из растворов происходило на участках естественных мембран, застывания растворов, в случае связывания карбонатных ионов при образовании карбонатов, потери натрия в процессе натрового метасоматоза, восстановления урана в присутствии двухвалентного железа, органического вещества, сульфидов.

Собственно щелочной метасоматоз возникает на ранней стадии регрессивного метаморфизма при температурах $300-400^\circ$. Он протекает при высокой щелочности растворов и в отсутствие осадителей не приводит к выпадению урана. Для этой стадии характерно перемещение Th, TR, Zr. Процесс альбитизации в принципе не является рудоносным. Образование ураноносных метасоматитов начинается на более поздней стадии карбонатного метасоматоза, когда значительная часть CO_2 оказывается израсходованной на образование карбонатов.

В зависимости от состава метасоматически измененных пород — осадителей урана месторождения могут образовываться в железистых породах (железистых кварцитах, амфиболовых сланцах), алюмосиликатных породах (кварцево-сланцевых сланцах, гранитоидах, скарнах), в карбонатных породах (доломитах, доломитизированных сланцах, мраморах), в углеродсодержащих породах (углистых и графитизированных сланцах), в богатых сульфидами породах (колчеданных).

Руды метасоматических месторождений урана чаще всего представлены вкрапленным хорошо раскристаллизованным уранинитом (иногда коффинитом, давидитом и др.), что указывает на весьма медленный процесс рудообразования.

Уран в зоне гипергенеза

Поведение урана в зоне гипергенеза определяется формой его нахождения, окислительно-восстановительными условиями среды, составом жидкой и твердой фазы, климатическими особенностями и т. д.

В процессе выветривания горных пород уран вовлекается в осадочный цикл как в растворенном состоянии, так и с обломочным материалом. Та или иная форма переноса урана зависит прежде всего от формы его нахождения. Легче всего переходит в раствор рассеянный уран, находящийся в сорбированном состоянии. Скорость выветривания и растворения собственных минералов урана различна. Сравнительно чистые окислы урана (настуран, уранинит) растворяются наиболее легко. Присутствие титана и тория повышает устойчивость минералов к выветриванию (ураноторит, браннерит, давидит и др.).

Минералы, в которых уран содержится в виде изоморфной примеси, обладают различной устойчивостью, но обычно более высокой, чем собственно урановые минералы. Наиболее устойчивы цирконы, менее устойчивы монациты, ксенотимы, перовскиты, еще менее устойчивы ортиты. Подвижность урана в этих минералах зависит от устойчивости минерала-хозяина. Например, уран, изоморфно входящий в цирконы, практически не переходит в раствор, а мигрирует с обломочным материалом.

Переход урана в раствор при выветривании в значительной степени определяется климатическими условиями. Для аридной климатической зоны с жарким, сухим климатом и бедной растительностью характерна повышенная карбонатность и щелочность вод зоны активного водообмена. Эти воды легко выщелачивают уран из пород и переносят его в форме уранил-карбонатных комплексов. При окислении сульфидов, часто сопутствующих урановой минерализации, образуется серная кислота, активно растворяющая минералы и способствующая переходу урана в раствор. В условиях гумидного климата, с обилием влаги и растительности, воды обладают значительно меньшей минерализацией и являются более кислыми за счет растворенного органического вещества. Перенос урана поверхностными водами северных и центральных широт этой зоны в форме уранил-карбонатных комплексов ограничен низкой концентрацией иона CO_3^{2-} при pH 6—7. Уран может находиться в растворе, видимо, в виде комплексных соединений уранила с гумусовыми кислотами, а также в виде простых или полиядерных ионов гидроксиуранила: UO_2OH^+ или $\text{UO}_2(\text{UO}_3)_n\text{OH}^+$. Обилие влаги приводит к разбавлению сернокислых растворов, и их растворяющее действие в зоне окисления сульфидных месторождений проявляется слабее.

Все процессы выщелачивания урана протекают в окислительных условиях. Восстановительная обстановка способствует переходу U(VI) в U(IV), практически неподвижной в зоне гипергенеза.

Помимо переноса урана с растворами значительная его часть мигрирует в сорбированном состоянии на тонкой механической взвеси и коллоидах. С обломочным материалом мигрирует уран, заключенный в аксессуарных и породообразующих минералах. Механический перенос собственных урановых минералов возможен в пределах первых сотен метров. Седиментация обломочного и взвешенного материала, содержащего уран, происходит по обычным законам, главным образом при замедлении течения.

Осаждение растворенных в воде соединений урана может происходить при изменении физико-химических условий среды.

Согласно В. В. Шербине, из кислых сульфатных растворов уран может выпадать в результате следующих процессов:

а) при разбавлении кислых вод метеорными кислотность раствора понижается и начинается гидролиз сульфатных соединений уранила. В результате выпадают гидроокислы типа скупита, беккерелита или уранаты (кюрит, бильет);

б) в результате взаимодействия уранил-иона с анионами, осаждающими его даже из сильнокислой среды (PO_4^{3-} , AsO_4^{3-} , VO_4^{3-}), образуются минералы типа отенита, торбернита, цейнерита, карнотита, тьюмунита и т. д.;

в) при взаимодействии растворов с известняками осаждаются карбонаты уранила (ураноталлит, бейлеит) или сульфат-карбонаты (шрекингерит);

г) в восстановительных условиях, обусловленных присутствием сульфидов или органического вещества, происходит частичное восстановление урана с образованием урановых черней;

д) возможно, значительную роль в осаждении урана могут играть процессы сорбции на коллоидах (гидроокиси железа, кремниевой кислоте, углекислом веществе).

Выпадение урана из карбонатных растворов может происходить также в результате взаимодействия ряда причин, приводящих в конечном итоге к разрушению уранил-карбонатных комплексов:

а) гидролиз комплексов уранила будет происходить при понижении рН среды и концентрации углекислоты;

б) в присутствии катионов Cu , Ca , Pb происходит образование труднорастворимых карбонатов (малахит, кальцит, церуссит) за счет разрушающихся уранил-карбонатных комплексов;

в) условиях интенсивного испарения в богатой карбонатами кальция и магния среде могут выпадать уранил-карбонатные минералы кальция и магния с образованием соответствующих минералов (ураноталлит, сварцит, бейлеит и т. д.);

г) восстановление (на органическом веществе, сульфидах и др.) может приводить к накоплению регенерированных черней.

Из растворимых гумусовых соединений уран может осаждаться: а) в процессе сорбции на глинистых, органических и других сорбентах; б) при восстановлении U(VI) до U(IV) окисляю-

щимся органическим веществом, в) в результате разложения уран-органических комплексов за счет осаждающего действия кальция, железа, алюминия.

Все описанные выше процессы могут приводить к небольшим близповерхностным аккумуляциям урана, часто не имеющим экономического значения.

Основная часть урана, поступающая в океаны и моря с континентов, отлагается в пределах шельфа. Это главным образом обломочный и взвешенный материал. Собственно урановые россыпные месторождения при этом не образуются. Уран присутствует лишь в виде примеси в россыпных месторождениях монацита и циркона. Более 99% растворенного в воде урана находится в форме уранил-карбонатных комплексов. Концентрация урана в морской воде довольно постоянна $(1-3) \cdot 10^{-6}$ г/л. Выпадение урана из воды может происходить за счет разрушения этих комплексов, как уже указывалось выше. Основным фактором, способствующим накоплению урана в морских илах, можно считать его восстановление до U(IV), которое может происходить, например, в присутствии окисляющегося органического вещества. В процессе седиментогенеза уран не достигает концентраций, достаточных для образования собственных минералов и рудных концентраций.

Диagenез осадков, в условиях которого они подвергаются интенсивному воздействию различных химических и биологических процессов, более благоприятен для накопления урана. Находящиеся в илах организмы энергично поглощают кислород, в результате чего среда становится восстановительной, что приводит к редукции Fe^{3+} , Mn^{4+} , V^{5+} , а также к восстановлению урана до U(IV). Образование повышенных концентраций урана в морских осадках, как правило, связано с органическим веществом, но высокое содержание органического вещества еще не является признаком ураноносности.

Характерна связь урана с морскими фосфоритами, видимо, за счет образования труднорастворимых фосфатов урана. Для ураноносных осадочных пород (фосфоритов, черных сланцев) характерно обилие сульфидного железа (пирита), а также весьма неравномерное распределение урана. Процессы диагенеза способствуют накоплению повышенных, но не рудных концентраций урана на больших площадях. Образование рудных концентраций в основном связано эпигенетическим процессам.

Возникновение эпигенетических месторождений урана в осадочных породах (песчаниках, конгломератах, известняках, битумах, углях) связано главным образом с циркуляцией подземных вод. Руды такого типа характеризуются неравномерным, пятнистым распространением, хотя концентрации в ряде случаев достигают целых процентов. Для образования руд необходимы следующие условия.

1. Повышенная концентрация урана в подземных водах. Источником урана в водах могут быть кристаллические породы с повы-

шенным, но рассеянным содержанием урана, бедные осадочные концентрации, распределенные на больших площадях, разрушающиеся урановые месторождения различного генезиса. Условия аридного климата более благоприятны для появления вод с высокими концентрациями урана (10^{-5} — 10^{-4} г/л).

2. Благоприятная гидродинамическая обстановка, способствующая выщелачиванию урана и его переносу. Как правило, рудовещающие породы эпигенетических месторождений урана приурочены к пластам пород со средней проницаемостью (песчаники, конгломераты, трещиноватые известняки) или их контактам с водоупорами.

3. Наличие геохимических барьеров на пути циркулирующих вод. Под геохимическим барьером понимают резкую смену физико-химической обстановки, происходящую на сравнительно небольшом интервале водоносного горизонта. Наиболее важное значение для отложения урановых руд имеет смена окислительных условий восстановительными (Eh ниже — 100 мв). Такие изменения могут возникать там, где на пути движения ураноносных вод встречаются скопления способного к окислению в данных условиях органического вещества битумного ряда (битумы, нефть и т. д.), а также не сильно метаморфизованные вещества гумусового ряда (бурые угли, лигниты, торф и т. д.). Восстановительные условия возникают при проникновении вод в пиритовые пласты.

Изотопный состав урана

Все три природных изотопа урана — ^{238}U , ^{235}U и ^{234}U — являются достаточно долгоживущими и нашли применение в радиогеологии. Отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ во всех земных объектах постоянно и равно 138,4. Небольшие (в пределах 0,1%) отклонения от этого отношения могут происходить за счет ядерных реакций (расщепление ^{235}U медленными нейтронами; накопление ^{235}U из плутония-239, возникающего при взаимодействии с нейтронами ^{238}U). Отношение ^{234}U к материнскому изотопу ^{238}U составляет около 0,006% в радиоактивном равновесии. Разделение этих изотопов наблюдается в зоне гипергенеза. В основе разделения лежит эффект Сцилларда — Чалмерса, который заключается в следующем. При радиоактивном распаде вновь образующееся дочернее ядро испытывает радиоактивную отдачу, энергия которой гораздо больше энергии молекулярных связей. Это приводит к смещению дочерних атомов с участков кристаллической решетки, ранее занимаемых материнскими атомами. Таким образом, продукты распада оказываются менее прочно связанными, чем материнское вещество, и легче переходят в раствор, при соприкосновении его с кристаллами. Действительно, природные воды в большинстве случаев обогащены дочерним изотопом ^{234}U , в то время как в породах, подвергшихся выщелачиванию, отмечается его дефицит по сравнению с равновесным отношением. В окислительных условиях атомы ^{234}U , диффундировавшие к поверхности минеральных зерен и микротрещинам,

легче окисляются и шестивалентная фракция урана породы оказывается обогащена ^{234}U .

Вулканические эксгаляции содержат оба изотопа урана в радиоактивном равновесии, что говорит об их контакте с жидкой магмой, где можно ожидать гомогенного распределения изотопов.

§ 6. РАДИЙ

Химические свойства

Радий — двухвалентный щелочноземельный элемент, последний в группе бериллия. В соответствии с занимаемым в подгруппе местом основные свойства радия выражены наиболее сильно.

По своим химическим свойствам радий весьма похож на барий. В соединениях бария радий изоморфно его замещает. Радиус иона радия равен 1,44 Å, Ba^{2+} — 1,38 Å.

Основные химические соединения радия

Хлорид радия RaCl_2 хорошо растворим в воде. Его растворимость равна 82 моль/л, что примерно в 2 раза меньше растворимости хлорида бария.

Бромид радия RaBr_2 имеет растворимость 1,8 моль/л, что также почти в 2 раза ниже растворимости бромида бария.

Нитрат радия $\text{Ra}(\text{NO}_3)_2$ имеет растворимость в воде 0,40 моль/л, в то время как для $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ — 0,35 моль/л.

Сульфат радия RaSO_4 — наименее растворимое его соединение. Его растворимость равна 0,0021 г/л, примерно в 1,5 раза меньше растворимости BaSO_4 .

Хромат и карбонат радия также являются слабо растворимыми соединениями.

Гидроксид радия $\text{Ra}(\text{OH})_2$ образуется при действии щелочей на растворы солей радия и обладает наибольшей растворимостью во всей подгруппе щелочноземельных элементов (38 г/л).

Радий, как и другие щелочноземельные элементы, образует комплексные соединения с рядом органических кислот и солей. Известны нерастворимые комплексы радия с лимонной, яблочной, винной и некоторыми другими кислотами. Растворимые внутрикомплексные соединения радия с трилоном Б (двуназриевой солью этилендиаминтетрауксусной кислоты), нитрилтриуксусной кислотой устойчивы, хотя и несколько менее, чем соответствующие соединения бария.

В водных растворах радий может находиться в ионной, молекулярной и псевдоколлоидной формах. Из разбавленных растворов он легко сорбируется твердой фазой. При уменьшении pH раствора количество адсорбированного радия резко падает.

Радий в природе

В природе известно четыре изотопа радия. Наиболее долгоживущий из них ^{226}Ra ($T_{1/2} = 1602$ года) является продуктом распа-

да урана. $^{228}\text{Ra}(\text{MsThI})$ и $^{224}\text{Ra}(\text{ThX})$ образуются при распаде тория, $^{223}\text{Ra}(\text{AcX})$ — при распаде актиноурана. Их периоды полураспада значительно меньше и соответственно равны 6,7 лет; 3,6 дня; 11,2 дня. Таким образом, все изотопы радия являются сравнительно короткоживущими. Это во многом определяет геохимическое поведение элемента.

Радий может существовать самостоятельно только в молодых геологических объектах. В тех образованиях, возраст которых более чем в 10 раз превышает период полураспада исследуемого изотопа радия, он будет находиться в радиоактивном равновесии с материнским продуктом. Так, в горных породах и минералах, которые последние 16 тыс. лет существовали в виде закрытой системы, между ^{226}Ra и ураном сохранится радиоактивное равновесие. Один атом радия будет соответствовать $2,9 \cdot 10^6$ атомам урана.

Собственных минералов радий не образует. Самые высокие концентрации радия в породах носят преимущественно рассеянный характер, а в некоторых случаях имеют вторичное, сорбционное происхождение. О поведении радия в магматическом процессе ничего не известно вследствие его малой продолжительности жизни. Можно ожидать, что при кристаллизации магмы он будет следовать полностью за барием. Те изверженные породы, которые мы наблюдаем, практически не содержат радия, изолированного от урана.

Природные воды, воздействующие на горные породы, могут сравнительно легко выщелачивать радий. И. Е. Старик с сотрудниками показали, что выщелачивание радия из минералов происходит в большинстве случаев легче, чем выщелачивание урана. Причина этого заключается как в химических свойствах радия, так и в непрочном положении его в кристаллической решетке минералов, подобно другим продуктам распада. Причем более короткоживущие изотопы выщелачиваются сравнительно легче.

Химический состав вод также имеет важное значение для выщелачивания радия и удержания его в растворе. Карбонатный и гидрокарбонатный состав вод менее благоприятен для извлечения радия в раствор, чем хлоридный. Сульфатные воды чаще содержат низкие концентрации радия, вследствие его соосаждения с сульфатами бария или кальция. Самостоятельное выпадение сульфата радия из раствора не происходит, так как его концентрация всегда значительно ниже величины растворимости RaSO_4 .

Большое значение для выщелачивания и удержания радия в растворе имеет минерализация вод. Наиболее высокие концентрации радия (до 10^{-8} г/л) наблюдаются в высокоминерализованных хлоридно-натриево-кальциевых рассолах. Такие воды характерны для закрытых структур с восстановительной обстановкой, имеют пластовый характер и обычно приурочены к нефтяным или газовым месторождениям.

Радий поступает в рассолы из пород с нормальным, рассеянным содержанием радиоактивных элементов. Такие воды обогаще-

ны всеми изотопами радия. Содержание ^{226}Ra в них может на три порядка превышать равновесные с ураном концентрации. Подземные воды, выщелачивающие урановые руды, также могут быть значительно обогащены радием (до 10^{-9} г/л). В кислых сульфатных водах зоны окисления урановых месторождений высокие концентрации радия сохраняются в отсутствие бария и в меньшей степени — кальция.

Поверхностные воды, как правило, имеют низкие концентрации радия (10^{-11} — 10^{-14} г/л). Содержание радия в речной воде может заметно падать по мере удаления от области питания. Это объясняется высокой сорбционной способностью ультрамикрочастиц радия, содержащегося в природных водах. Радий хорошо сорбируется глинистыми минералами, гидроокислами железа и марганца, углем, торфом, мхом, богатыми органическим веществом донными илами и т. д. Обычно сорбция радия сопровождается его диффузией внутрь ненарушенных участков сорбента, что делает ее особенно прочной. Примером могут служить данные В. И. Баранова и А. М. Овчинникова, приведенные в табл. 18.

Таблица 18

Содержание радия в воде и отложениях минеральных источников

Источник	Характер отложений	Содержание Ra		Ra _{отлож} Ra _{воды}
		в воде, 10 ⁻¹⁰ %	в отложениях, 10 ⁻⁸ %	
Малаховка	железистый осадок	0,07	15,3	21 000
Ямкун	травертин	0,01	1,4	14 000
Железноводск	травертин	0,21	0,46	220
»	железистый осадок	0,15	6,0	4 000
Пятигорск	травертин	0,003	0,18	6 000
»	марганцевый осадок	0,003	41,00	1 350 000
»	железистый осадок	0,003	8,1	270 000
Обершлем	глинистый осадок	0,06	283,0	471 700
Вишневогорск	торф	0,001	0,2	20 000
Баку	железистый осадок	0,9	0,78	87
Ухта	то же	7,48	40,00	240

Выщелачивание Ra из пород и последующая его сорбция оказывают влияние на распределение радия как на самом урановом месторождении, так и вокруг него. Преобладает обеднение радием первичных и вторичных минералов урана за счет его преимущественного выщелачивания, а также за счет образования вторичных минералов уранила, в которых радий еще не успел накопиться в достаточном количестве. Исключение составляет выщелачивание урановых руд кислыми сульфатными водами, выносящими значительную часть урана. Радий, сравнительно малоподвижный в таких водах, может накапливаться в остаточных чернях.

Породы, вмещающие рудные тела, обычно обогащаются вынесенным из пределов месторождения и сорбированным вторичным радием. В пределах гидротермальных урановых месторождений встречены радиеносные бариты медово-желтого цвета, так называемые радиобариты. Первоначально предполагали, что в данном случае имела место совместная кристаллизация Ra и Ba. Однако методы радиоавтографии позволили установить, что радием обогащены лишь периферические зоны кристаллов барита, следовательно, весь радий — вторичного сорбционного происхождения. Вокруг урановых рудных тел могут возникать радиевые ореолы рассеяния на глинистых и органических природных сорбентах за счет сорбции радия, вынесенного водами за пределы месторождения.

Поступление радия в растения происходит гораздо интенсивнее, чем поступление урана и тория.

§ 7. РАДОН

Химические свойства

Радон является самым тяжелым в группе благородных газов. В соответствии с положением в периодической системе элементов его валентность равна 0. Однако, как и большинство других благородных газов, он может образовывать некоторые соединения за счет ван-дер-ваальсовых сил (клатраты). Получен гидрат радона $Rn \cdot 6H_2O$, изоморфный с $H_2S \cdot 6H_2O$ и $SO_2 \cdot 6H_2O$. Аналогичные соединения могут быть получены с фенолом ($Rn \cdot 2C_6H_5OH$), *n*-хлорфенолом ($Rn \cdot 3C_6H_4ONCl$) и толуолом ($Rn \cdot 2C_6H_5CH_3$). Эти соединения не устойчивы, так как связь носит не химический характер. Так, давление диссоциации гексагидрата радона равно около 1 атм при 0°. Подобно ксенону, радон при 400° соединяется с фтором, образуя устойчивый фторид RnF_4 . Предполагают, что связь радона с фтором в этом соединении носит ковалентно-ионный характер.

Радон довольно хорошо растворим в воде. Так, при 18° в 1 объеме воды растворяется 0,285 частей радона, содержащегося в том же объеме воздуха (в случае динамического равновесия между водой и воздухом). Значительно выше растворимость радона в неполярных органических жидкостях. Для эфира приведенная выше величина равна 15,08, для сероуглерода — 23,14. Радон хорошо растворяется в жирах. Поглощение радона жировой тканью человека может быть весьма опасным.

Уменьшение концентрации радона в воздухе приводит к выделению его из раствора. Выделение радона из жидкости или твердого тела носит название эманирования (от старого названия радона — эманация радия). Радон легко адсорбируется различными твердыми сорбентами. Особенно велика его адсорбция на активированном угле. Полная десорбция радона с угля происходит при температуре 300—400°.

Радон в природе

В природе встречены три изотопа радона: ^{222}Rn (радон), ^{220}Rn (торон) и ^{219}Rn (актинон). Они являются продуктами распада радия и относятся к трем естественным радиоактивным семействам (гл. III). Изотопы радона обладают небольшими, но отличными друг от друга периодами полураспада: $T_{\text{Rn}}=3,8$ дня, $T_{\text{Tn}}=54,5$ сек, $T_{\text{An}}=3,9$ сек. Сравнительно короткоживущие изотопы радона в природе постоянно образуются из своих материнских изотопов радия в тех природных объектах, в которых они заключены. В процессе эманирования они переходят в природные воды и воздух. Благодаря разности концентраций радона между почвенным воздухом и атмосферой происходит постоянное выделение его в атмосферу. Постоянное перемешивание атмосферы приводит к появлению наиболее долгоживущего изотопа радона на высоте 8 км.

В земной коре миграция радона происходит либо в газообразном, либо в растворенном состоянии. Содержание радона зависит от его концентрации в породах и величины эманирования. Рыхлые или сильнотрещиноватые породы, обладающие наибольшей поверхностью, характеризуются повышенным эманированием (зоны тектонических нарушений, коры выветривания и т. д.). Эманирование почв достигает 50%. Радон, скапливающийся в почвенном воздухе, может создавать газовые ореолы над проявлениями урановой или ториевой минерализации, зонами дробления, сопровождающими разломы. Протяженность ореолов обусловлена рядом факторов, в первую очередь — периодами полураспада изотопов радона. Наиболее протяженные (десятки метров) чисто газовые ореолы дает собственно радон, ореолы торона, а тем более актинона ничтожно малы. Обычно газовые ореолы сопровождаются радиевыми солевыми ореолами и вследствие этого имеют протяженность в несколько сотен метров.

Хорошая растворимость радона приводит к миграции его преимущественно с природными водами. Обычно содержание радона в водах измеряется единицами эман. В связи с трещинной тектоникой и повышением содержания рассеянного урана и радия в таких зонах концентрация радона может возрастать до первых сотен эман. Напорные воды глубоких тектонических трещин в областях альпийского орогенеза нередко сильно обогащены радоном и представляют бальнеологический интерес (радоновые воды азотных терм, радоновые углекислые воды). В некоторых из этих вод наблюдается небольшое обогащение ураном и радием. В отдельных случаях, когда воды перед выходом на поверхность соприкасаются с рыхлыми, обогащенными радием осадками, содержание радона в них может возрастать до нескольких тысяч эман при кларковых содержаниях урана и радия. Примером могут служить радоновые углекислые воды в травертиновых отложениях.

В водах, дренирующих урановые рудные тела, концентрация радона, как правило, повышается над окружающим фоном. В зави-

симости от состава руд и рудовмещающих пород эта концентрация колеблется от 50 до десятков тысяч эман. Радон, выделяющийся из урановых руд и подземных вод на урановых рудниках, может достигать высоких концентраций (сотен и тысяч эман) и представлять большую опасность для горняков.

§ 8. КАЛИЙ И РУБИДИЙ

Радиоактивные изотопы ^{40}K и ^{87}Rb во всех геохимических процессах следуют за своими стабильными аналогами. ^{40}K составляет 0,018% от суммы изотопов калия, а ^{87}Rb — 27,80% от суммы изотопов рубидия. Отклонения от этих значений в земном веществе не обнаружено. Химия и геохимия рубидия и калия близки. Оба являются щелочными элементами I группы периодической системы и обнаруживаются в природных соединениях валентность +1 и ионный характер связи. Химические и кристаллохимические свойства калия и рубидия близки. Радиус иона калия 1,33 Å, рубидия — 1,44 Å. Как видно из табл. 19, содержание обоих элементов увеличивается в ряду изверженных пород от ультраосновных к кислым.

Таблица 19

Средние содержания калия и рубидия в породах земной коры в весовых % (по А. П. Виноградову)

Элемент	Тип пород			
	ультраосновные	основные	средние	кислые
Калий	0,03	0,83	2,3	3,34
Рубидий	0,0002	0,0045	0,01	0,02

Существующие данные говорят о том, что содержание калия и рубидия в породах верхней мантии примерно на порядок выше, чем в альпинотипных ультраосновных породах, а их отношение близко к среднему значению для земной коры ($\text{K/Rb} = 200\text{—}800$).

Калий является петрогенным элементом и входит в состав породообразующих минералов. Основные калиевые минералы магматических пород — слюды и полевые шпаты. Рубидий не образует собственных минералов и находится в качестве изоморфной примеси в минералах калия. Склонность к рассеянию у рубидия проявлена более резко, чем у калия. В кровле гранитных интрузий, в остаточных образованиях малого объема (пегматиты, аплиты) наблюдается отчетливое обогащение рубидием по отношению к калию. Так, лепидолиты из пегматитов могут содержать до 1,5% Rb при отношении K/Rb , равном 6.

Обогащение рубидием наблюдается в гидротермальных образованиях. Например, в гидротермальном биотите, мусковите и микроклине его содержание может достигать 0,1—1%.

Калий и рубидий поступают в океаны с речным и береговым стоком, как в ионной форме в виде истинных растворов, так и в сорбированной форме на коллоидах глинистых минералов.

Содержание калия в речной воде в среднем равно 2,3 мг/л, а в океанической — 0,39 г/л. Среднее содержание рубидия в воде океанов — 0,2 мг/л. Отношение Rb/K достаточно постоянно и равно 0,0005. Это отношение ниже, чем в горных породах (в гранитах — 0,007, в базальтах — 0,006, в глинах — 0,001). Сравнительно высокое отношение Rb/K в глинах указывает на то, что рубидий лучше сорбируется в процессе континентального стока, чем калий.

В процессе садки морских солей отношение Rb/K сохраняется, и в карналлитовой и отчасти сильвинитовой зонах соляных месторождений можно обнаружить повышенные концентрации рубидия.

Отношение Rb/K в биосфере океана отлично от Rb/K биосферы континентов. В морских организмах отношение Rb/K аналогично Rb/K морской воды и близко к 0,0005. В почвах и наземных растениях оно значительно выше и приближается к 0,01.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965.
- Вдовенко В. М. Современная радиохимия. М., Атомиздат, 1969.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Гайсинский М., Адлов Ж. Радиохимический словарь элементов. М., Атомиздат, 1968.
- Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.
- Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. Новые экспериментальные и расчетные данные о миграции тория в гипергенных условиях. «Геохимия», 1965, № 4.
- Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962.
- Каплан Г. Е. и др. Торий, его сырьевые ресурсы, химия и технология. М., Атомиздат, 1960.
- Комлев Л. В. К вопросу о происхождении радия в пластовых водах нефтяных месторождений. «Тр. Гос. радиевого ин-та». М.—Л., 1933.
- Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1963, т. 95.
- Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1968, т. 142.
- Несмеянов А. Н. Радиохимия. М., «Химия», 1972.
- Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М., Атомиздат, 1971.
- Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М., «Наука», 1970.
- Радиоактивные элементы в горных породах. «Тез. докл. Всесоюзн. совещ.». Новосибирск, 1972.
- Сиборг Г. Т., Кац Дж. Дж. Химия актинидных элементов. М., Госатомиздат, 1960.
- Соболева М. В., Пудовкина И. Л. Минералы урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Сыромятников Н. Г., Капацкая Л. А. О содержании тория в природных водах. «Вестн. АН КазССР», 1960, № 1.
- Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. «Геохимия», 1969, № 2.
- Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. «Геохимия», 1972, № 3.
- Уран и торий в магматических и метаморфических породах. «Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», 1972, вып. 142.
- Щербина В. В., Абакиров Ш. А. О формах переноса тория в гидротермальных растворах. «Геохимия», 1967, № 2.

ЗЕМНОЕ ТЕПЛО И РАДИОАКТИВНОСТЬ

§ 1. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Первоначально модель внутренней структуры Земли была создана не на основании прямых наблюдений, а умозрительно, исходя из общепринятой в то время «горячей» гипотезы происхождения Земли. Согласно этой модели вещество остывающей Земли по аналогии с процессом выплавки металла из руды разделялось на несколько фракций: тяжелый металл стекал к центру, образуя земное ядро, а легкие силикатные породы, подобно шлаку, застыли на поверхности, образуя земную кору. Промежуточный слой был близок по составу к первичному веществу Земли.

Развитие геофизических методов исследования земных недр (сейсмометрия, гравиметрия и др.) показало, что Земля имеет оболочечное строение, причем различные слои явно различаются по своим физическим характеристикам (плотности, упругости и т. п.).

В настоящее время внутреннее строение Земли представляется в следующем виде. В пределах Земли выделяется ряд зон, отличающихся физическими свойствами (рис. 25). Самая внешняя оболочка Земли — земная кора, включающая в себя гидросферу и атмосферу. Она простирается в глубь Земли от 5 до 80 км. Толщина коры в разных местах различна: мощность континентальной коры находится в пределах 20—80 км, мощность океанической коры не превышает 10 км. Нижней границей земной коры считают поверхность Мохоровичича, на которой скорость сейсмических волн меняется скачком. Ниже земной коры до глубины 2900 км расположена так называемая мантия, в которой сосредоточено больше половины массы Земли и которая в свою очередь подразделяется на верхнюю мантию, переходный слой и нижнюю мантию. Глубже находится ядро, в котором различают внешнее жидкое ядро и внутреннее—

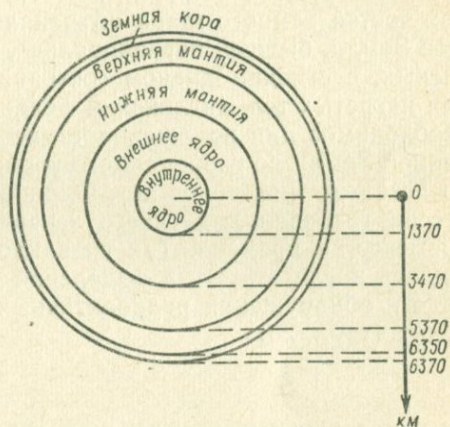


Рис. 25. Схема внутреннего строения Земли

твердое. Температура внутренних зон Земли, по В. А. Магницкому, имеет следующие наиболее вероятные значения: на глубине 100 км — 100—1300°, на глубине 400 км — 1400—1700°, на глубине 2900 км — 4700°. Давление закономерно возрастает с глубиной и в центре Земли достигает $3,6 \cdot 10^6$ атм.

§ 2. ЗЕМНОЕ ТЕПЛО И РАДИОАКТИВНОСТЬ

Измерение температуры в буровых скважинах и шахтах показывает повсеместное повышение температуры с глубиной. Вблизи земной поверхности температурный градиент составляет 1° на 30—40 м. Температурные наблюдения, а также вулканическая деятельность, сопровождающаяся выходом на поверхность земли расплавленной силикатной массы, свидетельствуют о высоких температурах в земных недрах.

До открытия радиоактивности высокую температуру внутренних частей земного шара объясняли остаточным теплом остывающей Земли, бывшей первоначально, как предполагали большинство ученых, в огненно-жидком состоянии. Примения законы охлаждения нагретых тел, английский физик Кельвин рассчитал, что время, необходимое для понижения температуры первоначально расплавленной Земли до современного уровня, должно составлять несколько десятков миллионов лет. Однако целый ряд геологических процессов требовал для своего завершения значительно большего промежутка времени. Так возникло противоречие, которое разрешилось после открытия выделения тепла при радиоактивном распаде и обнаружения радиоактивных элементов во всех горных породах (табл. 20).

Таблица 20

Скорость выделения тепла при радиоактивном распаде в
эрг/г·сек (по Макдональду)

^{238}U	^{235}U	Природный Уран	^{232}Th	^{40}K	Природный калий	^{87}Rb	Природный рубидий
0,94	5,7	0,97	0,26	0,29	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$

Первые расчеты радиогенного тепла, выполненные Стреттом, показали, что при равномерном содержании радиоактивных элементов во всем земном веществе, соответствующем гранитам, количество выделенного тепла в 100 раз превышало бы наблюдаемые потери тепла в мировое пространство. Чтобы свести тепловой баланс Земли, была высказана гипотеза о том, что радиоактивные элементы сосредоточены главным образом в сравнительно тонком, поверхностном слое Земли. После разработки оболочечного строения Земли были оценены величины содержаний радиоэлементов

в различных оболочках (табл. 21) и удалось свести тепловой баланс в целом.

Таблица 21

Средние концентрации радиоактивных элементов и скорость выделения тепла в горных породах (по Ф. Стейси)

Вещество	Содержание, г/т			Скорость выделения тепла, $\frac{\text{эрг}}{\text{г} \cdot \text{год}}$
	U	Th	K	
Кора { гранит базальт, габбро	5,0	20	37000	357
	0,8	2,7	6000	53
Верхняя мантия { эклогит перидотит, дунит	0,052	0,22	500	3,9
	0,006	0,02	10	0,35
Метеориты { хондриты	0,013	0,040	850	1,67

По современным представлениям, основными источниками внутреннего тепла Земли являются теплота распада радиоактивных изотопов и тепло, сохранившееся со времени формирования Земли как планеты. Предполагают, что роль других источников тепловой энергии (гравитационной дифференциации вещества, деформации за счет приливного трения, превращений вещества на больших глубинах и т. д.) не столь существенна.

Термическая история Земли, по современным данным, представляется следующим образом. В допланетную историю Земли при конденсации частиц из протопланетного облака часть их кинетической энергии сохранилась и переходила в тепловую. Увеличение объема конденсированной массы повышало давление внутри ее, что приводило к уплотнению вещества и сопровождалось нагреванием. По расчетам Е. А. Любимовой, максимум температур в этот период находился на глубине 2500 км и составлял величину 500—2000° (в зависимости от размеров частиц). Такой температуры было недостаточно для плавления внутренних частей Земли.

Дальнейшее разогревание Земли происходило под действием радиогенного тепла, которое распространялось за счет теплопроводности. Предполагают, что первичное распределение радиоактивных изотопов, как и всех других, было относительно однородно. Концентрация существующих сейчас изотопов примерно в 5 раз превышала современную. Вымершие к настоящему моменту короткоживущие изотопы могли оказывать существенное влияние только на самых ранних этапах формирования планеты. Генерация радиогенного тепла происходила достаточно медленно, и лишь через 1—2 млрд. лет после образования Земли создались условия для дифференциации веществ. В этот период температура верхних слоев была максимальной, что привело к выплавлению земной коры и обогащению ее радиоэлементами за счет нижележащих слоев. В последующий этап существования Земли генерация основного количества тепла происходит в верхних ее оболочках.

Земля обладает огромной тепловой генерацией, и отток тепла к поверхности происходит лишь с внешней зоны. Эта зона увеличивается со временем и сейчас оценивается приблизительно в 1000 км. Изменения, происходящие ниже глубины оттока, не влияют на тепловой поток.

Измерение теплового потока в различных участках Земли на разной глубине показало закономерное его увеличение от наиболее древних складчатых областей (докембрийские щиты) к областям кайнозойского вулканизма (табл. 22).

Таблица 22

Средние значения теплового потока q в регионах с различным типом коры

Характер региона	q , $\frac{\text{мккал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$	Автор
Области складчатости докембрийской	$0,9 \pm 0,02$	Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов, 1970
каледонской	$1,1 \pm 0,04$	Те же
герцинской	$1,28 \pm 0,03$	»
мезозойской	$1,45 \pm 0,06$	»
кайнозойской:		
а) краевые прогибы и впадины	$0,98 \pm 0,03$	»
б) горноскладчатые сооружения миеосинклинальных зон	$1,75 \pm 0,06$	»
в) районы кайнозойского вулканизма	$2,19 \pm 0,06$	»
Некоторые рифтовые зоны материков	$2,40$	»
Среднее для континентов	$1,19$	»
Среднее для океанов	$1,17$	»
Среднее для Земли в целом	$1,18 \pm 0,1$	»
Океан:		
а) основная часть бассейна	$1,28$	Ли, Уеда
б) океанические хребты	$1,82$	»
в) желоба	$0,99$	»

Увеличение теплового потока сопровождается уменьшением силы тяжести. Это явление можно объяснить тем, что под зонами низких тепловых потоков расположены наиболее холодные, а следовательно, более плотные участки мантии и наоборот. Действительно, температуры на поверхности Мохоровичича оцениваются от 400° под щитами до 1200° в областях высоких тепловых потоков.

Другим важным фактом, полученным в результате измерения тепловых потоков, является их равенство в областях континентов и океанов. Казалось бы, что на континентах можно ожидать возрастания величин тепловых потоков по сравнению с океаном, так как содержания радиоактивных изотопов и мощность континен-

тальной коры в несколько раз превышают эти величины для коры океанической.

Равенство тепловых потоков можно объяснить неоднородностью верхней мантии. Под континентами она более дифференцирована, и радиоактивные изотопы из нее в значительной степени вынесены в кору. Верхняя мантия под океаном подверглась значительно меньшей дифференциации и, возможно, содержит радиоактивные изотопы до глубины ~ 500 км. Следовательно, мантия под океанами должна иметь более высокую температуру, что подтверждается геомагнитными наблюдениями. Можно ожидать, что вклад мантии и коры в суммарный тепловой поток должен быть неодинаков в различных зонах Земли. Приближенные расчеты показывают, что доля мантийного тепла варьирует от $\sim 30\%$ в областях каледонской складчатости до $\sim 70\%$ в областях современного вулканизма (Камчатка).

Закономерности распределения теплового потока Земли позволяют в первом приближении объяснить основные закономерности формирования магматических очагов. Как показывают расчеты, температуры на поверхности Мохоровичича под тектонически стабильными областями наиболее низкие — $400\text{--}800^\circ$. Эти температуры недостаточны даже для частичного плавления пород на глубине.

В тектонически активных областях наблюдается резкая дифференциация тепловых потоков и температур на поверхности Мохоровичича. В областях кайнозойского вулканизма температура может достигать $1200\text{--}1300^\circ$, в то время как в близлежащих желобах и краевых прогибах она опускается до $200\text{--}600^\circ$. На участках сочленения различных зон перепад температур может достигать 1000° . Это приводит к появлению термоупругих напряжений, которые разрезаются разрывными деформациями — образованием разломов. В местах локального падения давления может образовываться жидкая магма. Глубинные разломы являются основными каналами, по которым магма внедряется в различные зоны земной коры и при благоприятных условиях изливается на поверхность.

Плавление возможно на определенной глубине — в зоне очагов. Эта зона начинается в нижней части земной коры и заканчивается в мантии на глубине примерно $500\text{--}700$ км. По геофизическим данным, в этой зоне находятся очаги вулканических извержений и гипоцентры глубокофокусных землетрясений.

Глубина зоны очагов зависит от этапа тектонического развития региона. В начальные стадии формирования геосинклинального прогиба процесс сжатия вещества приводит к повышению температуры, но зона очагов располагается значительно ниже поверхности Мохоровичича. Магматическая деятельность проявляется во внедрении основных и ультраосновных магм и их дифференциатов.

Прогибание коры приводит к накоплению огромных толщ осадков. Сравнительно меньшая теплопроводность слабометаморфизованных осадочных пород способствует накоплению тепловой

энергии под их толщей, и зона магматических очагов перемещается сначала в подкорковый слой, а потом в кору. В этот период развития подвижного пояса начинают преобладать гранитоидные дифференциаты базальтовой магмы, затем — андезитовая магма, а при возникновении складчатого пояса — самостоятельная гранитная магма.

Размыв осадочной толщи в период образования горной страны и метаморфизация сохранившихся осадков, приводящая к повышению теплопроводности, перемещает зону магматических очагов обратно в мантию.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. И. Радиометрия. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972.
Стейси Ф. Физика Земли. М., «Мир», 1972.
Субботин С. И. и др. Мантия Земли и тектогенез. Киев, 1968.
Тепловой режим недр Земли. «Тр. ГИН», 1970, вып. 218.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА

Процесс радиоактивного распада, протекающий по определенному закону независимо от внешних воздействий, может, как указал Пьер Кюри, быть использован как эталон времени, не зависящий от длины суток. Особенно важно применение радиоактивного распада для определения (в годах) длительности природных, в первую очередь геологических, событий. В. И. Вернадский считал применение радиоактивного распада для определения времени в геологии одной из важнейших проблем радиогеологии. Он писал: «Введение нового определения времени по тысячелетиям или миллионам лет вместо произвольных и количественно несравнимых подразделений геологической, геолого-стратиграфической шкалы времени, может по своему действию сравниться только с героническим периодом в истории геологии, с созданием сто лет назад основного палеонтологического охвата геологии и геологических работ» (Вернадский, 1934).

§ 1. ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА АБСОЛЮТНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА

Радиоактивный распад применяется в различных вариантах для определения времени в геологии. Основным приемом является определение содержания радиоизотопа и накопившегося за определяемый промежуток времени количества устойчивого продукта его распада.

Ниже приводятся основные расчетные формулы, используемые при определении возраста по экспериментальным данным в зависимости от применяемого метода.

Расчет возраста по накоплению продукта распада одного радиоизотопа. Так как каждый распавшийся атом радиоизотопа (R) превращается в один атом продукта его распада (S), накопление со временем последнего будет происходить по закону

$$S = R_0 - R_0 e^{-\lambda t} = R_0 (1 - e^{-\lambda t}).$$

Заменяя R_0 через $R \cdot e^{\lambda t}$, получим $S = R(e^{\lambda t} - 1)$.

Количество радиоизотопа и продукта его распада удобнее выражать по отношению к нерадиогенному стабильному изотопу продукта распада и общий вид расчетной формулы будет таков:

$$\frac{S_1}{S_2} = \left(\frac{S_1}{S_2} \right)_0 + \frac{R}{S_2} (e^{\lambda t} - 1),$$

где S_1 — количество радиогенного продукта; S_2 — количество его стабильного изотопа; R — количество радиоизотопа; $\left(\frac{S_1}{S_2}\right)_0$ — начальный состав радиогенного продукта. Для обычно применяемых методов будем иметь:

R	S_1	S_2
^{238}U	^{206}Pb	^{204}Pb
^{235}U	^{207}Pb	^{204}Pb
^{87}Rb	^{87}Sr	^{86}Sr

Метод изохрон для отдельного радиоизотопа. Если в некоторый момент времени произойдет образование ряда продуктов однократной и одновременной дифференциации единого материнского вещества, содержащего радиоизотоп и радиогенный продукт его распада, то для любого продукта дифференциации, отличающегося относительным содержанием радиоизотопа, можем написать:

$$\frac{S_1}{S_2} = \left(\frac{S_1}{S_2}\right)_0 + \frac{R}{S_2}(e^{\lambda t} - 1).$$

Это — уравнение прямой изохроны в координатах $\frac{S_1}{S_2} = f\left(\frac{R}{S_2}\right)$. Угол наклона изохроны будет функцией времени дифференциации $\text{tg}\alpha = e^{\lambda t} - 1$. Из соответствующего графика можно

найти как время дифференциации t , так и начальный изотопный состав радиогенного продукта (рис. 26).

Метод «внутренних изохрон». Если в результате дифференциации какого-либо материнского вещества образуются отдельные сложные тела, состоящие из смеси минералов (например, метеориты), являющиеся заведомо разновозрастными продуктами одного материнского вещества, то с успехом может быть использован метод «внутренних изохрон». При этом из объекта датирования

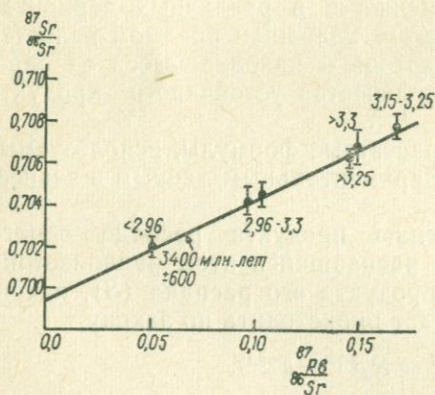


Рис. 26. Изохрона $^{87}\text{Rb} - ^{86}\text{Sr}$ для лунных пород

выделяются отдельные минералы или фракции, результаты анализа которых располагаются на графике, подобном обычным изохронам. Преимущество данного метода заключается в том,

что выделенные из одного метеорита или куска породы фракции являются заведомо разновозрастными представителями продуктов однократной дифференциации одного материнского вещества. Метод внутренних изохрон имеет существенное преимущество по сравнению с методом определения возраста по отношению радиоизотопов и их радиогенных продуктов в целом куске минерала или породы, так как в этом случае мы имеем неопределенную смесь индивидуальных продуктов дифференциации.

Для обычно применяемых методов используются частные формулы, основанные на вышеприведенных общих формулах.

§ 2. СВИНЦОВЫЙ МЕТОД

Конечные продукты распада уранового и ториевого ряда — изотопы свинца, причем уран-238 превращается в свинец-206, уран-235 — в свинец-207, торий-232 — в свинец-208. Для минералов, возраст которых более 500 тыс. лет, можно принять, что уран превращается непосредственно в свинец, так как промежуточные продукты распада имеют небольшую продолжительность жизни по сравнению с продолжительностью жизни изотопов урана и находятся с ним в равновесии. Для минералов тория равновесие устанавливается через 50 лет. Пусть начальное содержание радиоактивных изотопов будет равняться соответственно $^{238}\text{U}_0$, $^{235}\text{U}_0$, $^{232}\text{Th}_0$. Количество свинца в числе атомов, образовавшееся за промежуток времени t , будет равно числу атомов упомянутых радиоизотопов, распавшихся за это время:

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U}_0 - ^{238}\text{U}_0 e^{-\lambda_{238} t} = ^{238}\text{U}_0 (1 - e^{-\lambda_{238} t}) = ^{238}\text{U}_0 (e^{\lambda_{238} t} - 1),$$

где $^{238}\text{U}_0$ — содержание урана в числе атомов для момента определения возраста.

Аналогично имеем

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1), \quad ^{208}\text{Pb} = ^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232} t} - 1).$$

Если исследуемый минерал содержит, например, только торий и не содержит изотопов урана и примеси свинца нерадиогенного происхождения, то определение возраста сводится к простой аналитической задаче — определению содержаний тория и свинца и вычислению возраста по формуле

$$e^{\lambda_{232} t} - 1 = \frac{^{208}\text{Pb}^1}{^{232}\text{Th}},$$

или в весовых единицах

$$e^{\lambda_{232} t} - 1 = \frac{208}{232} \cdot \frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}.$$

При определении возраста урановых минералов приходится учитывать изотопный состав элемента урана, состоящего из двух

самостоятельных изотопов: урана-238 и урана-235, распадающихся с различной скоростью.

В случае присутствия в минерале одновременно изотопов урана (238 и 235) и тория суммарное количество свинца, накопившегося за время t , будет

$$\text{Pb} = \frac{^{238}\text{U}}{1,155} (e^{\lambda_{238} t} - 1) + \frac{^{235}\text{U}}{1,135} (e^{\lambda_{235} t} - 1) + \frac{^{232}\text{Th}}{1,115} (e^{\lambda_{232} t} - 1).$$

Для вычисления возраста урановых минералов, а также минералов, содержащих одновременно уран и торий, по свинцовому методу можно воспользоваться графическим способом, составляя номограммы из семейства кривых, дающих отношение содержания свинца к содержанию урана в функции времени при различном отношении тория к урану.

Для урановых минералов может быть применен также метод расчета, основанный на изменении со временем относительного содержания радиогенных изотопов свинца-206 и свинца-207.

Из приведенных ранее уравнений следует, что

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}} = \frac{^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1)}{^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1)}.$$

Так как отношение ^{238}U к ^{235}U во всех исследованных минералах постоянно и равно 138, то отношение $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ является однозначной функцией времени и может быть использовано для определения геологического возраста.

Необходимо отметить, что применение метода изотопных отношений для определения возраста по свинцу не исключает ошибок, связанных с изменениями состава минерала за время его существования.

Изотопный состав накопившегося в минерале свинца непрерывно меняется со временем в результате разной скорости распада изотопов урана. Вынос из минерала части урана или уже образованного свинца неизбежно сказывается на конечном изотопном составе свинца в момент определения возраста. Точное определение возраста радиоактивными методами возможно только в применении к изолированному от обмена с внешней средой объекту, в котором сохраняются радиоактивные элементы и продукты их распада в течение всего времени, протекшего с момента образования объекта. Если не учитывать указанное обстоятельство, можно получить результаты определения возраста, которые не будут иметь реального смысла.

Подтверждением правильности определения возраста минерала свинцовым методом служит совпадение значений возраста, полученных по отношениям $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$; $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$; $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$. Если такие

данные расходятся, то наименее точным будет определение по отношению $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$.

Вариантом урано-свинцового метода, предложенным Гаутермансом, является определение возраста минерала по отношению содержания RaD к Pb. Для этой цели определяется удельная радиоактивность свинца, выделенного из минерала, по β -излучению RaE. Отношение урана к свинцу:

$$\frac{\text{U}}{\text{Pb}} = 3 \cdot 10^6 \frac{\text{RaE}}{\text{Pb}}$$

Вычисление возраста производится по формуле

$$\frac{\text{Pb}}{\text{U}} = \frac{^{238}\text{U}}{^{238}\text{U} + ^{235}\text{U}} \left[\frac{206}{238} (e^{\lambda_{238} t} - 1) + \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \cdot \frac{207}{235} (e^{\lambda_{235} t} - 1) \right]$$

При определении возраста минерала свинцовым методом должна быть введена поправка на присутствие свинца нерадиогенного происхождения, точнее говоря, не образовавшегося за счет распада урана и тория, содержащихся в исследуемом образце.

Примесь так называемого обыкновенного, или рудного, свинца может быть определена при помощи изотопного анализа свинца, содержащегося в минерале.

Изотопный состав рудного свинца изменяется с возрастом месторождения (рис. 27), но это изменение не имеет существенного значения при внесении поправки. В пределах последних 2 млрд. лет отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изменилось от 16 до 18 (на 12%), отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — от 15 до 18 (на 18%), а $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — от 34 до 39 (на 14%).

Поправку для урано-ториевого минерала можно внести по содержанию ^{204}Pb нерадиогенного происхождения. Для урановых минералов, не содержащих заметных количеств Th, поправка на рудный свинец может быть введена как по ^{204}Pb , так и по ^{208}Pb .

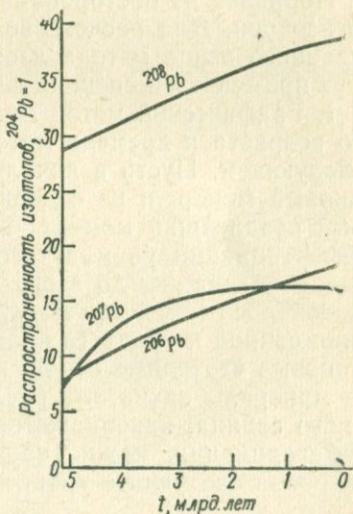


Рис. 27. Изменение изотопного состава свинца в земной коре со временем

Указанную поправку можно внести с достаточной точностью только в тех случаях, когда примесь постороннего свинца в радиоактивных минералах бывает незначительна.

При введении поправок на присутствие в урановом минерале рудного свинца на основании содержания ^{204}Pb следует иметь в виду, что возможны случаи нахождения в минерале в качестве постороннего переотложенного почти чистого уранового свинца (^{206}Pb). В таких случаях формальное введение поправки на рудный свинец не обеспечивает получения точного значения возраста. Для определения абсолютного возраста свинцовым методом желательнее использовать минералы, содержащие большие количества урана и тория, в которых примесь нерадиогенного, обычного свинца не влияет существенно на результаты (уранинит, торинит, торит и т. д.). Широкое применение для определения возраста нашли уран- и торийсодержащие акцессорные минералы, например монацит, ортит, циркон, ксенотим и др. При использовании для определения возраста акцессорных минералов введение поправки на нерадиогенный свинец может приобрести существенное значение. Для определения изотопного состава нерадиогенного свинца следует использовать минералы, содержащие много свинца и ничтожно мало урана и тория (например, галениты).

Поправка на посторонний свинец исключается при использовании изохрон. Для расчета возраста по изотопам свинца кроме описанного выше метода изохрон для отдельного радионуклида могут применяться специальные изохронные методы.

1. Графический метод Аренса — Везерилла нахождения истинного возраста и времени метаморфизма минералов заключается в следующем. Пусть в начальный момент времени T образовался урановый минерал, не содержащий радиогенного свинца. В некоторый позднейший момент времени τ в результате однократной дифференциации упомянутого минерала или содержащей его породы, сохранявших до этого момента свойства закрытой системы, образовалось семейство минералов, отличающихся величиной отношения свинца к урану (в процессе дифференциации не изменяются свинцовые изотопные отношения). Полагая, например, что вторичные минералы захватили различную долю a (где $0 < a < 1$) радиогенного свинца, накопившегося в первоначальном минерале до дифференциации, можно написать для какого-либо из вторичных минералов следующее уравнение:

$$206 = a \cdot 238 (e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 \tau}) + 238 (e^{\lambda_1 \tau} - 1),$$

$$207 = a \cdot 235 (e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 \tau}) + 235 (e^{\lambda_2 \tau} - 1),$$

где 206 и 238 — современное содержание свинца-206 и урана-238 в числе атомов; λ_1 и λ_2 — константы распада урана-238 и урана-235; $238 (e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 \tau})$ — количество радиогенного свинца-206, накопившегося за время $T - \tau$, т. е. с момента образования породы до ее дифференциации; $238 (e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 \tau})$ — количество радиогенного

свинца-206, накопившегося за время $T - \tau$, т. е. от образования материнской породы до ее дифференциации.

Следовательно:

$$\frac{\frac{206}{238} - (e^{\lambda_1 \tau} - 1)}{\frac{207}{235} - (e^{\lambda_2 \tau} - 1)} = \frac{e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 \tau}}{e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 \tau}} = f(T, \tau),$$

$$\frac{206}{238} = a(e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 \tau}) + (e^{\lambda_1 \tau} - 1),$$

аналогично:

$$\frac{207}{235} = a(e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 \tau}) + (e^{\lambda_2 \tau} - 1).$$

Отсюда получим

$$\frac{\frac{206}{238} - (e^{\lambda_1 \tau} - 1)}{\frac{207}{235} - (e^{\lambda_2 \tau} - 1)} = \frac{e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 \tau}}{e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 \tau}} = f(T, \tau).$$

Это уравнение изохроны — прямой в координатах $\frac{206}{238}$ и $\frac{207}{235}$, тангенс угла наклона которой равен $f(T, \tau)$. На эту прямую лягут точки, соответствующие каждому из семейства вторичных минералов, образовавшихся в указанных выше условиях.

Если на этом же графике нанести конкордию, т. е. кривую

$$\frac{206}{238} = \frac{207}{235} \cdot \frac{e^{\lambda_1 \tau} - 1}{e^{\lambda_2 \tau} - 1},$$

то эта последняя пересечется изохроной в двух точках:

1) при $a=0$ — полное отсутствие захваченного свинца, что соответствует $\frac{206}{238} = e^{\lambda_1 \tau} - 1$ (возраст метаморфизма);

2) при $a=1$ это соответствует $\frac{206}{238} = e^{\lambda_1 T} - 1$ (истинный возраст) (рис. 28).

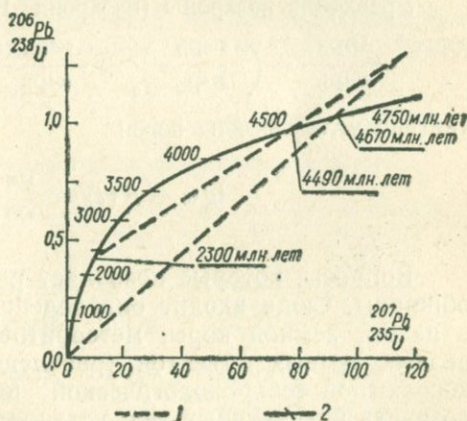


Рис. 28. Изохрона Аренса — Везерилла для лунных пород:
1 — изохрона; 2 — конкордия

Данный изохронный метод позволяет объективно определять как абсолютный возраст содержащей уран породы, так и время дифференциации (метаморфизма), но только при указанных выше предпосылках.

2. Для урано-свинцового метода можно написать уравнения изохроны, содержащие только изотопные отношения свинца и не содержащие урана:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238} t} - 1),$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 = \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235} t} - 1).$$

После деления первого уравнения на второе получим

$$\frac{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0} = \frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} \cdot \frac{e^{\lambda_{238} t} - 1}{e^{\lambda_{235} t} - 1} = F(t).$$

В правой части имеем функцию только времени, так как изотопный состав урана во всех земных веществах постоянный:

$$\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} = 138,4.$$

Уравнение изохроны (изохрона Паттерсона) имеет вид (рис. 29)

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \cdot F(t) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 F(t).$$

Тангенс угла наклона равен

$$\text{tg } \alpha = F(t) = \frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} \cdot \frac{e^{\lambda_{238} t} - 1}{e^{\lambda_{235} t} - 1}.$$

Вопросы, которые позволяет решать свинцовый метод, весьма обширны. Сюда входит определение абсолютного возраста Земли в целом, земной коры, метеоритов, Луны, датирование разнообразных земных объектов (расчленение немых толщ, составление абсолютной геохронологической шкалы докембрия, определение возраста интрузивных тел, установление и датирование отдельных этапов активизации магматического очага, возраста месторождений и т. д.). Примеры использования свинцового и других методов для определения абсолютного возраста небесных тел приведены в § 5 этой главы.

В качестве примера применения свинцового изотопного метода для определения возраста уранового месторождения и установления источника рудного вещества можно привести данные А. И. Тугаринова и других по излучению браннеритовых руд одного из

месторождений. Руды залегают в тектонических зонах и сформированы во внутренних частях платформы. Возраст вмещающих оруденение метаморфических толщ около 2 000 млн. лет. Предполагалась связь эпохи рудообразования с мезозойским магматизмом, хотя территориально эта связь подтверждается не всегда. Изучение изотопного состава свинца браннеритовых руд, вмещающих руды докембрийских пород и щелочных мезозойских интрузий, позволило сделать следующее заключение.

1. Возраст руд оказался равен 145 млн. лет, что соответствует времени проявления юрского магматизма.

2. Сравнение изотопного состава свинца сульфидов рудных зон и микроклинов вмещающих докембрийских пород (табл. 23) показало, что источником рудного вещества являются не юрские интрузии, а метаморфические толщ нижнего протерозоя и прорывающие их гранитоиды возрастом $1\,900 \pm 130$ млн. лет.

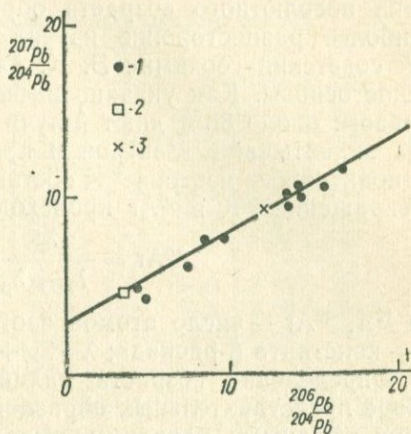


Рис. 29. Изохрона Паттерсона: 1 — каменные метеориты; 2 — железные метеориты; 3 — земная кора

Таблица 23

Изотопный состав свинца месторождения браннеритовых руд (по А. И. Тугаринову)

Исследуемый материал	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
Галениты, сопутствующие урановой минерализации	16,76	15,30	36,94
Средний состав свинца вмещающих гранитоидов и гнейсов	16,30	15,24	36,91
Галениты возраста 150 млн. лет	18,70	15,71	38,52

§ 3. КАЛИЙ-АРГОНОВЫЙ МЕТОД

Еще в начале столетия было обнаружено, что калий и рубидий обладают радиоактивностью. Однако только после развития масс-спектрального метода было показано, что радиоактивностью, в отличие от урана и тория, обладают только их отдельные изо-

топы: распадающийся двояким образом изотоп калия ^{40}K и испускающий β -лучи изотоп рубидия ^{87}Rb , превращающийся в ^{87}Sr . На возможность использования радиоактивности калия для определения абсолютного возраста обратили внимание многие ученые. Наиболее разносторонне изучил калий-аргоновый метод известный советский геохимик Э. К. Герлинг, заложивший его практические основы. Как указано выше, калий-40 распадается двояким образом: около 88% дают β -лучи с превращением в ^{40}Ca , а около 12% захватывают электрон и превращаются в ^{40}Ar . Содержание радиоактивного изотопа ^{40}K составляет в природном калии 0,012%. Превращение ^{40}K в ^{40}Ar происходит по следующему закону:

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda_{\text{K}}}{\lambda_{\text{K}} + \lambda_{\beta}} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1),$$

где ^{40}K , ^{40}Ar — число атомов изотопов; λ_{K} — константа K-захвата; λ_{β} — константа β -распада; $\lambda = \lambda_{\text{K}} + \lambda_{\beta}$.

Определение возраста калий-аргоновым методом состоит в отборе представительных образцов, определении содержания в них калия обычными методами, выделении аргона в смеси газов, его очистке и определении его количества объемным или другим методом (изотопного разведения и др.). Во встречающихся иногда случаях недостаточного или избыточного содержания аргона установление причин требует дополнительных исследований с учетом в первую очередь геологической обстановки. Если недостаток аргона вызван его потерей при нагревании образцов или другими

изменениями, связанными с потерей газов, можно по оставшемуся аргону определить время действия процессов, вызвавших такие изменения (метаморфизм).

Поправка на присутствие в пробе атмосферного аргона производится путем определения изотопного состава анализируемого аргона. Содержание нерадиогенного аргона будет служить указанием на пропорциональное содержание воздушного аргона и позволит ввести соответствующую поправку (табл. 24).

Чувствительность применяемой аппаратуры позволяет определять возраст калий-аргоновым методом начиная с миллиона лет и даже ниже.

В качестве примера применения калий-аргонового метода для определения возраста можно привести данные Г. П. Багдасаряна

Таблица 24
Изотопный состав K, Ar и Ca
(по А. О. Ниру)

Элементы	Изотопы	Содержание, ат. %
Калий	^{39}K	93,08
	^{40}K	0,0119
	^{41}K	6,91
Аргон	^{36}Ar	0,337
	^{38}Ar	0,063
	^{40}Ar	99,600
Кальций	^{40}Ca	96,97
	^{42}Ca	0,64
	^{43}Ca	0,145
	^{44}Ca	2,06
	^{46}Ca	0,0033
	^{48}Ca	0,185

и других по определению возраста некоторых рудных формаций Армении (табл. 25).

Таблица 25

Абсолютный возраст пород Алавердского рудного района

Тип пород	К, %	^{40}K 10^{-9} г/г	^{40}Ar 10^{-9} г/г	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Возраст, млн. лет
Гидротермально измененные породы Шамлугского медно-колчеданного месторождения	2,06	2,52	20,8	8,26	145
	1,1	1,34	10,8	8,04	141
	2,8	3,42	30,6	8,95	156
Гидротермально измененные породы Актальского полиметаллического месторождения	5,63	6,88	54,0	7,85	138
	3,76	4,60	40,8	8,88	156
	1,21	1,48	12,40	8,38	147

Приведенные в таблице и аналогичные им цифры позволили автору сделать вывод о синхронности времени рудообразования на месторождениях Алавердского рудного района. Для определения возраста изверженных пород калий-аргоновым методом используют калиевые и калийсодержащие минералы: слюды, полевые шпаты, для основных и ультраосновных пород — пироксены и амфиболы. Исследование сохранности аргона при нагревании минералов показало, что мусковит теряет основную массу аргона при 700—800°, микроклин теряет 5% аргона при 600°, 12% — при 800°. В пироксенах и амфиболах аргон сохраняется при еще более высоких температурах. Прогревание породы в процессе термального метаморфизма выше указанной температуры должно приводить к потере части аргона минералами. Вычисленный по ним возраст в таком случае будет соответствовать времени метаморфизма, а не времени кристаллизации минералов.

Вторичные изменения минералов (гидратация и др.) также могут приводить к потере как аргона, так и калия.

Ряд исследователей полагает, что некоторые минералы (берилл, кордиерит, пироксен и др.) захватывают аргон при кристаллизации. Захваченный таким образом аргон будет избыточным и приведет к ошибке в определении возраста. При определении возраста осадочных пород наиболее перспективно применение аутигенного минерала из группы слюд — глауконита. Полная потеря аргона из глауконита происходит примерно при 600°.

Возраст исходного материала, послужившего основой для образования осадочной породы, можно определить по полевому шпату, содержащемуся в обломочной фракции. А. Я. Крыловым и другими было показано, что при физическом выветривании кристаллических пород потеря калия и аргона примерно пропорциональны. Химическое выветривание вызывает потери значительной доли аргона. Авторы установили области сноса для ряда бассей-

нов. Исследуя ил, содержащийся в антарктических айсбергах, они получили возраст 350—690 млн. лет, соответствующий возрасту наиболее распространенных пород Антарктиды.

Применение калий-кальциевого варианта метода определения возраста встречает затруднение вследствие широкого распространения кальция в земной коре, тем более что радиогенный изотоп ^{40}Ca является основным изотопом кальция и составляет в природной смеси изотопов 99,97% (см. табл. 24).

Применение метода возможно только для калиевых минералов, содержащих минимальные количества кальция. Наиболее удачными объектами для этой цели являются сильвины. Применение калий-аргонового метода к сильвинам встречает затруднения вследствие потерь аргона при перекристаллизации солей.

§ 4. РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЙ МЕТОД

Большой период полураспада ^{87}Rb ($T_{1/2} = 5 \cdot 10^{10}$ лет) и сравнительно малая распространенность рубидия в земной коре делают рубидий-стронциевый метод пригодным преимущественно для определения возраста древних пород. Определение возраста производится путем сопоставления содержания в исследуемом образце рубидия и стронция. Возраст пород и минералов рассчитывают по радиогенному ^{87}Sr , накопившемуся за счет радиоактивного распада ^{87}Rb , по формуле

$$t = \frac{^{87}\text{Sr} \text{ рад. } \%}{\lambda \text{ } ^{87}\text{Rb} \%}$$

(формула получена путем упрощения основной формулы радиоактивного распада: $N = N_0 e^{-\lambda t}$ до вида $t = \frac{N_0 - N}{\lambda N}$, что возможно в связи с очень малой величиной $\lambda \text{ } ^{87}\text{Rb}$).

Только в богатых рубидием минералах, таких, как лепидолит, поллуцит, практически не содержащих нерадиогенного стронция, возраст может быть рассчитан по отношению рубидия к общему стронцию.

Обычно в породах наряду со ^{87}Sr , часть которого имеет нерадиогенное происхождение, присутствуют другие его изотопы (по А. О. Ниру):

Изотоп	^{87}Rb	^{85}Rb	^{88}Sr	^{87}Sr	^{86}Sr	^{84}Sr
Распространенность, %	27,85	72,15	82,56	7,02	9,86	0,56

Чтобы найти долю «обычного», нерадиогенного ^{87}Sr , в исследуемом минерале определяют изотопный состав стронция масс-спектрометрическим методом в образцах двух типов. Первый тип — рубидийсодержащие образцы, пригодные для определения возраста (калиевые минералы — калиевые полевые шпаты, слюды). Второй тип — стронцийсодержащие минералы, практически лишенные рубидия (апатит, кальциевые плагиоклазы и т. д.). По

минералам второго типа устанавливают изотопный состав первичного «обычного» стронция, попавшего в исследуемый минерал первого типа в момент его кристаллизации, и вносят соответствующую поправку.

Наиболее надежные результаты получаются методом изохрон, пригодным для определения возраста группы продуктов дифференциации одной материнской породы, например одной интрузии. На прямоугольном графике в координатах $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = f\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)$ точки для всех продуктов родственного происхождения ложатся на одну прямую, наклон которой будет функцией возраста. Точка пересечений изохроны с осью ординат дает отношения $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ в материнской породе (см. рис. 26).

Кроме определения возраста геологических образцов изохронный метод с успехом применяется для определения возраста космических объектов: метеоритов и лунных пород (см. § 5 настоящей главы).

§ 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Определение возраста Земли

В настоящее время большинство ученых придерживаются гипотезы, что Земля и вся Солнечная система, включая центральное светило, образовались путем объединения частиц первичной газопылевой туманности и были в начале своего существования холодными телами. Присутствие в земном и метеоритном веществе естественных радиоактивных изотопов (уран, торий и др.), которые в образовавшейся Земле вновь не возникают, а, наоборот, исчезают благодаря непрерывно текущему радиоактивному распаду, свидетельствует о том, что земное вещество прошло сложный путь развития, на первых этапах которого происходило образование радиоактивных и, вероятно, других химических элементов. При любом механизме образования Земли нас интересуют следующие возрастные этапы ее развития.

1. Образование протопланетного вещества (газо-пылевого облака) и синтез химических элементов.
2. Образование Земли и отдельных метеоритов, астероидных и планетных тел.
3. Образование геологических оболочек Земли.
4. Образование древнейших горных пород.

В соответствии с выделенными этапами эволюции Земли возраст земного вещества мы считаем после прекращения синтеза химических элементов в протопланетном веществе (газо-пылевом облаке); возраст Земли считаем с момента выделения Земли в качестве индивидуального планетного тела; возраст земных оболочек — с момента дифференциации первоначально однородной

Земли. Для оценки возрастных этапов развития Земли используются преимущественно радиоактивные методы определения абсолютного возраста.

Первый этап определяется возрастом радиоактивных элементов, т. е. временем, прошедшим после прекращения их синтеза. Можно считать, что радиоактивные элементы образовались одновременно с близкими к ним в периодической системе стабильными элементами и на их распространенность не влияла способность их к радиоактивному распаду.

Возраст радиоактивных элементов, в частности урана, можно, как указал еще Резерфорд, определить путем сравнения предполагаемой начальной и наблюдаемой современной распространенности двух изотопов элемента, распадающихся с разной скоростью. Один из изотопов может быть стабильным. Расчетная формула имеет вид

$$\frac{N_1}{N_2} = \frac{N_1^0 e^{-\lambda_1 t}}{N_2^0 e^{-\lambda_2 t}},$$

где N_1 и N_2 — современные количества атомов каждого изотопа; N_1^0 и N_2^0 — их начальные количества; λ_1 и λ_2 — константы распада; t — возраст элемента.

Если второй изотоп стабильный, формула принимает вид

$$\frac{N_1}{N_2} = \left(\frac{N_1}{N_2} \right)^0 e^{-\lambda_1 t}.$$

Первичный изотопный состав радиоактивных элементов оценивается с учетом полуэмпирических закономерностей в распространенности изотопов стабильных химических элементов, сходных по положению в периодической системе.

Пока еще не установлен механизм синтеза ядер в протоплазменном веществе. Точный теоретический расчет первичного изотопного состава невозможен, и предположения о первичном изотопном составе радиоактивных элементов более или менее вероятны, но степень их достоверности не может быть доказана. Не исключено, что легкие и тяжелые химические элементы образовались в разных процессах, протекавших не одновременно, но, по-видимому, тяжелые элементы образовались в последнюю очередь.

Полученные указанным путем значения возраста радиоактивных элементов составляют для калия $10,2 \cdot 10^9$ лет, для рубидия — $17 \cdot 10^9$ лет, для урана — $6,6 \cdot 10^9$ лет. Наибольший интерес представляет уран, так как изотоп ^{235}U имеет сравнительно малый период полураспада ($T_{1/2} = 7,13 \cdot 10^8$ лет) и различные предположения о первичном изотопном составе урана мало влияют на рассчитанное значение его возраста (рис. 30).

Возраст химических элементов, а вместе с тем и возраст земного вещества не могут быть точно установлены. Мы можем уста-

новить только их нижнюю границу, равную возрасту урана (около 6—7 млрд. лет). Это будет также верхней границей возраста Земли, если процесс ее образования протекал быстро (не более сотен миллионов лет).

Для определения возраста Земли и дальнейших этапов эволюции ее вещества возможно использовать изменение во времени соотношения радиоактивных изотопов и стабильных продуктов их распада, пользуясь известными расчетными формулами:

$$S - S^0 = R(e^{\lambda R t} - 1),$$

где R и S — соответственно содержание (в числе атомов) радиоактивных изотопов и их радиогенных продуктов в момент измерения; S_0 — начальное количество радиогенных изотопов.

После того как было установлено, что изотопный состав свинца минералов закономерно меняется с геологическим возрастом, обогащаясь радиогенными изотопами ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , были предприняты попытки оценки возраста Земли по изотопному составу свинца минералов и горных пород. В основе всех расчетов лежит, несомненно, существующая связь между изотопным составом рудного свинца и свинца материнской по отношению к рудному свинцу горной породы.

В первых попытках использовать изотопный состав свинца для выделения определенных этапов в истории развития нашей планеты отсутствовало четкое представление о том, какой момент времени пытается определить исследователь. Производя принципиально сходные расчеты, авторы называли полученные возрастные значения или возрастом Земли, или возрастом земной коры, или возрастом вещества Земли, или, наконец, возрастом элемента урана. Такой разноречивой определений связан, несомненно, с отсутствием четкого определения тех эпох в развитии Земли, время которых предполагал определить каждый автор. Нечеткость основных положений приводила иногда к методически неправильным выводам, которые лишены научной ценности.

При определении возраста Земли делались, в частности, две характерные методические ошибки. Это — использование расчетного метода, пригодного только для урановых минералов, не содержащих примеси нерадиогенного свинца, к Земле в целом и попытки определения возраста Земли по изотопному составу свинца.

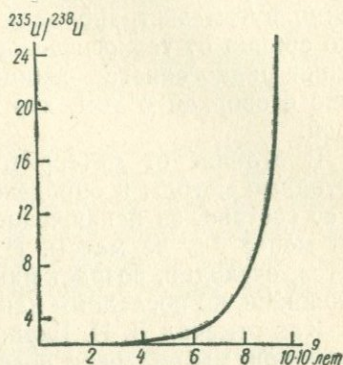


Рис. 30. Изменение отношения $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ в прошлом

в предположении, что весь свинец на Земле имеет исключительно радиогенное происхождение, что фактически неверно.

Одним из серьезных затруднений применения свинцовых изотопных методов является то, что мы знаем состав только ничтожно тонкой земной оболочки. Поэтому методически правильным было бы определение возраста только этой оболочки. Если принять за первичный состав свинца изотопный состав свинца железных метеоритов с наименьшим количеством радиогенных изотопов, то можно путем экстраполяции по кривой зависимости состава рудного свинца от геологического возраста найти время начала накопления радиогенного свинца в земном веществе с приведенной выше оговоркой о том, что наше значение ограничено земной корой.

В отличие от метеоритов мы не можем применить ядерные изотопные методы к определению возраста Земли, так как не знаем ее состава, за исключением тонкой оболочки (коры), занимающей менее 1% ее массы. Нижним пределом возраста Земли является, очевидно, возраст наиболее древних горных пород, приближающийся, по последним данным, к 4 млрд. лет.

Как отмечал В. И. Вернадский, при определении возраста горных пород, мы получаем возраст последнего метаморфизма. Поэтому представляет большие трудности нахождение первичного, неизмененного вещества Земли. Тем более удивительно, что точка, соответствующая среднему современному изотопному составу свинца в земной коре, ложится на метеоритную изохрону Паттерсона (см. рис. 29). Формально можно принять, что вещество Земли произошло путем дифференциации того же протопланетного вещества одновременно с метеоритами, а земная кора образовалась через незначительный (в масштабах возраста Земли) промежуток времени и при дальнейшем ее развитии не происходило существенного разделения урана и свинца.

Возраст метеоритов

Кроме многообразных земных геологических объектов ядерные геохронологические методы с успехом применяются к определению абсолютного возраста космических объектов. В первую очередь это относится к метеоритам различных классов. Для определения абсолютного возраста используются два рода методов. Многочисленные данные были получены прямым методом по отношению содержания радионуклидов и их продуктов распада: U, Th — Pb; K — Ar; Rb — Sr и др. Поправки на первичное содержание радиогенных продуктов производятся в свинцовом методе по сравнению с железными метеоритами, почти не содержащими радионуклидов, первичный свинец в которых принимается идентичным свинцу железных метеоритов.

Многочисленные определения прямым методом дали в хорошем согласии возраст метеоритов около 4,5 млрд. лет.

Более объективные результаты можно получить при помощи различных вариантов изохронных методов, не требующих знания состава первичного свинца метеоритов. Эти методы дали также близкие результаты. В качестве примера можно привести изохрону в координатах $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = f\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)$, на которую хорошо ложатся свинцовые изотопные данные для разных объектов (см. рис. 29). Наклон прямой изохроны соответствует возрасту данных объектов. Этот метод дает указание на то, что в пределах Солнечной системы момент в 4,5 млрд. лет является знаменательной датой какого-то созидательного события: дифференциации первичного вещества и т. п.

Очень интересно, что точки, соответствующие среднему изотопному составу свинца земной коры, хорошо ложатся на ту же изохрону. Это можно рассматривать как подтверждение полученного прямым методом значения возраста земной коры, равного 4,5—5 млрд. лет. Недавно полученные данные возраста лунных пород в 4,0—4,7 млрд. лет могут служить подтверждением возрастной оценки вещества Солнечной системы.

В последние годы большое внимание привлекает определение так называемого космического (или, по терминологии, принятой зарубежными учеными,— радиационного) возраста метеоритов. Сущность этого вопроса заключается в том, что во время пребывания метеоритов в космическом пространстве вещество их подвергается непрерывной бомбардировке космическими лучами, не ослабленными земной атмосферой. В результате в веществе метеоритов возникают ядерные реакции, приводящие к образованию ряда изотопов, в том числе и радиоактивных.

Бауер первым указал, что под влиянием космического излучения в веществе метеоритов происходят ядерные реакции, приводящие, в частности, к образованию изотопов гелия ^3He и ^4He , что существенно искажает результаты определения возраста метеоритов гелиевым методом.

В дальнейшем многие авторы показали экспериментально, что в метеоритах изотопный состав редких газов существенно отличается от состава газов земной атмосферы. Образование этих газов за счет облучения метеоритов в космическом пространстве было подтверждено советскими и зарубежными учеными, которые нашли, что космогенные компоненты убывают по мере углубления внутрь массивных кусков метеоритов вследствие поглощения космических лучей. Другим подтверждением явилась искусственная бомбардировка железа частицами высокой энергии. Эти факты, как отметили А. Н. Мурин и И. А. Ютландов, позволяют определить время пребывания метеорита в космическом пространстве.

Зная сечение ядерных реакций, интенсивность и энергию потока космических частиц, химический состав метеорита и содержание соответствующего продукта ядерной реакции, можно опре-

делить промежутки времени, в течение которого метеорит подвергался облучению в космическом пространстве.

Из полученных данных следует, что радиационный возраст каменных метеоритов получается примерно на один порядок меньше, чем железных. Причина такой закономерности пока неизвестна.

Абсолютный возраст лунных пород

Доставленные на Землю космическими кораблями «Аполлон-11» и «Аполлон-12» образцы лунных пород были тщательно исследованы американскими учеными, в частности был определен их абсолютный возраст различными методами.

Полученные результаты представляют очень большой интерес и дают материал для суждения о единстве происхождения вещества Земли и Луны, а также для некоторых общих выводов.

Основные результаты по определению абсолютного возраста были получены при помощи свинцового изотопного метода. Сходимость результатов по различным изотопным отношениям получена очень хорошая, как видно из табл. 26. Кроме того, значения возраста были определены при помощи других ядерных методов, показавших очень близкие результаты.

Таблица 26

Возраст лунных пород по различным изотопным отношениям, 10^9 лет

Номер образца	Порода	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
		10003	кристаллические породы	3,878	3,976
10017	то же	3,767	3,935	3,598	4,022
10020	»	3,765	3,903	3,773	3,996
10050	»	3,760	3,952	3,680	4,051
10057	»	4,089	4,146	3,959	4,173
10071	»	3,794	3,815	3,374	3,826
10061	реголит	4,710	4,678	4,594	4,663
10084	»	4,685	4,668	4,525	4,659

Данные определения возраста показали, что самый древний возраст лунных пород достигает 4,7 млрд. лет, что близко к возрасту вещества Солнечной системы. Большой интерес представляет определение изотопного состава урана, который оказался очень близким к земному, что свидетельствует об одновозрастности и единстве происхождения земного и лунного веществ. Никаких указаний на присутствие разновозрастного вещества не обнаружено.

Исключительный интерес представляет тот факт, что самыми древними оказались проба реголита и брекчии, тогда как пробы кристаллических пород на десятки миллионов лет моложе. Отсюда можно сделать очень важное заключение о происхождении лун-

ных кратеров. Если бы они образовались при ударах метеоритов, их возраст не отличался бы от возраста первичного вещества Луны, так как при ударе они сохраняли бы свойства закрытой системы. Наоборот, при вулканическом происхождении требовалось бы значительное время для их образования, что омолаживало бы кристаллические породы. В пользу этого предположения свидетельствуют цифры абсолютного возраста лунных пород, приведенные в табл. 26.

Наконец, можно высказать гипотезу, что вещество реголита идентично с первичным веществом Солнечной системы, в котором радиогенные изотопы накапливались на всем протяжении существования гипотетического газо-пылевого протопланетного облака, не испытывая процессов дифференциации и омолаживания, и что уточненное значение возраста вещества Солнечной системы составляет около 4,7 млрд. лет.

Близость химического и изотопного составов ряда элементов в земном и лунном веществах свидетельствует о том, что они, вероятно, образовались одновременно в одном космогоническом процессе. Но пока мы не имеем фактических данных, позволяющих распространять это заключение на всю Солнечную систему.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. И. О методике определения возраста Земли. «Геохимия», 1966, № 1.
- Баранов В. И., Кнорре К. Г. Возраст и эволюция метеоритного и земного вещества в свете последних исследований. «Метеоритика», 1961, вып. 21.
- Войткевич Г. В. Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963.
- Гамильтон Е. И. Прикладная геохронология. Л., «Недра», 1968.
- Старик И. Е. Ядерная геохронология. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Тугаринов А. И. Геологу — о методах определения возраста горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Ядерная геология. М., ИЛ, 1956.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ В КАЧЕСТВЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ ИНДИКАТОРОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА «МОЛОДЫХ» ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В качестве индикаторов геологических процессов радиоактивные изотопы обладают значительным преимуществом перед другими микроэлементами, используемыми в этих целях. Закономерности геологического поведения радиоактивных изотопов определяются не только их химическими, но и радиоактивными свойствами: определенной скоростью распада, принадлежностью к тому или иному радиоактивному семейству и местом в нем. Постоянство скорости радиоактивного распада изотопов позволяет учитывать во всех изучаемых процессах временной фактор, что особенно важно в геологии. Таким образом, в большинстве случаев использование радиоактивных изотопов в качестве индикаторов теснейшим образом связано с определением геологического времени.

Для изучения длительных геологических процессов и геохронологии древних образований можно использовать лишь долгоживущие радиоактивные изотопы, средняя продолжительность жизни которых больше возраста изучаемых пород (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb , ^{187}Re и т. д.). Этот вопрос был рассмотрен в предыдущей главе.

При исследовании сравнительно молодых геологических процессов, возраст которых не превышает 1—2 млн. лет, в качестве индикаторов необходимо выбирать более короткоживущие радиоактивные изотопы. Такими индикаторами могут быть продукты природных ядерных реакций (^{14}C , ^3H ; ^{10}Be и др.), а также промежуточные члены радиоактивных рядов (^{234}U , ^{230}Th , ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{231}Pa и т. д.). Правда, в присутствии материнского вещества распад каждого из промежуточных членов радиоактивных семейств компенсируется его накоплением. Например, уменьшение количества радия (^{226}Ra) за счет распада восполняется его образованием из иония (^{230}Th). С течением времени в геологических объектах, в которых не происходит выноса или поступления вещества (закрытых системах), устанавливается радиоактивное равновесие между членами одного семейства. В семействе урана время, необходимое для установления равновесия, равно 1,5—2 млн. лет, в семействе тория — 50 годам. Таким образом, применять промежуточные члены радиоактивных рядов в качестве индикаторов мож-

но только в том случае, если они присутствуют без материнских продуктов или если радиоактивное равновесие между интересующим нас изотопом и материнским изотопом нарушено.

§ 1. ТОРИЙ-УРАНОВОЕ ОТНОШЕНИЕ

Торий (^{232}Th) и уран (^{238}U) — единственная пара естественных радиоактивных изотопов, которую используют в геохимии подобно обычным стабильным элементам — индикаторам. Применение торий-уранового отношения основано на химическом сходстве тория, имеющего одно валентное состояние — 4, с четырехвалентным ураном и резком отличии тория от шестивалентного урана. Это отношение может быть чувствительным индикатором изменения окислительно-восстановительных условий. Зная геохимические особенности урана и тория в том или ином геологическом процессе, можно его использовать при решении ряда геохимических вопросов.

Приведем несколько примеров. В осадочном процессе уран мигрирует в значительной степени в растворенном состоянии. Торий является типичным элементом-гидролизатом. Его миграция в виде истинных растворов ограничивается преимущественно областью выщелачивания. За пределами области выщелачивания преобладает миграция тория с тонкодисперсным и обломочным материалом. В связи с этим увеличение терригенного сноса в бассейн седиментации должно приводить к повышению торий-уранового отношения в осадках. Эту закономерность можно использовать при исследовании древних седиментационных бассейнов.

Так, В. И. Баранов, Г. Б. Ронов и К. Г. Кунашова установили, что величина отношения Th/U в карбонатных породах Русской платформы повышается в эпохи трансгрессий, когда происходит более интенсивный терригенный снос (рифей, кембрий, юра).

В. А. Ковалев, исследуя палеогеографическую остановку Припятской впадины, отметил закономерное падение отношения Th/U в глинах от берегов к центру древнего седиментационного бассейна. Одновременно окраска глин менялась от красной к зеленой, что указывало на переход окислительных условий в восстановительные (закисное железо сменялось окисным). Можно было предположить, что уменьшение величины Th/U было вызвано, с одной стороны, восстановлением растворенного в воде $\text{U}(\text{VI})$ до $\text{U}(\text{IV})$ и выпадением в осадок, а с другой — сокращением роли терригенного сноса по мере удаления от берегов, а следовательно, и сокращением поступления тория.

По мнению многих исследователей, при выветривании магматических пород вынос урана происходит за счет окисления более интенсивно, чем вынос тория. Дж. Адамс указывает в связи с этим, что отношение тория к урану в обломочных осадочных породах (глинах, сланцах, песчаниках) гораздо выше, чем в магматических породах, из которых они образовались. Коры выветривания

также, как правило, имеют большую величину Th/U, чем их материнские породы. Наблюдаемые закономерности могут представлять интерес при изучении генезиса древних метаморфических пород.

Разделение тория и урана наблюдается не только в осадочном процессе, но также в гидротермальном и пневматолитовом. Более глубокое изучение геохимии этих элементов, особенно тория, в названных процессах позволит при их исследовании успешно использовать торий-урановое отношение.

§ 2. ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ПРОДУКТЫ РАСПАДА РАДИОАКТИВНЫХ СЕМЕЙСТВ

Как уже указывалось в начале раздела, промежуточные члены семейств урана, тория и актиноурана могут служить в качестве геохимических индикаторов лишь в том случае, если между интересующими нас изотопами и материнскими продуктами нарушено радиоактивное равновесие. В связи с этим удобно использовать не концентрации отдельных изотопов, а их отношения к материнским продуктам (например, Io/U , Ra/Io , Pa/AcU и т. д.). Радиоактивный распад с течением времени будет изменять эти отношения до тех пор, пока они не станут соответствовать радиоактивному равновесию. Скорость восстановления равновесия зависит от периода полураспада дочернего изотопа. Таким образом, период полураспада каждого конкретного изотопа будет определять его применимость к геологическому процессу той или иной длительности.

Таблица 27

Время восстановления радиоактивного равновесия между дочерними и материнскими продуктами

Дочерний изотоп		$T_{1/2}$	Материнский изотоп		Приближенное время восстановления равновесия	
индекс	название		индекс	название	$6T_{1/2}$	$8T_{1/2}$
^{234}U	уран II	248 тыс. лет	^{238}U	уран I	1,4 млн. лет	1,9 млн. лет
^{230}Th	ионий	75 тыс. лет	^{234}U	уран II	450 тыс. лет	640 тыс. лет
^{226}Ra	радий	1602 года	^{230}Th	ионий	9,6 тыс. лет	13 тыс. лет
^{222}Rn	радон	3,8 дня	^{226}Ra	радий	22,8 дня	30,4 дня
^{228}Ra	мезоторий I	6,7 года	^{232}Th	торий	40,2 лет	53,6 лет
^{228}Th	радиоторий	1,9 года	^{228}Ra	мезоторий I	10,2 года	13,6 года
^{231}Pa	протактиний	32,5 тыс. лет	^{235}U	актиноуран	195 тыс. лет	260 тыс. лет
^{227}Ac	актиний	21,6 лет	^{231}Pa	протактиний	130 лет	173,5 года

В табл. 27 показаны приближенные интервалы времени восстановления равновесия между некоторыми парами радиоактивных изотопов, входящих в природные семейства. Через шесть перио-

дов полураспада ($6 T_{1/2}$) равновесие восстановится на 98,4%, через 8 — на 99,6%. Выбор того или иного интервала определяется точностью анализа изотопов. В целом интервалы указывают возможности применения той или иной пары изотопов. Рассмотрим опыт применения некоторых из этих отношений. Методы определения возраста с их помощью во многих случаях недостаточно отработаны в связи со слабой изученностью геохимии указанных изотопов.

Применять промежуточные члены семейств урана и тория для геохронологии можно только при соблюдении ряда условий.

1. В момент образования датируемого объекта в нем должно быть нарушено радиоактивное равновесие между исследуемыми изотопами.

2. Начальное отношение изотопов должно быть известно.

3. Вторичная миграция изотопов должна быть пренебрежимо мала за все время существования объекта, чтобы на изменение отношения между изотопами влиял только радиоактивный распад.

Иониевый метод

Метод использует восстановление радиоактивного равновесия между ионием и ураном и может быть применен для геологических объектов, возраст которых не превышает 500—600 тыс. лет. В основе метода лежит различие химических свойств урана (VI) и тория (IV), изотопом которого является ионий (^{230}Th), приводящее к нарушению радиоактивного равновесия. Наиболее распространенная среда, в которой проявляется это различие, — вода, что и определяет круг объектов, пригодных для иониевого метода.

Первое применение иониевый метод нашел при определении возраста океанических илов и скорости их накопления. Ионий, образующийся в океанической воде из растворенного в ней урана, быстро увлекается на дно, соосаждаясь с полуторными окислами, карбонатом кальция, терригенной взвесью. Исследования показали, что в океанической воде содержится не более 5% иония от того количества, которое должно было бы быть в равновесии с растворенным ураном. Недостающий ионий был обнаружен в верхней части океанических илов, где он более чем в 8—10 раз превышает равновесную с ураном концентрацию. С течением времени избыток иония распадается и его концентрация начинает соответствовать состоянию радиоактивного равновесия с ураном. Если принять, что за время своего существования ил являлся закрытой системой по отношению к урану и ионию, то расчет возраста можно проводить по обычной формуле радиоактивного распада:

$$(\Delta \text{Io})_t = (\Delta \text{Io})_0 e^{-\lambda t},$$

где $(\Delta \text{Io})_0$ и $(\Delta \text{Io})_t$ — избыток иония над равновесным содержанием урана в начальный момент времени и момент измерения соответственно; t — возраст ила; λ — константа распада иония.

Так как отношение иония к урану в верхнем слое океанического ила — величина не постоянная, то нам всегда неизвестно значение $(\Delta Io)_0$. В связи с этим более простой задачей, которую обычно решают с помощью иониевого метода, является определение средней скорости образования океанических осадков. С этой целью анализируют отношение иония к урану по всей длине колонки океанического ила. Находят место на колонке, ниже которого между ураном и ионием сохраняется радиоактивное равновесие. Зная, что время восстановления равновесия равно примерно 500 тыс. лет, получают возраст найденного участка около 500 тыс. лет. Затем делят возраст на длину колонки и находят среднюю скорость образования ила. Ее обычно выражают в миллиметрах за 1000 лет. Такой расчет предполагает постоянство скорости образования осадков, что далеко не всегда соответствует истине. Чтобы исключить влияние неравномерности накопления ила, Е. Пичиотто и С. Вильджете предложили так называемый иониевоториевый вариант метода. Ионий — изотоп тория, в связи с чем авторы допускают аналогичный механизм его поступления на дно. В приведенную выше формулу вместо значения избыточного содержания иония ΔIo подставляют его отношение к торью $\left(\frac{\Delta Io}{Th}\right)$.

Торий в данном случае рассматривается в качестве стабильного носителя, так как изучаемое время мало по сравнению с периодом полураспада тория. Этот прием позволяет учесть неравномерность осадконакопления.

Допущения, принятые авторами метода, геохимически не оправданы. Ионий образуется главным образом из урана, растворенного в морской воде. Значительно меньшая его часть образуется из урана в океанической взвеси. Торий в основной своей массе поступает с океанической взвесью. Следовательно, механизм поступления Io и Th в осадок различны. Е. Гольдберг и М. Коиде попытались исключить терригенную примесь тория. Они анализировали только тот торий, который легко извлекался из ила соляной кислотой, и допускали, что извлеченный таким способом торий попал в осадок сорбционным путем. Этот вариант метода, хотя и не является окончательно обоснованным, дал более правильные результаты. Скорость накопления океанических осадков оказалась в прямой зависимости от континентального сноса. В наиболее удаленных от берега точках южной части Тихого океана авторы определили величину скорости в пределах 0,3—0,6 мм за 1000 лет. По мере приближения к берегам скорость возрастает до нескольких миллиметров, а вблизи берегов превосходит 10 мм за 1000 лет.

Исследование железо-марганцевых конкреций, во множестве встречающихся на океаническом дне, показало, что верхние слои конкреции содержат избыток иония по сравнению с тем количеством, которое соответствует радиоактивному равновесию с ураном. Видимо, ионий легче попадает в конкреции, соосаждаясь

с полуторными окислами, чем уран. Образование конкреций занимает значительный интервал времени, так как от периферии к центру конкреции отношение I_0/U меняется, все более приближаясь к равновесному. По приведенной выше формуле можно определить время зарождения конкреции и скорость ее роста.

Применение иониевого метода для датирования континентальных отложений встречается трудности, так как условия образования этих отложений значительно изменяются в течение изучаемого интервала времени. Поэтому наиболее сложным в данном случае является выбор начального отношения иония к урану. По немногочисленным данным различных авторов, континентальные природные воды обладают дефицитом иония по сравнению с равновесным ураном (от 0,004 до 0,8). Следовательно, для определения возраста будут пригодны геологические объекты, в которые подавляющая часть радиоактивных элементов поступила из воды, например вторичные урановые минералы, озерные и речные илы, торф, окаменелые кости.

Наиболее удачными объектами для датирования четвертичных отложений, предложенными В. В. Чердынцевым, в настоящий момент можно считать окаменелые кости.

Предпосылкой применения метода является почти полное отсутствие в костях основного изотопа тория — ^{232}Th . На этом основании автор метода выдвигает допущение, что минерализующие растворы содержали мало тория, а следовательно, и иония, а терригенный материал практически отсутствовал. Хотя первое предположение недостаточно обосновано, так же как и в случае океанических илов, метод в первом приближении дал приемлемые результаты. Расчет велся по формуле накопления продуктов распада, так как предполагалось, что в момент минерализации в костях содержался уран без иония:

$$I_0 = U(1 - e^{-\lambda t}),$$

где I_0 — содержание иония в костях в единицах равновесного урана; U — содержание урана в костях; λ — константа распада иония; t — время момента минерализации костей.

Было показано, что в том случае, если окаменелые кости контактируют с природными водами и после первичной минерализации, возможна вторичная миграция элементов, главным образом урана. Может происходить как обогащение, так и обеднение ураном в зависимости от соотношения концентраций урана в системе вода — кость. Избежать влияния вторичной миграции можно лишь в том случае, если контакта с движущейся водой не происходило. В частности, удобными объектами являются костные остатки из многолетнемерзлых толщ, где миграция сильно замедлена.

В древних илах и торфяниках отношение I_0/U позволяет определить верхний предел возраста. Если бы было известно отношение иония к урану в водах, питавших древний водоем, где шло образование ила и торфа, то можно было бы определить и абсо-

лютный возраст исследуемых отложений. При этом учитывать вторичную миграцию так же важно, как и при исследовании окаменелых костей.

Вопрос о первоначальном отношении иония к урану не возникает при изучении вторичных урановых минералов. Уран находится в кристаллической решетке этих минералов в форме уранил-иона, который не может изоморфно замещаться торием. Таким образом, в момент образования минералов в них отсутствует ионий. Он появляется только в результате распада урана в самом минерале и может быть использован для определения возраста минерала. Метод нашел применение для определения возраста молодых инфильтрационных месторождений урана. Нарушение равновесия между ураном и ионием в древних урановых месторождениях можно использовать при исследовании характера и времени возникновения в них вторичных процессов.

При использовании урановых минералов для датирования необходимо учитывать возможность вторичной миграции урана, которая может полностью исказить результаты. Во всех вариантах иониевого метода, где используются объекты, получившие уран из воды, важно учитывать неравновесное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах. Это вызывает необходимость во все расчетные формулы вместо концентраций ^{238}U ставить концентрации ^{234}U в равновесных единицах.

Интересное применение нашел в последние годы иониевый метод для датирования молодых вулканических пород. В. В. Чердынцев с сотрудниками обнаружил в продуктах «молодых» вулканических извержений четкий дефицит иония по отношению к равновесному урану, что позволило применить иониевый метод к этим породам. Механизм процесса не изучен. Можно лишь предполагать, что изотопы урана переносятся вулканическими газами значительно легче, чем изотопы тория, и причиной неравновесного отношения урана и иония (^{230}Th) в твердых продуктах извержения является влияние газовой фазы.

Нам неизвестно начальное отношение Io/U , поэтому метод позволяет определить лишь максимальный возраст пород на основании допущения о нулевой концентрации иония в момент извержения.

Иониево-протактиниевый метод

Метод использует отношения иония к протактинию и применяется в основном для определения скорости накопления океанических осадков.

Протактиний-231 — продукт распада урана-235. По своим химическим свойствам протактиний близок к торию. Он образуется в океанической воде из находящегося в растворе урана-235 и, подобно ионию, быстро увлекается на дно. Отношение $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ в воде резко занижено против равновесного, а в верхней части

донных осадков наблюдается избыток протактиния относительно равновесного урана-235. Таким образом, отношение $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ можно использовать для определения скорости осаждения донных осадков подобно отношению Io/U .

Оба метода, иониевый и протактиниевый, имеют одни и те же недостатки. Методы основываются на допущении, что скорость выпадения изотопов на океаническое дно за все время существования осадка была постоянна. В природе это условие практически не соблюдается. Изменения климата влияют на скорость перемешивания океанической воды, ее температуру, что в свою очередь влияет на осаждение карбонатов и биологическую активность организмов. Меняется интенсивность терригенного сноса. Непостоянство скорости накопления осадков не будет влиять на расчет, если использовать отношение иония к протактинию.

Оба изотопа образуются непосредственно в океанической воде из растворенного в ней урана и близки по своим химическим свойствам. Это позволяет предположить одну и ту же форму нахождения иония и протактиния в воде. Оба материнских изотопа урана находятся в природе в постоянном отношении ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 138$). Следовательно, их продукты распада, ионий и протактиний, также образуются в постоянном отношении между собой. Правда, между ионием и ураном-238 находится долгоживущий уран-234. Но его отношение к урану-238 в океанической воде практически постоянно (1,15) и не искажает отношения $\text{Io}/^{238}\text{U}$.

Следовательно, отношение иония к протактинию также будет постоянно в воде океана. Один и тот же механизм осаждения приводит к постоянству отношения иония к протактинию и на поверхности осадка. Отношение Io/Pa приближается к равновесному значению с полупериодом 60 тыс. лет. Это определяет возрастной интервал, который охватывает иониево-протактиниевый метод, около 300—350 тыс. лет. Метод не зависит от изменений скорости накопления океанических осадков на протяжении истории их существования. Действительно, изменение скорости осаждения будет влиять в основном на абсолютные концентрации изотопов, не меняя их отношения. Кроме того, различная миграционная способность иония к урану в толще осадка будет сказываться на отношении Io/U , но не окажет влияния на отношение Io/Pa .

Все сказанное выше показывает, что иониево-протактиниевый метод более точный, чем собственно иониевый или собственно протактиниевый методы определения скорости накопления океанических осадков. Недостатком метода является очень низкая концентрация ^{235}U , а тем более ^{231}Pa в океанической воде, что вызывает большие аналитические трудности его определения.

Ряд определений возраста океанических илов, проведенных этим методом в дополнение к собственно иониевому, позволил выделить следующие этапы в истории океанического плейстоцена, полученные при сопоставлении геохронологических данных с данными палеотермометрии (Рошолт и др., 1961): до настоящего вре-

мени примерно 12 тыс. лет существовал теплый период, от 12 до 65 тыс. лет назад — холодный, от 65 до 110 тыс. лет — другой теплый период.

Сопоставление определений возраста океанических илов методами Io/Pa , Io/U , ^{14}C , а также сопоставление с континентальной стратиграфией привели к следующей временной шкале четвертичного периода:

0—10 тыс. лет — послеледниковый период,

10 тыс.—30 тыс. лет — поздний и главный вюрм,

30 тыс.—50 тыс.—интервал между ранним и главным вюрмом,

50 тыс.—65 тыс.—ранний вюрм,

65 тыс.—100 тыс.—межледниковый период рисс — вюрм,

100 тыс.—130 тыс.—рисс,

130 тыс.—170 тыс. лет — межледниковый период миндель — рисс.

Надо отметить, что данные, послужившие основой для приведенной шкалы, весьма отрывочны. Так же как и континентальный плейстоцен, океанический еще ждет своего более точного и детального расчленения.

Урановый изотопный метод

Метод использует восстановление радиоактивного равновесия между ^{238}U и его продуктом распада — ^{234}U , нарушенного в момент образования исследуемого объекта. Неравновесное отношение между изотопами урана наблюдается в природных водах и тех объектах, которые с ними контактируют. Эффект был впервые обнаружен П. И. Чаловым и В. В. Чердынцевым. Основной причиной разделения ^{238}U и ^{234}U в природе является различное положение их атомов в кристаллической решетке минералов. При радиоактивном распаде урана-238 образовавшийся атом урана-234 за счет энергии отдачи смещается с занимаемого материнским атомом места в кристаллической решетке. В связи с этим атомы урана-234 оказываются менее прочно связанными в минерале. Они легче диффундируют, попадают в микротрещины и межзерновые пространства и легче переходят в раствор при выщелачивании пород природными водами. Действительно, воды обычно обогащены ураном-234 по сравнению с равновесным отношением изотопов урана. Если принять отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для случая радиоактивного равновесия за единицу, то в природных водах это отношение колеблется от 0,8 до 8. Для океанической воды отношение изотопов урана довольно постоянно и колеблется в небольших пределах около значения 1,15.

Для континентальных вод колебания изотопного отношения урана значительны. По мнению Н. Г. Сыромятникова, это отношение зависит от состава пород, дренируемых водами. Для вод изверженных пород это отношение находится в пределах 2,5—4, для вод осадочных и метаморфических пород колеблется от 1,5 до

2,5. Для вод урановых месторождений гидротермального или метасоматического типа с хорошо выраженной урановой минерализацией типично изотопное отношение, близкое к равновесному. Для руд с дисперсным распределением урана изотопное отношение в омывающих водах значительно больше единицы. Причиной такого различия является изотопный обмен между твердой и жидкой фазами. Атомы ^{234}U , диффундируя в собственном урановом минерале, встречают преимущественно атомы ^{238}U и вступают с ними в изотопный обмен. Таким образом, отношение изотопов среди легко выщелачиваемых атомов приближается к равновесному. В тонкодисперсных рудах или минералах, содержащих уран лишь в виде изоморфной примеси, диффундирующие атомы встречаются на своем пути главным образом атомы других элементов. Изотопный обмен в таких рудах и породах менее вероятен. Породы, потерявшие в процессе выщелачивания часть урана-234, обычно обеднены им и имеют отношение изотопов урана меньше единицы. Изотопное отношение в природных водах более или менее точно наследуется теми образованиями, в которые основная часть урана поступает из вод.

Отношение изотопов урана в радиогеологии начали использовать сравнительно недавно. В качестве объектов обычно выбирают геологические образования, в которые большая часть урана поступила из воды.

Приведем несколько примеров использования уранового изотопного метода.

1. Одно из первых определений геологического возраста пород по изотопам урана осуществил В. В. Чердынцев. Он применил этот метод для датирования отложений нижнего плейстоцена по окаменелым костным остаткам. В качестве начального отношения изотопов $\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} = \gamma_0$ было выбрано их отношение в наиболее молодых образцах верхнего плейстоцена. Таким образом, определялся относительный (а не абсолютный) возраст отложений нижнего плейстоцена по сравнению с возрастом отложений верхнего плейстоцена. Принималось, что изотопный обмен между костными остатками и подземными водами не происходил после минерализации костей.

Расчеты проводились по формуле

$$\frac{\gamma_t - 1}{\gamma_0 - 1} = e^{-\lambda t},$$

где γ_0 — величина отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в исходный момент времени в равновесных единицах; γ_t — величина отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в момент исследования в равновесных единицах; λ — константа распада; t — исследуемый отрезок времени.

Полученный интервал времени между верхним и нижним плейстоценом составил около 200 000 лет.

2. Д. Тюрбер применил урановый изотопный метод для определения возраста окаменелых кораллов из буровой скважины атолла Эниветон. За исходную величину γ_0 он принял отношение изотопов урана в современных кораллах и оолитах. Среднее значение γ_0 оказалось равно 1,15, что совпало с γ_0 океанической воды. Оказалось возможным определить возраст до 800 000 лет. Все определения возраста были выполнены с очень значительной погрешностью в связи с небольшим отклонением от радиоактивного равновесия в исходный момент времени (за 800 000 лет возможный интервал изменения изотопных отношений находился в пределах 1,15—1,00±0,01).

3. Более широкое применение урановый изотопный метод нашел при исследовании урановых месторождений (Н. Г. Сыромятников, К. Е. Иванов и Р. Г. Кудряшова, Дж. Рошолт и др.).

Как уже упоминалось, для вод, омывающих урановые руды с хорошо выраженной минерализацией, характерно пониженное отношение изотопов урана по сравнению с вмещающими породами. Аномальное содержание урана в водах в сочетании с низким изотопным отношением, нередко близким к равновесному, служит поисковым признаком гидротермальных урановых месторождений. Например, для вод, связанных с рудным телом одного из гидротермальных месторождений, характерно отношение изотопов урана, близкое к 2. Трещинные воды в кварцевых порфирах, вмещающих руды, на расстоянии около 80 м от рудных тел имеют изотопное отношение в пределах 7,2—8,8 (Иванов, Кудряшова, 1962).

Во вторичных аккумуляциях урана изотопный состав руд будет зависеть от источника рудного вещества. Если источником урана являются гидротермальные руды, то во вторичных минералах будет низкое изотопное отношение. В том случае, если источником являются горные породы с рассеянным ураном, вновь образованные минералы будут содержать значительный избыток ^{234}U . Например, Н. Г. Сыромятников, исследуя изотопный состав вторичного уранового оруденения, локализуемого в рыхлых отложениях над контактом гранитов и амфиболитов, нашел, что отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах рудной залежи равно 3,1, в урановых минералах (шрекингерит, иоганнит) — 2,9, в трещинных водах гранитного массива — 3,0. Таким образом, было показано, что источником урана для оруденения является рассеянный уран гранитного массива.

Вынос урана из руд может фиксироваться изотопным отношением урана, несколько меньшим единицы (0,8—0,9). Очень четко вынос урана подтверждается избытком иония по отношению к равновесному урану — высоким отношением I_0/U .

Н. Г. Сыромятников воспользовался изотопным отношением урана для расчета возраста вторичного уранового оруденения, залегающего в рыхлых отложениях над гранитами. Принимая, что процесс поступления урана в зону цементации, где он необратимо

фиксируется в виде урановых черней, был непрерывным и равномерным, автор проводил расчет по следующей формуле:

$$\frac{\gamma_t - 1}{\gamma_0 - 1} = \frac{1 - e^{-\lambda_2 t}}{\lambda_2 t}$$

Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах гранитного массива (γ_0) было равно 3, а средняя величина этого отношения для урановых черней γ_t — 1,9. Расчет показал, что аккумуляция руд началась 700 000 лет назад.

4. Интересное применение урановый изотопный метод получил в работах П. И. Чалова (1968). Автор использовал метод для расчета возраста ряда бессточных озер: Аральского, Иссык-Куль, Чатыр-Куль, а также для решения некоторых важных вопросов палеогеографии (время поворота Амударьи в Аральское озеро, возможность впадения р. Чу в Иссык-Куль и др.).

Рассмотрим метод расчета на примере оз. Иссык-Куль. Автор определил изотопный состав урана в воде 22 основных рек, доставляющих подавляющую массу воды в озеро. Пробы отбирали в течение нескольких лет в различное время года. Было найдено, что среднегодовые значения отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ отличаются незначительно. При расчетах учитывался вес каждой реки в общем гидрогеологическом балансе. Средневзвешенное изотопное отношение (γ_0) в водах, поступающих в озеро, равно $1,249 \pm 0,010$. В водах самого оз. Иссык-Куль изотопное отношение не зависит от глубины отбора проб в пределах аналитической ошибки и в среднем равно $1,215 \pm 0,003$ (γ_t). Отличие изотопного состава вод озера и речных вод указывает на частичный распад избытка ^{234}U в озере с момента его поступления. Донные осадки в озере имеют тот же изотопный состав, что и вода. Это исключает влияние изотопного обмена между водой и осадками. Принимая, что изотопный состав ежегодно поступающей в озеро воды был постоянным за все время существования озера, автор использовал для расчета формулу

$$\frac{\gamma_t - 1}{\gamma_0 - 1} = \frac{1 - e^{\lambda t}}{\lambda t}$$

В результате было найдено, что возраст оз. Иссык-Куль равен 110 ± 40 тыс. лет.

Радиевые методы

Ra/U, Ra/Io

^{226}Ra является первым продуктом распада урана, обнаруженным учеными. Методы определения оказались лучше разработаны для радия, чем для других членов семейства урана, и в первых работах по определению возраста геологических образований по продуктам распада использовалось отношение радия к урану. Так, Л. М. Курбатов определил возраст железо-марганцевых конкреций со дна океана. Было обнаружено, что концентрация радия

уменьшается в конкрециях от периферии к центру. Предполагалось, что радий избирательно соосаждался с гидроокислами железа и марганца из океанической воды. Уменьшение концентрации радия объясняли его распадом, и возраст рассчитывали по формуле радиоактивного распада $Ra_t = Ra_0 e^{-\lambda Ra t}$. В дальнейшем оказалось, что радий в конкрециях присутствует со своим материнским продуктом — ионием и уменьшение концентраций Ra отражает распад иония.

Радий хорошо выщелачивается из пород, хотя путь его миграции и непродолжителен. Выщелачиваемость радия гораздо выше, чем иония. Если образец подвергался воздействию движущихся подземных вод, в нем может наблюдаться сдвиг радиоактивного равновесия между ^{226}Ra и ^{230}Th (Io). Сдвиг может быть как в сторону обеднения радием, так и в сторону его обогащения. В первом случае преобладало выщелачивание радия из пород, во втором — сорбция его на породах из раствора.

Состояние радиоактивного равновесия между ^{226}Ra и ^{230}Th (ионием) можно использовать в качестве индикатора сохранности образца и пригодности его для определения возраста по урану и его продуктам распада. Если в образце нарушено равновесие между ионием и радием, это указывает на то, что он подвергался активному воздействию подземных вод и непригоден для геохронологических исследований.

Отношение Ra/U используется в нефтепоисковой геологии в качестве индикатора нефтеносности структур. Было обнаружено, что минерализованные пластовые воды нефтяных месторождений хлоридно-кальциево-натриевого типа резко обогащены радием по сравнению с равновесным ураном, причем сдвиг равновесия часто достигает нескольких порядков. Причины этого явления еще недостаточно изучены. Предполагают, что пластовые воды извлекают уран и радий из пород, а затем нефть избирательно поглощает уран из вод. Во всяком случае отношение Ra/U в пластовых водах в сочетании с другими геологическими и гидрогеологическими факторами может служить поисковым признаком нефтеносности.

Ra/MsThI

^{226}Ra — продукт распада урана, ^{228}Ra , или мезоторий I (MsThI), — продукт распада ^{232}Th . Они обладают различными периодами полураспада: $T_{226Ra} = 1602$ года, $T_{228Ra} = 6,7$ лет. Химические свойства обоих изотопов одинаковы. В определенных геохимических условиях хлоридно-кальциевые воды или минерализованные бессульфатные воды, обогащенные барием или стронцием, легко выщелачивают изотопы радия и удерживают их в растворе. Было отмечено, что при выпадении осадка из такой воды изотопы переходят в него в той же пропорции. Перешедшие в осадок изотопы радия начинают распадаться каждый со своей скоростью. При этом количество ^{228}Ra уменьшается быстрее, чем количество

^{226}Ra , и через 50 лет практически остается один ^{226}Ra . За это время концентрация ^{226}Ra не изменяется в пределах аналитической ошибки. Изменение отношения $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ происходит по закону распада с периодом ^{228}Ra (мезотория I).

По отношению мезотория I к радио можно определять возраст только очень молодых осадков. Например, В. П. Савченко воспользовался этим методом для определения генезиса оолитов, выносимых Берекейскими радиеносными водами. Было не ясно, выносятся ли эти оолиты с глубины подземными водами или образуются у их выхода на поверхность. За начальное было принято отношение изотопов в водах. Расчет проводился по обычной формуле распада

$$\begin{aligned} {}^{228}\text{Ra}_t / {}^{226}\text{Ra}_t &= {}^{228}\text{Ra}_0 / {}^{226}\text{Ra}_0 \cdot e^{-\lambda_{228}\text{Ra}t}; \\ {}^{226}\text{Ra}_0 &= {}^{226}\text{Ra}_t. \end{aligned}$$

Расчеты показали, что оолиты образуются после выхода воды на поверхность.

§ 3. ПРОДУКТЫ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЯДЕРНЫХ РЕАКЦИЙ

В земном веществе образуется большое число разнообразных стабильных и радиоактивных изотопов в результате ядерных реакций (гл. III). Их концентрация в литосфере и гидросфере ничтожно мала. В атмосфере она несколько больше, хотя также имеет незначительную величину. В радиогеологии нашли применение только некоторые продукты атмосферных ядерных реакций: ^{14}C , ^3H , ^{10}Be , ^{32}Si . Использование других продуктов пока имеет лишь теоретическое значение в связи с крайне низкими концентрациями этих изотопов, а вследствие этого — большими трудностями по их выделению и измерению. Даже наиболее распространенные изотопы — ^{14}C , ^3H , ^{10}Be — требуют для своего определения хорошо оснащенных лабораторий с высоким уровнем развития физических и химических методов анализа.

Радиоуглеродный метод

В основу радиоуглеродного метода положен естественный распад ^{14}C , постоянно образующегося в верхних слоях атмосферы. Период полураспада ^{14}C 5568 лет. Его количество уменьшается в 10 раз через 18400 лет. Таким образом, радиоуглерод может существовать в атмосфере только благодаря его постоянному обновлению при взаимодействии нейтронов с газами атмосферы. Атомы ^{14}C быстро окисляются в атмосфере кислородом воздуха до CO_2 , которая смешивается с основной двуокисью углерода атмосферы. Поглощение CO_2 растениями обогащает их радиоуглеродом, а через них ^{14}C попадает в организм животных. CO_2 , растворенная в воде океана, образует «меченые» карбонаты и бикарбонаты. Вследствие этих процессов образуется приблизительно одинаковый изо-

топный состав во всем обменном углероде. Концентрация ^{14}C в обменном углероде биосферы составляет $1,07 \cdot 10^{-10} \%$, концентрация стабильных изотопов ^{12}C и ^{13}C — соответственно 98,89 и 1,11%.

После прекращения углеродного обмена (гибели организмов, выпадения карбонатов на дно океана) концентрация радиоуглерода в этих образованиях начинает уменьшаться за счет ничем не компенсируемого распада его атомов и с течением времени падает до нуля. Такие образования могут быть использованы для определения абсолютного возраста по ^{14}C . Возможности углеродного метода лимитированы временем жизни ^{14}C . Верхний предел метода определяется чувствительностью анализа. На современном уровне измерительной техники он достигает 30—40 тыс. лет, а при значительном обогащении — 60 тыс. лет. Нижний предел метода ограничен точностью анализа и при 0,3%-ной минимальной ошибке составит 80 лет.

Исходную начальную концентрацию ^{14}C (N_0) определяют по углероду атмосферы или современным углеродсодержащим образованиям с максимальным его содержанием. Расчет возраста ведут по обычной формуле радиоактивного распада

$$\frac{N_t}{N_0} = e^{-\lambda t},$$

где N_t — содержание ^{14}C в изучаемом объекте.

Очевидно, что метод может быть применен только в том случае, если углерод атмосферы за последние 50—100 тыс. лет имел постоянный изотопный состав. Это может определяться постоянством нейтронного потока Земли и хорошим перемешиванием CO_2 в атмосфере. Постоянство изотопного состава углерода атмосферы за последние 10 тыс. лет (голоцен) было проверено на образцах древесины с известным возрастом. Сравнение возраста, определенного по ^{14}C , с возрастом годовичных колец деревьев показало, что концентрация ^{14}C в атмосфере за последние 2 тыс. лет была довольно постоянной, хотя и испытывала некоторые вариации в пределах 1—3% от среднего значения.

По более древним образцам установлено, что вариации концентрации ^{14}C за пределами последних 2 тыс. лет имели более длительный характер с амплитудой до 10%. На фоне этих вариаций также имелись более мелкие колебания концентрации, аналогичные колебаниям, наблюдавшимся за последние 2 тыс. лет. Для датирования радиоуглеродным методом наиболее удобны древесные остатки, уголь. Использование торфа, костных остатков и раковин моллюсков может оказаться менее эффективным вследствие загрязнения современным (иногда древним) углеродом либо в виде гуминовых кислот, приносимых грунтовыми водами, либо карбонатами кальция. Углеродсодержащие образования старше 100 тыс. лет не содержат ^{14}C и не пригодны для определения возраста.

В качестве эталона для определения современной концентрации ^{14}C при анализе карбонатного материала необходимо использовать карбонаты (например, раковины), а при анализе органического материала — современную древесину. Соблюдение этого принципа очень важно, так как карбонатный углерод почти на 10% активнее одновозрастного растительного вещества. Различие объясняется фракционированием изотопов: при фотосинтезе легкие изотопы поглощаются легче, чем более тяжелый ^{14}C , чего не наблюдается при образовании карбонатов.

В настоящее время в качестве эталонов рекомендуется выбирать объекты древнее 50 лет, так как за этот период технический прогресс значительно изменил изотопный состав углерода атмосферы. Х. Е. Зюссом было установлено, что за счет сжигания древнего топлива (угля, нефти), не содержащего ^{14}C , произошло разбавление CO_2 атмосферы технической двуокисью углерода, в связи с чем концентрация ^{14}C за последние 50 лет понизилась на 3,4%. Термоядерные взрывы вызвали повышение концентрации радиоуглерода в атмосфере, которое превышало в отдельные годы 30% от первоначального значения.

Радиоуглеродный метод нашел широкое применение в четвертичной геологии, океанологии, археологии для датирования событий верхнечетвертичного времени.

Приведем отдельные примеры его использования.

1. Изучение изотопного состава серы в донных илах Черного моря в хорошем согласии с геологическими и биологическими наблюдениями показало, что сероводородное заражение моря началось после того, как прорыв морских вод из Босфора превратил пресноводный новозёвксинский бассейн в солонowodный. В воде, богатой сульфатами, при отсутствии достаточного вертикального перемешивания развился процесс биогенной редукции сульфатов. Время возникновения сероводородного заражения оказалось возможным определить радиоуглеродным методом по органическому веществу илов. А. П. Виноградов, А. Л. Девирц установили, что около 7500—8000 лет назад соленые воды Средиземного моря начали заполнять древнечерноморский бассейн, причем длительность процесса составляла около сотни лет.

2. Определение абсолютного возраста древесных остатков и торфа, проведенное теми же авторами на многочисленных образцах из различных районов европейской части СССР, дало возможность разработать абсолютную геохронологическую шкалу голоцена и верхнего плейстоцена и установить, что граница между ними соответствует времени 10 300 лет.

3. Интересное использование может получить радиоуглеродный метод при исследовании районов молодого вулканизма. Исследование обугленных деревьев, захваченных лавой при извержении, дает абсолютный возраст лавовых потоков.

Помимо этого, в растениях, произрастающих на участках, где активная вулканическая и фумарольная деятельность закончилась

сравнительно недавно, Л. Д. Сулержицкий обнаружил значительное обеднение радиоуглеродом. Оно, видимо, возникло за счет разбавления углекислоты, поглощаемой растением из атмосферы, углекислотой глубинного происхождения. При этом четко оконтуриваются площади, где дегазация интенсивнее.

Радиоуглеродный метод наиболее достоверен по сравнению с другими методами определения «молодого» возраста и может использоваться для их проверки. Однако для объектов старше 60—70 тыс. лет он не пригоден и не может заменить другие методы.

Тритиевый метод

Тритиевый метод использует радиоактивный распад трития, непрерывно образующегося в верхних слоях атмосферы и попадающего на землю с атмосферными осадками в форме НТО. Период полураспада трития 12,3 года. Поэтому метод нашел применение при изучении и датировании молодых природных вод, связанных с атмосферными осадками, возраст которых не превышает 60—70 лет.

Источником трития является лишь атмосферная вода. Попадая в воды зоны затрудненного водообмена тритий постепенно распадается и через 60—70 лет практически исчезает. Присутствие в подземных водах трития однозначно говорит об их связи с атмосферными водами. Время, прошедшее с момента поступления атмосферных вод, можно найти из обычной формулы радиоактивного распада

$$\frac{N_t}{N_0} = e^{-\lambda t},$$

где N_0 — отношение Т/Н в атмосферной воде; N_t — отношение Т/Н в исследуемой воде; λ — константа распада трития.

Тритиевый метод нашел применение при изучении современных вод, а также для обнаружения связи древних вод с атмосферными.

Рассмотрим несколько примеров.

1. Исследование вод Приташкентского артезианского бассейна на содержание трития позволило четко выделить области питания бассейна современными водами. Артезианские воды палеозойского возраста не могли сохранить первичный тритий. Присутствие заметных концентраций трития указывало на связь древних вод с атмосферными.

2. Исследование отношения Т/Н в океанической воде дало возможность определить возраст слоев воды с различной глубины и установить таким образом скорость ее перемешивания. Было обнаружено, что верхний 50-метровый слой воды Атлантического океана постоянно перемешивается за период не более 1—2 лет. Возраст промежуточных вод (60—180 м) был близок к 50 годам.

Глубинные воды содержали ничтожные следы Т и по данным ^{14}C имели возраст 600 лет. Неожиданно были обнаружены заметные концентрации трития в придонных водах Атлантического океана. Было высказано предположение, что некоторые слои поверхностных вод в высоких широтах быстро погружаются и текут к югу, не смешиваясь полностью с вышележащими «неподвижными» слоями.

3. Термоядерные взрывы в атмосфере привели к резкому повышению концентрации трития (иногда более чем в 10 раз). Проведенные исследования концентраций трития в атмосферных и поверхностных водах до испытаний, в период испытаний и после испытаний позволили рассчитать, что время, в течение которого тритий удерживается в атмосфере, равно 35 дням.

4. Заслуживает упоминания опыт изучения динамики подземных вод с помощью трития, искусственно вводимого в качестве радиоактивного индикатора. В промысловую нефтяную скважину Грозненского месторождения закачивалась вода, меченная тритием. Наблюдения за движением трития проводили в трех радиально расположенных контрольных скважинах на расстоянии 80—150 м от нагнетательной. Скорость фильтрации воды по результатам эксперимента составила 40, 12 и 13 м/сут, что в 6—20 раз превышает расчетные данные (Финкельштейн и др., 1957).

Бериллиевый метод

Бериллиевый метод основан на распаде радиоактивного изотопа бериллия — ^{10}Be , который образуется в атмосфере под действием космических лучей и, адсорбируясь на частичках пыли, вместе с дождевой водой выпадает на земную поверхность. Период полураспада ^{10}Be около 2,5 млн. лет. Таким образом, бериллиевый метод может быть использован для интервала времени порядка 10 млн. лет.

Метод был использован для датирования океанических илов. ^{10}Be попадает в океаническую воду с атмосферными осадками и постепенно увлекается на дно со взвешенными частицами. Так как источником бериллия-10 в донных осадках является атмосфера, то, попадая на более глубокие слои ила, он распадается.

Если допустить, что за последние 10 млн. лет скорость осадконакопления и скорость поступления ^{10}Be в осадок оставались постоянными, то можно ожидать плавного уменьшения его концентрации с глубиной. В этом случае можно использовать радиобериллий для определения возраста осадков и скорости их осаднения. Кроме того, необходимым условием, так же как в случае всех других методов, должно быть отсутствие миграции ^{10}Be по вертикали. Незначительное влияние вертикальной миграции доказывается плавным падением активности с глубиной, а также постоянством концентрации ^9Be (стабильного изотопа). Возраст рассчитывают по обычной формуле радиоактивного распада

$$\frac{N_t}{N_0} = e^{-\lambda t},$$

где N_0 — концентрация ^{10}Be на поверхности ила; N_t — концентрация ^{10}Be на исследуемой глубине; λ — константа распада ^{10}Be .

Скорость седиментации, рассчитанная по ^{10}Be , оказалась соизмеримой с определениями, сделанными другими методами. Кроме того, вычисленная по океаническим илам скорость отложения ^{10}Be , равная $2,55 \cdot 10^6 \text{ ат/см}^2$ в год, согласуется с величиной, полученной при исследовании современных выпадений продуктов искусственных ядерных реакций. Такими методами было доказано постоянство скорости образования ^{10}Be в атмосфере, а следовательно, и интенсивности космического излучения за последние 10 млн. лет.

Метод весьма перспективен и охватывает существенный возрастной интервал между нижним пределом аргонового и верхним пределом иониевого методов.

Пока метод не получил широкого распространения в связи с большими аналитическими трудностями по выделению и определению столь низких концентраций ^{10}Be .

ЛИТЕРАТУРА

- Абсолютная геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Иониевый метод определения возраста морских илов. ДАН СССР, 1954, т. 73, № 3.
- Виноградов А. П. и др. Определение абсолютного возраста по ^{14}C . «Геохимия», 1963, № 9.
- Кузнецов Ю. В. Темпы современного осадкообразования в океане. «Геохимия», 1969, № 7.
- Купцов В. М. Иониевый возраст и условия образования эффузивных пород. «Геохимия», 1969, № 7.
- Овчинников А. М., Горбушина Л. В. Вопросы определения возраста подземных вод. «Изв. вузов», сер. геология и разведка, 1956, № 2.
- Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., «Мир», 1965.
- Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963.
- Старик И. Е. Ядерная геохронология. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сыромятников Н. Г. Миграция изотопов урана, тория и радия и интерпретация радиоактивных аномалий. Алма-Ата, 1961.
- Титаева Н. А. К вопросу о возможности определения абсолютного возраста иониевым методом. «Геохимия», 1966, № 10.
- Титаева Н. А. Некоторые данные по определению возраста четвертичных отложений иониевым методом. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1970, № 4.
- Труды I сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Труды III сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Чалов П. И. Датирование по неравновесному урану. Фрунзе, 1968.
- Чердынцев В. В. Уран-234. М., Атомиздат, 1969.
- Чердынцев В. В. и др. Радиоактивность и абсолютный возраст молодых вулканических пород. «Геохимия», 1967, № 7.
- Чердынцев В. В. Ядерная вулканология. М., «Наука», 1972.

РАДИАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ЕСТЕСТВЕННОГО РАДИОАКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ГЕОЛОГИИ

Атомы радиоактивных элементов, находящиеся в минералах горных пород, в процессе своего распада воздействуют на окружающее их вещество. Чем крупнее движущаяся частица, тем более сильные разрушения она производит в кристалле.

Ядра отдачи, возникающие при радиоактивном распаде, могут перемещать атомы внутри кристалла. При этом атомы покидают узлы кристаллической решетки, что может привести к разупорядоченности структуры. Альфа-частицы могут вызывать значительную ионизацию атомов в минерале. В кристаллах обычно существуют различные дефекты, которые могут служить ловушками электронов. Ловушки создают центры люминесценции или центры окрашивания. Переход электронов из ловушек требует затраты энергии, например тепловой. При нагревании электроны возвращаются в прежнее положение и рекомбинируются. При рекомбинации атом испускает характеристическое излучение в виде квантов люминесценции. Окраска, вызванная облучением, также исчезает при нагревании.

§ 1. ТРЕКИ ОСКОЛКОВ СПОНТАННОГО ДЕЛЕНИЯ УРАНА

Спонтанное деление свойственно тяжелым ядрам конца периодической системы и характеризуется определенным периодом полураспада для каждого изотопа T_s .

В природе спонтанное деление наблюдается у изотопов тория и урана. Деление тяжелых ядер под действием космических частиц и нейтронов составляет ничтожную долю по сравнению со спонтанным делением.

Наибольшим распространением среди приведенных в таблице изотопов пользуются ^{232}Th и ^{238}U . Период полураспада спонтанного деления ^{232}Th ничтожно мал, поэтому подавляющая масса актов спонтанного деления ядер в породах происходит за счет деления ^{238}U . В результате этого процесса возникает большое количество осколков деления, среди которых присутствуют изотопы редких инертных газов криптона и ксенона, ^{90}Sr , ^{87}Rb , ^{135}Cs , ^{129}I , ^{99}Tc и др. Кинетическая энергия осколков ^{238}U находится в пределах от 30 до 105 мэв. Энергия связи атомов в кристаллической решетке минералов составляет единицы электрон-вольт. При торможении осколков их энергия, в десятки миллионов превышающая энергию связи в кристалле, передается его атомам или ионам. Это приводит

к нарушениям в кристаллической структуре минерала. Вдоль пути движения осколка образуется проплавленная зона в виде канала диаметром около 50—100 Å и длиной от 5 до 20 мк — трек. Первичный трек окружен зоной с нарушенной кристаллической решеткой. Нарушения возникают при смещении атомов с их позиций в решетке, образовании различных дефектов (внедренные атомы, вакансии). Дефекты приводят к деформации решетки, а в конечном итоге — к полному ее разрушению.

Первичные треки можно наблюдать лишь в электронный микроскоп. Для того чтобы треки были видны в оптический микроскоп, минерал подвергают травлению. Состав реагента и время травления подбирают так, чтобы растворились лишь нарушенные зоны вокруг первичных треков, без растворения остальной части минерала. При нагревании минерала треки залечиваются или, как говорят, происходит их отжиг. Треки спонтанного деления урана начали использовать сравнительно недавно прежде всего для определения возраста последнего термального метаморфизма, а также для решения некоторых других геохимических задач.

Геологический возраст рассчитывают по следующей формуле:

$$t = \frac{2.3}{\lambda_{\alpha}} \cdot \lg \left(\frac{N\lambda_{\alpha}}{U\lambda_s} + 1 \right),$$

где λ_{α} , λ_s — константы скорости α -распада и спонтанного деления; N — число атомов спонтанного деления в единице объема минерала (число треков); U — концентрация урана.

Треки спонтанного деления хорошо отличаются от других дефектов кристалла неядерного происхождения. Они имеют прямолинейную форму, ограниченную длину, беспорядочно ориентированы в минерале, подвержены отжигу.

Концентрацию урана удобно определять активационным методом. После отжига образец облучают тепловыми нейтронами и подсчитывают треки индуцированного деления ^{235}U . Благодаря постоянству отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ по ^{235}U рассчитывают концентрацию ^{238}U . Метод пригоден для определения абсолютного возраста по слюдам не древнее 300—350 млн. лет, по цирконам — до 400 млн. лет, по монацитам — не древнее 300 млн. лет, а по апатитам и гранатам — 100—200 млн. лет. В более древних минералах радиационные повреждения могут исчезать за счет слабого метаморфизма и наложенных процессов, не проявившихся минералогически.

Положительной стороной метода является его сравнительная простота и возможность анализировать очень малые количества минерала (доли миллиграммов). Нижний предел метода зависит от используемого материала. Лучшие результаты получены на кислых природных стеклах. Например, по обсидианам удается определять возраст от десятков тысяч до десятков миллионов лет.

Отжиг трекв в ходе геологической истории минерала хотя и ограничивает возрастной предел, но зато дает возможность восстановить термическую историю минерала. Хорошее сочетание дают метод трекв и аргоновый метод. Например, определение возраста слюд из пегматитов Северной Карелии по трекам спонтанного деления показало цифру около 700 млн. лет, а по калий-аргоновому методу — 1 760 млн. лет. Расхождение цифр говорит о том, что возраст минералов 1 760 млн. лет, но около 700 млн. лет назад произошел прогрев пород, уничтоживший ранее возникшие треки. Температура прогрева была не выше 900°К, иначе бы не сохранился аргон, и не ниже 400°К, иначе сохранились бы треки.

Треки спонтанного деления используются также для определения формы нахождения и концентрации урана в минералах, направления его миграции. Определение концентрации осуществляют по трекам индуцированного деления методом, описанным выше. Распределение урана по минералам можно получить как по трекам спонтанного деления, так и по трекам индуцированного деления урана. Треки спонтанного деления дают картину распределения урана в сравнительно далекое время (не ближе 100 тыс. лет). Треки индуцированного деления показывают распределение урана в настоящее время. Несовпадение этих картин указывает на миграцию урана, происшедшую в сравнительно недавнее время, и позволяет наметить характер и направление миграционных процессов.

Форма поперечных сечений трекв обусловлена структурными особенностями минерала и позволяет идентифицировать структурные разновидности в пределах отдельных мелких кристаллов.

§ 2. ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ

Многие минералы при нагревании испускают видимый свет. Это явление носит название термолюминесценции. Считают, что одной из основных причин термолюминесценции является излучение рассеянных радиоактивных элементов. Ионизирующее излучение освобождает электроны из ионов, образующих кристаллическую решетку минералов. Эти электроны затем улавливаются дефектами решетки и остаются там до тех пор, пока сообщенная им извне тепловая энергия не освободит их и не вернет в исходное состояние. Этот переход сопровождается излучением света в видимой, а иногда в ультрафиолетовой области спектра. Повторное прогревание уже не вызывает люминесценции.

Наиболее вероятной причиной возбуждения люминесценции являются α -частицы и ядра отдачи, образующиеся при распаде радиоактивных ядер. Помимо ионизации эти частицы могут вызывать перемещение атомов в кристаллической решетке. Хотя на разрушение кристаллической решетки, возникающее в результате этого процесса, тратится незначительная доля энергии α -частиц и ядер отдачи, при сильном облучении этот эффект становится заметен. Разрушение решетки приводит к уничтожению ловушек

электронов и уменьшению термолюминесценции. Метамиктные минералы обычно неспособны к термолюминесценции.

Многими исследователями было отмечено, что в однотипных породах интенсивность термолюминесценции увеличивается с возрастом пород и зависит от их радиоактивности. Таким образом, явление термолюминесценции оказалось возможным использовать для исследования термической истории пород, времени, прошедшего с момента последнего ее прогревания.

Термолюминесценция наблюдается у кварца, нефелина, сподумена, каменной соли, карбонатов кальция и магния и ряда других минералов. В целом для пород термолюминесценция обнаружена у известняков и гранитов.

Прибор для измерения термолюминесценции состоит из электрической печи для нагревания образца, фотоумножителя, измеряющего интенсивность свечения, усилителя. Регистрация осуществляется двучточным самописцем, который записывает одновременно температуру в печи и количество света, излучаемого образцом.

Чтобы определить абсолютный возраст образца, необходимо знать характер зависимости интенсивности его термолюминесценции от дозы облучения. Для этого образец последовательно подвергают действию различных доз α - или γ -излучения. После каждого облучения измеряют интенсивность термолюминесценции и в результате получают калибровочную кривую. По калибровочной кривой определяют дозу радиации, которую получил образец за время своего существования. Разделив величину дозы на α -активность образца, можно найти его возраст. Полученная цифра будет соответствовать времени последнего термального метаморфизма пород. Нагревание их в этот период должно было привести к потере электронов из ловушек, которые начали вновь заполняться после охлаждения пород.

Цифры возраста, полученные методом термолюминесценции, не всегда можно считать достоверными, так как интенсивность свечения для ряда минералов помимо радиоактивного облучения зависит от давления, которому они подвергались за время своего существования, перекристаллизации и некоторых других причин. Роль всех этих факторов в возникновении термолюминесценции минералов еще не достаточно изучена и не всегда может быть учтена. Тем не менее метод используют для определения относительного возраста и корреляции отдельных толщ.

В качестве примера можно привести работу по корреляции антропогенных отложений с помощью термолюминесцентного излучения раковин пресноводных моллюсков. Отношение интенсивности термолюминесценции к содержанию урана оказалось пропорционально возрасту слоя, а в пределах одного слоя практически не менялось (Василенко, Ренгартен, 1970).

Интересное применение может найти метод термолюминесценции при изучении термической истории пород. Например, метод был успешно использован для исследования контактов магматиче-

ских пород (гранитов и нефелиновых сиенитов) Витимского плоскогорья. При термальном воздействии происходит полный или частичный отжиг породы и термолюминесценция уменьшается. Изучая распределение параметров термолюминесценции, авторы установили, что движение теплового фронта шло от гранитов к сиенитам, и высказали предположение, хорошо согласующееся с геологическими наблюдениями, что нефелиновые сиениты образовались при сиенитизации терригенных толщ под влиянием гранитной интрузии (Василенко и др., 1970).

§ 3. ПЛЕОХРОИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ

Плеохроническими ореолами называются сферические, в срезе кольцеобразные, темные окрашенные зоны в минералах, которые образуются вокруг микровключений радиоактивных минералов. В поляризованном свете они плеохроируют, откуда и произошло их название. Плеохронические ореолы (дворики, гало) часто наблюдаются в биотите, флюорите, амфиболе, альбите, турмалине, хлорите, кордиерите и ряде других минералов. Ореолы образуются вокруг микровключений радиоактивных минералов: уранинита, настурана, торанита, торита, а также монацита, ортита, циртолита и т. д. Причиной возникновения ореолов являются радиационные изменения в минералах под действием α -частиц радиоактивных изотопов, входящих в состав микровключений. В ореолах вокруг включений сильно радиоактивных минералов (например, уранинита) иногда наблюдается трещиноватость, изотропизация вещества. Причина окраски плеохронических ореолов полностью не выяснена. Считают, что она связана с ионизацией и возбуждением молекул и возникновением центров окрашивания. Вопрос о характере химических реакций, протекающих в этих центрах, окончательно не решен. Возможно, окраска связана с переходом закисного железа в окисное, разложением воды, образованием нейтральных атомов металла и т. д. Нагревание минерала приводит к потере окраски ореолом.

Размеры радиусов ореолов находятся в пределах 50 $\mu\text{к}$ и соответствуют пробегам α -частиц в минералах. Как уже упоминалось в главе I, длина пробега α -частиц (R) возрастает с увеличением скорости распада изотопа (λ): $\ln R = A + B \ln \lambda$ (закон Гейгера — Нетолла). Поэтому максимальные ореолы дают самые короткоживущие продукты распада урана и тория: ThC' и RaC' . Обычно ореол состоит из нескольких колец, каждое из которых отличается более темной внешней полосой. Каждое кольцо соответствует α -частицам с определенной длиной пробега. Внешние кольца соответствуют RaC' в чисто урановых минералах или ThC' в случае присутствия тория. Разница пробегов ThC' и RaC' в минералах составляет 8—10 $\mu\text{к}$; она легко может быть обнаружена и может указывать на присутствие тория. Величины пробегов α -частиц в минералах приведены в табл. 28. В некоторых образцах биотитов были

Величина пробега α -частиц в некоторых минералах (по В. С. Карпенко, 1963)

Минералы	Плотность, g/cm^3	Радиусы ореолов, μk									измеренные
		расчетные									
		RaC'	RaA	Rn	Po	Ra	UП	Io	UI	ThC'	
Сидерит . . .	3,9	31,9	21,5	18,7	17,7	15,2	14,8	14,7	12,2	39,5	32—33
Андрадит . . .	3,75	32,5	21,9	19,1	18,1	15,5	15,1	15,0	12,5	40,4	33—34
Эгирин . . .	3,5	33,0	22,3	19,4	18,4	15,8	15,3	15,2	12,7	41,0	37
Доломит . . .	2,85	34,7	23,4	20,3	19,3	16,6	16,1	16,0	13,3	43,0	37 и 44
Тальк . . .	2,75	36,5	24,6	21,4	20,3	17,45	17,0	16,8	14,0	45,3	37—39
Альбит . . .	2,62	38,8	26,2	22,8	21,5	18,5	18,0	17,9	14,9	48,2	40 и 50
Биотит . . .	—	34,2	23,0	19,9	19,9	15,3	15,3	15,3	12,7	41,8	—

обнаружены ореолы радиусом 8,6 и 5,2 μk , которые не могли принадлежать продуктам распада урана и тория. Их приписывают α -излучению ^{146}Sm и ^{156}Gd . Более темную внешнюю часть кольца объясняют максимальной ионизацией, проявляющейся в конце пробега α -частицы.

Интенсивность потемнения ореола определяется главным образом двумя факторами: α -активностью микровключения и длительностью облучения. Например, расчеты показали, что отчетливое кольцо может возникнуть от включения с содержанием радия $10^{-7} g$ за 300 млн. лет. Такое количество радия действительно присутствует в микроскопических включениях цирконов, монацита, апатита, не говоря уже о собственно урановых минералах.

Густота окраски ореола увеличивается с течением времени до определенного предела (уровня насыщения), после чего может сохраниться постоянной. Дальнейшее облучение может привести к инверсии окраски, осветлению.

Плеохроические ореолы широко распространены в породообразующих минералах докембрийских гранитов и гнейсов. Их распространенность в изверженных породах следует той же закономерности, что и распространенность урана и тория. В эффузивных породах ореолы встречаются значительно реже, чем в интрузивных. Плеохроические ореолы были впервые использованы в радиогеологии для определения возраста пород (Джоли, 1907), так как интенсивность окраски ореола зависит от времени облучения. Интенсивность окраски можно измерить в шпифе с помощью микрофотометра, активность микровключения — методами радиографии. Зависимость потемнения минерала от удельной активности устанавливают экспериментально облучением минерала различным количеством α -частиц. Сравнивая интенсивность окраски образца и эталонного минерала, находят дозу излучения, которую получил минерал за время существования ореола. Зная удельную активность микровключения, легко получить время облучения. Метод

не дает точных значений абсолютного возраста, так как содержит много условных допущений. В частности, облучение эталонных минералов не может соответствовать природным условиям облучения, может отличаться по составу минералов и т. д.

Плеохронические ореолы подвержены отжигу, т. е. легко исчезают при нагревании. Таким образом, наблюдаемые в породе плеохронические ореолы возникли после последнего прогрева породы. Применение метода ореолов в сочетании с калий-аргоновым может дополнить последний при изучении термической истории пород.

Изучение состава плеохронических ореолов, по мнению В. С. Карпенко, может дать интересную информацию о характере рудообразующих растворов, приведших к образованию руд гидротермально-метасоматического типа. Дело в том, что радиоактивное облучение минерала приводит к разрыхлению и изотропизации вещества. Поэтому зоны ореолов оказываются более благоприятными для циркуляции поровых растворов. Так, изучение плеохронических ореолов в докембрийских урановых рудах гидротермально-метасоматического типа показало, что ореолы полностью замещены вторичными минералами (хлорит, стильпноелан, гидрослюды, гидроокислы железа). Пределы диффузии при этих преобразованиях оказались ничтожны, что привело к сохранению четких внешних границ ореолов, а часто — к унаследованию зонального строения ореола. Автор считает, что изменения, протекавшие в пределах ореолов, являются отражением изменений, происходивших в рудах.

§ 4. МЕТАМИКТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Метамиктное состояние свойственно многим минералам. Чаще всего оно проявляется у сложных окислов, содержащих тантал, ниобий, титан, редкие земли (браннерит, эвксенит, фергусонит, поликраз, пирохлор, самарскит и т. д.). Метамиктными могут быть также цирконы, ториты, ортиты, торогуммиты и некоторые другие минералы.

Метамиктное состояние заключается в том, что минерал частично или полностью теряет свою кристаллическую структуру и переходит в аморфное (изотропное) состояние.

Все метамиктные минералы в той или иной степени радиоактивны. Вместе с тем многие сильно радиоактивные минералы не проявляют метамиктности (отенит, карнотит, монацит, ториацит, уранинит и др.). Считают, что решающим фактором, приводящим к метамиктному распаду, является радиоактивное излучение урана, тория и их продуктов распада, главным образом α -частицы и ядра отдачи.

По-видимому, в зонах, прилегающих к трекам α -частиц и атомов отдачи, происходит частичное плавление вещества минерала. В зависимости от состава минерала при застывании может образоваться аморфная смесь окислов (например, SiO_2 и ZrO_2 в цирконах) или стеклоподобное вещество, соответствующее по составу

первичному соединению (например, пирохлоры). В том случае, если при застывании образуется кристаллическое вещество, метамиктизация не наблюдается, несмотря на высокое содержание радиоактивных элементов в минерале. Изменение фазового состава минералов вдоль треков вызывает разупорядочение кристаллической структуры в соседних зонах, вызванное эффектами смещения. Чем выше концентрация α -активных веществ, тем большие разрушения претерпевает минерал. При нагревании метамиктный минерал нередко переходит в кристаллическую фазу, причем температура рекристаллизации зависит как от состава минерала, так и от степени его метамиктности (например, 300—350° для пирохлоров, 700—1300° для цирконов).

Так как степень метамиктности минералов коррелируется с их α -активностью, были предприняты попытки определять возраст термометаморфизма пород по величине отношения степени метамиктности минералов к их α -активности. Степень метамиктности определяли как по уменьшению дифракции рентгеновских лучей, так и по величине теплоты кристаллизации. Полученные единичные данные достаточно разноречивы. Видимо, степень метамиктности не всегда прямо пропорциональна дозе облучения и метод в связи с этим не нашел распространения.

ЛИТЕРАТУРА

- Василенко В. Б., Литвиновский Б. А., Холодова Л. Л. Использование метода термолюминесценции при исследовании контактов магматических пород на примере Тучинского массива. «Геология и геофизика», 1970, т. 57, № 2.
- Василенко В. Б., Ренгартен Н. В. Опыт применения термолюминесцентного анализа раковин палудин для корреляции антропогенных отложений. «Изв. АН СССР», 1970, т. 120, № 2.
- Гайсинский М. Н. Ядерная химия и ее приложения. М., ИЛ, 1961.
- Гамильтон Е. И. Прикладная геохронология. Л., «Недра», 1968.
- Динс Дж., Виньярд Д. Радиационные эффекты в твердых телах. М., ИЛ, 1960.
- Комаров А. Н. Радиографические методы в минералогических и геохимических исследованиях. «Изв. АН СССР», 1968, № 1.
- Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. М., ИЛ, 1959.
- Ракчеев А. Д. Термолюминесценция минералов и горных пород и ее значение в геологии. «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.
- Шуколюков Ю. А. Деление ядер урана в природе. М., Атомиздат, 1970.

ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Для поисков урана используют большой комплекс разнообразных геологических, геофизических и геохимических методов. Выбор методов в каждом конкретном случае определяется поставленной задачей, геологической обстановкой и природными условиями.

Во всех случаях ведущее место при поисках руды занимают полевые радиометрические методы, прежде всего воздушная и наземная γ -съемки.

Аэрогаммасъемка используется для предварительной оценки перспективности крупных территорий, для поисков открытых ореолов рассеяния на больших площадях.

Автогаммасъемка применяется в степных, лесостепных и полупустынных районах, доступных для автотранспорта. В таежных, лесных и горных районах возможны лишь рекогносцировочные автогаммаршруты по имеющимся дорогам.

Пешеходная гамма-съемка является наиболее распространенным наземным γ -методом и используется при работах любой степени детальности. При глубинных поисках последнее время широкое распространение получило измерение γ -активности в скважинах, которое превратилось из вспомогательного в основной поисковый метод.

Аналогичный комплекс радиометрических работ может применяться также и для поисков месторождений тория.

Геохимические методы поисков урана являются специфическими, их используют для выявления ореолов рассеяния урана.

Литохимические поиски включают в себя опробования по потокам и ореолам рассеяния и измерение в пробах концентрации урана и его элементов-спутников (Mo, Pb, Cu, As и т. д.).

Особую контрастность имеют ореолы рассеяния радиогенного ^{206}Pb .

Гидрохимические поиски предназначены для выявления водных ореолов рассеяния урана и обладают сравнительно большой глубиной. Помимо урана при гидрохимических поисках изучают ореолы некоторых продуктов распада урана (радия, радона) и его элементов-спутников.

Эманационная съемка используется для оконтуривания газовых ореолов рассеяния, создаваемых продуктом распада урана — радоном.

Биогеохимические поиски урана имеют применение при поисках сравнительно неглубоко погребенных ореолов рассеяния. Они основаны на определении урана в растениях и имеют в нашей стране ограниченное применение.

Все радиометрические и геохимические методы поисков сопровождаются геологическими работами, а также геофизическими методами (электроразведка, магниторазведка, гравиразведка и т. д.).

Для обозначения мелкомасштабных поисковых работ принят термин «поиски» (γ -поиски); для детальных работ, выполняемых по заранее подготовленной топографической сети, — термин «съёмка» (γ -съёмка).

Независимо от применяемого метода поиски урана, так же как и геохимические поиски других элементов, подчиняются общей схеме:

1) путем систематического определения радиоактивности, концентрации урана, его элементов-спутников устанавливают характеристики местного фона и выявляются аномалии;

2) из числа обнаруженных аномалий по геологическим, геохимическим и геофизическим данным выбирают рудоносные.

Местным, или нормальным (остаточным), фоном называют наиболее часто встречающиеся значения концентраций элементов или радиоактивности, обусловленные кларковым содержанием элементов в данном типе пород (вод и т. д.) для каждого конкретного района.

Аномалией называют существенное превышение полученных значений над местным фоном. А. П. Соловов выделяет два типа аномалий: явные и слабые. К явным аномалиям, единственным критерием которых служит опыт геологических работ, относятся аномалии, величины которых, безусловно, не свойственны нерудным объектам. Например, γ -активность пород в 1000 мкр/час или концентрация урана в $0, n - n\%$.

Критерием для выделения слабых аномалий служит местный фон. Местным фоном принято считать среднее значение активностей (\bar{I} или \tilde{I}) или концентраций элемента (\bar{C} или \tilde{C}) для пород (или вод и т. д.) данного типа в удалении от явных аномалий.

Нижнее аномальное значение (C_a, I_a) определяют по формулам:

$$C_a = \bar{C} + 3S, \quad I_a = \bar{I} + 3 \quad (\text{в случае нормального распределения})$$

или

$$C_a = \tilde{C} \cdot \varepsilon^3, \quad I_a = \tilde{I} \cdot \varepsilon^3 \quad (\text{в случае логнормального распределения}),$$

где \bar{I}, \bar{C} — среднее арифметическое; \tilde{I}, \tilde{C} — среднее геометрическое; S — среднеквадратичное (стандартное) отклонение; ε — стандартный множитель.

Под контрастностью аномалии понимают ее превышение над уровнем фона. По А. П. Соловову, ее характеристикой служит

показатель контрастности (γ) — отношение между амплитудой превышения аномалии над фоном и показателем степени его устойчивости:

$$\gamma = \frac{C_{\text{макс}} - C_{\text{фон}}}{S} \quad (\text{для нормального распределения } C_{\text{фон}} = \bar{C}),$$

$$\gamma = \frac{1}{\lg \varepsilon} \cdot \lg \left(\frac{C_{\text{макс}}}{C_{\text{фон}}} \right) \quad (\text{для логнормального распределения } C_{\text{фон}} = \tilde{C}),$$

где $C_{\text{макс}}$ — максимальная величина аномалии.

§ 1. АЭРОГАММАПОИСКИ

Аэрорадиометрические поиски являются основными первичными методами в общем комплексе поисковых работ на уран. Они позволяют сравнительно быстро выявить участки, перспективные для постановки наземных поисков.

Наиболее эффективно применение аэрогаммаметода на территориях, характеризующихся сглаженными формами рельефа, сухим климатом, широкими ореолами рассеяния урана. В районах гумидного климата с обильными осадками, плохой обнаженностью, густым лесным покровом, а также в горных районах с сильно расчлененным рельефом аэрогаммапоиски менее эффективны. Сильная увлажненность слоя рыхлых отложений приводит к значительному выщелачиванию урана, что вызывает уменьшение γ -активности по поверхности ореолов рассеяния. Растительность, как уже ранее упоминалось, также снижает интенсивность γ -поля вокруг аномальных зон. В горных районах, помимо опасности полетов, очень трудно соблюдать постоянство высоты полетов, а это приводит к сильным искажениям формы записи и затрудняет выявление рудных аномалий.

При поисках урановых руд чаще всего приходится иметь дело с небольшими по площади (100—300 м в диаметре на высоте полета) и неправильными по форме аномалиями. Возможность нахождения рудных аномалий затрудняется также неравномерной радиоактивностью как самих аномалий, так и вмещающих пород. Все это приводит к необходимости проводить полеты на минимальной высоте, чтобы суметь выделить аномальную активность на фоне γ -активности вмещающих пород.

Перед началом площадных аэрогаммапоисков совершают рекогносцировочные аэрорадиометрические маршруты для знакомства с уровнем радиоактивности пород района и геоморфологическими условиями. Непосредственно поисковые работы проводят параллельными маршрутами вкострости простирающихся основных геологических структур. Длина маршрутов 25—30 км, минимальная высота полетов для равнин — 25 м, для холмистых территорий — 50 м, для гористой местности — более 75 м. В горных районах поиски про-

водят с помощью вертолетов, а маршруты ориентируют параллельно горным хребтам. Расстояние между маршрутами определяется масштабом съемки, так чтобы расстояние между ними по карте составляло 1 см. Обычно работы ведут в масштабе 1 : 100 000, 1 : 50 000 или 1 : 25 000. Детализацию выполняют в более крупном масштабе, чем основные работы (до 1 : 10 000). В рабочем полете бортоператор не только следит за работой приборов и отмечает на ленте ориентиры, но также отмечает геологические и геоморфологические особенности местности и сверяет их с имеющимися картами. В случае обнаружения аномалии ее сразу же детализируют серией параллельных маршрутов и уточняют ее контуры. Центр аномалии наносят на топографическую карту, а над самой активной точкой сбрасывают вымпел, чтобы облегчить обнаружение аномалии при наземной проверке.

Регистрацию интенсивности γ -поля в процессе поисков обычно проводят по суммарной γ -активности. Определение природы γ -активности γ -спектральным методом выполняют над аномалиями.

Интерпретация полученных данных заключается в изучении всей совокупности радиометрических, геофизических, геологических и геоморфологических сведений по аномальным участкам. Очень важное значение имеют сведения по рудоносности всей исследуемой территории и характеру ранее выявленных рудопроявлений. Аэромагнитные данные, получаемые, как правило, одновременно с аэрометрическими, помогают в уточнении и выделении новых рудоконтролирующих структур, малых интрузий, жильных образований и т. д.

Примерами благоприятной геологической обстановки может служить приуроченность аномалии к зонам разломов и смятия, оперяющим нарушениям, мелким интрузиям, дайкам, кислым эффузивам, фациям осадочных пород, обогащенных битумами и т. д.

Оценка перспективности аномалии по радиометрическим данным достаточно сложна. При интерпретации аэрогаммааномалий обращают внимание на их локальность. Локальность аномалии — один из признаков ее перспективности, так как протяженность аномальных γ -полей над рудными зонами, как правило, не превышает 150—250 м. Однако локальность не является достаточным признаком перспективности аномалии. Другими необходимыми признаками перспективности служат превышение приведенной к уровню земной поверхности γ -активности над γ -активностью вмещающих пород и превышение концентрации урана, определенного аэрогаммаспектрометрическим методом, в 2—3 раза по сравнению с окружающими аномалию породами.

Во всех случаях интерпретации γ -аномалий необходимо учитывать в совокупности геологические, геоморфологические, физико-географические, радиометрические и геофизические данные.

В том случае, если аэрогаммааномалия признана перспективной, обязательно проводится ее наземная проверка.

Автомобильные радиометрические работы предназначены для решения тех же задач, что и пешеходные. С их помощью осуществляют проверку аэрогаммааномалий, а также при благоприятных условиях производят первичную оценку перспективности территории. Преимущество автогаммасъемки перед пешеходной, как уже упоминалось, заключается в большей производительности, чувствительности аппаратуры; основной недостаток — зависимость от условий проходимости автотранспорта. Существуют маршрутная и площадная автогаммасъемки. Маршрутные работы используют главным образом в слабопроходимых районах для рекогносцировки. Площадные (в масштабах от 1:25 000 до 1:1000) применяют в хорошо доступных для автотранспорта районах. Автомобильные γ -поиски в масштабах 1:25 000 и 1:10 000 используют при изучении крупных территорий, перспективных на уран. Поиски в масштабе 1:5000 и 1:2000 применяют на рудоносных площадях вблизи известных месторождений или рудопроявлений урана, а также для проверки аэроаномалий.

Площадные работы выполняют параллельными маршрутами длиной 1—4 км. Расстояние между маршрутами, так же как для аэрометода, определяется масштабом работ (для 1:25 000—250 м, для 1:10 000—100 м и т. д.). Скорость движения должна быть постоянной и для масштаба работ 1:25 000 не превышать 25—30 км/час, для 1:10 000—15—18 км/час, для 1:5000—8—10 км/час, для 1:2000 и детализации аномалий — 3—4 км/час.

Во время заезда оператор наблюдает за показаниями радиометра, а также за геологической и геоморфологической обстановкой и делает соответствующие пометки. При аномальном повышении γ -активности активный участок маршрута проходят в обратном направлении на минимальной скорости и отмечают на местности каким-либо ориентиром точку максимальной активности. Для уточнения размера и контуров аномалии ее детализируют параллельными заездами через 5—25 м.

Интерпретация автогаммааномалий обязательно производится с учетом их геологических и геоморфологических особенностей, отмеченных оператором во время заезда. Например, небольшое повышение γ -активности в местах скопления валунов или щебенки коренных пород на фоне задержанной поверхности не считается перспективным, если не превышает нормальной γ -активности этих пород в районе работ. Аномалии, приуроченные к задержанным участкам, выходам подземных вод, конусам выноса, могут представлять интерес и являются ореолами или потоком рассеяния уранового оруденения.

Проверка автогаммааномалии проводится пешеходным γ -методом параллельно с геолого-геоморфологической съемкой. В том случае, если перспективность аномалии подтверждается, ее изучают более детально с помощью эманационного метода, литохимического

(уранометрического) метода, легких горных работ (шурфы, каналы) и детальной γ - и γ - β -съемки.

§ 3. ПЕШЕХОДНЫЙ ГАММА-МЕТОД

Пешеходный γ -метод является простым и самым распространенным полевым радиометрическим методом. Он используется на всех этапах поисков урана, начиная от рекогносцировки и кончая предварительной оценкой месторождений, и может быть применен в районах, недоступных для других радиометрических методов.

Наиболее благоприятными для проведения пешеходных γ -поисков являются хорошо и удовлетворительно обнаженные районы аридной климатической зоны. Рыхлый элювиальный или элювиально-делювиальный покров может вмещать открытые механические и солевые ореолы рассеяния и в связи с этим являться также благоприятным для радиометрических измерений.

Территории, закрытые чуждыми рыхлыми отложениями, мало перспективны для проведения γ -поисков на поверхности. В районах гумидного климата верхний слой элювиально-делювиальной толщи обеднен радиоактивными элементами в результате выщелачивания и вследствие этого γ -поиски по поверхности также в большинстве случаев оказываются мало эффективными. В таких районах более благоприятные результаты дают шпуровые γ -поиски. Измерение γ -активности ведут у забоя шпура на глубине до 1 м. Во многих случаях эта глубина оказывается достаточной для выявления ореолов рассеяния ниже обедненного слоя. Аллювиальные, пролювиальные и болотные отложения гумидной климатической зоны также могут быть благоприятны для образования в них рассеянных концентраций урана и должны изучаться при γ -поисках.

Пешеходные γ -поиски проводят в масштабах от 1 : 50 000 до 1 : 5 000 в зависимости от задачи исследования. Работы в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 25 000 проводят на слабо изученных радиометрическими методами территориях, перспективных на уран по геологическим данным. Поиски масштаба 1 : 10 000 применяют в районах, примыкающих к ранее выявленным рудопроявлениям и имеющим благоприятные геологические предпосылки. Масштаб 1 : 5000 более пригоден для детализации ранее выявленных аномалий.

Пешеходные γ -поиски обязательно должны выполняться в тесном контакте с геологосъемочными работами. Для мелкомасштабных работ наиболее эффективным можно считать одновременное проведение геологических и радиометрических работ.

Расстояние между точками наблюдения по маршруту не должно превышать 40—50 м при мелкомасштабных поисках и 20 м при поисках в масштабе 1 : 10 000. На участках тектонических нарушений и выходов жильных пород сеть измерений сгущается. Между точками наблюдения ведется обязательное прослушивание γ -активности в телефон. В случае обнаружения γ -аномалии производится

ее детализация и оконтуривание. Детализационные маршруты должны выходить в нормальное γ -поле не менее чем на 100 м. Обязательно промеряются и прослушиваются все выходы коренных пород как в пределах аномалии, так и вблизи ее границы. Точки наблюдения располагаются на расстоянии от 10 до 2 м. С мест максимальной активности отбирают образцы пород для лабораторных исследований. Наиболее активные точки отмечают на местности ориентирами (вехи, каменные и земляные туры и т. д.) и привязывают к топографической карте.

Выявленная в процессе пешеходных γ -поисков аномалия исследуется в дальнейшем с помощью пешеходной γ -спектрометрии, γ - β -съемки, шпуровой съемки, эманацонной съемки. В том случае, если перспективность аномалии подтверждается, на ее площади проводят легкие горные работы, которые также должны сопровождаться измерением γ -активности пород, вскрытых выработками.

§ 4. ГЛУБИННЫЕ ГАММА-ПОИСКИ

Рассмотренные выше поверхностные γ -методы имеют сравнительно малую глубинность. Поиски месторождений урана этими методами в районах, закрытых наносами аллохтонного типа, не связанными генетически с подстилающими породами, малоэффективны. Для увеличения эффективности поисков урана на закрытых территориях применяются глубинные методы. Простейшим вариантом такого метода является шпуровая γ -съемка, о которой говорилось в предыдущем параграфе. Она применяется при детализации поверхностных γ -аномалий и проводится по определенной сети. Расстояние между точками определяется размером и характером аномалии. Шпуры пробивают вручную на глубину до 1 м и измеряют в них γ -активность у забоя. Иногда применяется шпуровая γ -съемка. На участках, где мощность аллохтонных наносов превышает 1—2 м, шпуровая съемка не эффективна.

Для повышения глубинности метода применяют специальные самоходные буровые установки (типа СУГП, СВА-2 и др.). С помощью вибро- или гидрозадавливателя они позволяют быстро получать шпуры глубиной более 20 м. Глубинные поиски проводят на перспективных площадях в пределах урановых провинций. Основной объект исследования — погребенные ореолы рассеяния. Работы такого типа могут проводиться в районах с удовлетворительной проходимостью для автотранспорта (самоходных установок). Бурение выполняют по определенной сети. Расстояние между профилями при глубинных поисках крупных месторождений выбирают равным 500—700 м, мелких и средних месторождений — не более 200—300 м, а отдельных рудных тел — 100 м и менее. Расстояние между скважинами по профилю не должно превышать 50 м. Измерение в неглубоких шпурах выполняют коротажным вариантом радиометра СРП-2, в более глубоких — специальными приборами с автоматической регистрацией и счетчиком, смонтиро-

ванным в буровой штанге. В некоторых моделях приборов возможно проводить γ -спектрометрическое определение урана, тория и калия.

Глубинные поиски погребенных ореолов рассеяния проводятся в несколько этапов: выделение перспективных площадей, подготовка их для поисков (выделение локальных участков, пригодных и перспективных для поисков), собственно поиски и оценка аномалий и рудопроявлений.

Перед проведением бурения определяют глубину так называемого «представительного горизонта» — горизонта максимального площадного и достаточно надежного развития вторичного ореола рассеяния, до которого и производится бурение.

§ 5. ПОИСКОВЫЙ ГАММА-КАРОТАЖ

На всех этапах поисков и разведки месторождений урана, сопровождаемых бурением, скважины исследуются методом γ -каротажа. Поисковый γ -каротаж заключается в измерении γ -активности пород по разрезу скважины с целью выявления аномалий и оценки нормальных значений γ -поля. Гамма-каротаж при благоприятных условиях позволяет достаточно точно судить о мощности рудного тела и содержании в нем урана. Данные γ -каротажа используют при подсчете запасов.

В качестве детекторов излучения применяют газоразрядные счетчики (типа ВС, МС) размером не более 30 см и сцинтилляционные счетчики, экранированные слоем свинца (1—1,5 мм) для исключения влияния рассеянного породами γ -излучения.

Количественная интерпретация результатов γ -каротажа производится по γ -каротажным диаграммам с привлечением данных анализа керна.

Для определения мощности рудного пласта применяют три способа.

1. Для рудных тел мощностью более 40 см и с равномерным содержанием радиоактивных элементов используют способ $\frac{1}{2} I_{\text{макс}}$ ($I_{\text{макс}}$ — максимальная γ -активность на диаграмме).

Границы рудного тела определяют в точках, соответствующих половине максимальной γ -активности на диаграмме.

2. Для рудных тел с непрерывно меняющимся содержанием радиоактивных элементов границы определяют в точках с заданной γ -активностью ($I_{\text{зад}}$).

3. Для рудных пропластов, мощность которых меньше 40 см, границы находят в точках, соответствующих $\frac{4}{5} I_{\text{макс}}$.

Истинную мощность ($h_{\text{ист}}$) определяют по формуле

$$h_{\text{ист}} = h_{\text{вид}} \cdot \sin \alpha,$$

где $h_{\text{вид}}$ — мощность, определенная по диаграмме; α — угол между скважиной и рудным телом.

Содержание урана определяют по формуле

$$q = \frac{S}{100 K_0 h},$$

где q — содержание урана, %; S — площадь γ -аномалии на диаграмме, $\text{мкр/час}\cdot\text{см}$; K_0 — пересчетный коэффициент, мкр/час на 0,01% равновесного урана; h — мощность рудного тела, см .

Пересчетный коэффициент определяется экспериментально для каждого типа счетчика, регистрирующей аппаратуры и условий измерения. Так, для счетчиков типа МС и сцинтилляционных счетчиков в свинцовых экранах он для большинства приборов равен 115 мкр/час на 0,01% U. При количественной интерпретации данных γ -каротажа вводят ряд поправок (на поглощение γ -излучения в буровом растворе и обсадных трубах, влажность, нарушение радиоактивного равновесия в рудах, присутствие Th).

Для внесения поправок на смещение радиоактивного равновесия и влияние тория производят химический и радиохимический анализ керна. После внесения этих поправок содержание урана ($q_{\text{испр}}$) определяют по формуле

$$q_{\text{испр}} = (q - C_{\text{Th}} q_{\text{Th}}) \frac{1}{K_{\text{pp}}};$$

$$K_{\text{pp}} = \frac{q_{\text{Ra}}}{q_{\text{U}}} \cdot 2,9 \cdot 10^6,$$

где C_{Th} — урановый эквивалент тория по γ -излучению; q_{Th} — концентрация тория в руде; K_{pp} — коэффициент радиоактивного равновесия.

Для аномалий, γ -активность которых больше 80 мкр/час , влиянием γ -излучения калия можно пренебречь. Это объясняется тем, что содержание K в урановых рудах редко превышает 5—7%, что соответствует интенсивности γ -излучения 12—15 мкр/час . Максимальная γ -активность над пластами калиевых минералов, не содержащих заметных количеств U и Th, никогда не превышает 80 мкр/час .

§ 6. ЭМАНАЦИОННЫЙ МЕТОД ПОИСКОВ

Эманационный метод поисков урана, или эманационная съемка, предназначен для поисков газовых ореолов рассеяния, создаваемых вокруг урановых рудных тел и ореолов рассеяния урана и радия продуктом распада урана — радоном.

Эманационный метод используют при сравнительно детальных поисках и детализации аномалий, обнаруженных γ -методами. Он является более глубинным, чем поверхностные γ -методы, и позволяет обнаруживать урановое оруденение при мощности напоров, не содержащих механических и солевых ореолов, от 1 до

3 м, в некоторых случаях — до 5 м. Если в рыхлых отложениях имеются четко выраженные солевые уран-радиевые ореолы рассеяния, глубинность эманационного метода увеличивается в соответствии с величиной ореола. Основную роль в формировании газового ореола играет газопроницаемость перекрывающих оруденение наносов. Если мощность экранирующих радон отложений (глины, сильно увлажненные болотные образования и т. д.) превышает 1,5—2 м, постановка обычной эманационной съемки не эффективна. Благоприятными для проведения эманационной съемки являются сухие, не заболоченные участки с мощностью достаточно пористых наносов в пределах 1—5 м. Выходы коренных пород, каменные осыпи, болота не пригодны для постановки эманационного метода.

Методика съемки заключается в отборе почвенного воздуха из шпуров глубиной 0,8—1,0 м и измерении в нем радона. Шпуров пробиваются по определенной сетке в зависимости от масштаба работ. При поисковой съемке расстояние между профилями равно 250 м (масштаб 1 : 25 000) или 100 м (масштаб 1 : 10 000). Расстояние между точками по профилю составляет 5—10 м. Детальная эманационная съемка проводится по сетке 50×5 м (для масштаба 1 : 5000) и 20×5—2 м (для масштаба 1 : 2000). В процессе эманационной съемки измерения проводятся сразу же после введения почвенного воздуха в эманационную камеру. Для определения природы эманации в каждой десятой — пятнадцатой точке проводится повторное измерение через минуту после введения радона в камеру. На аномальных участках проводят 2—3 измерения на каждой точке: непосредственно после введения радона, через 2 мин и через 3 мин. Первичная детализация выявленной аномалии заключается в ее проверке и оконтуривании по дополнительным коротким профилям, отстоящим друг от друга на 10—25 м. Наиболее активные точки отмечаются на местности хорошо различимыми ориентирами (турами, вехами, затесами на деревьях). После оконтуривания, подтверждения аномалии и установления ее природы эманационным методом начинается второй этап детализации. Этот этап включает в себя детальное геологическое картирование участка, шпуровую γ - и γ -съемку, металлотрическое опробование рыхлых отложений на содержание урана и его элементов-спутников с последующим вскрытием аномалии горными выработками.

Обработка результатов эманационной съемки заключается в переводе показаний прибора в эманацию и расчете концентрации радона и торона в почвенном воздухе. Расчет радона и торона можно проводить по формулам:

$$R_n = 1,5(I_1 - 0,5I_0)j,$$

$$R_n = (I_2 - 0,2I_0)j,$$

$$R_n = 0,8(I_3 - 0,1I_0)j,$$

$$Th = I_0 \cdot j - R_n,$$

где R_n , T_n — концентрация радона и торона в почвенном воздухе в эманах; j — коэффициент эталонирования прибора; I_0, I_1, I_2, I_3 — показания прибора при мгновенных, одно-, двух- и трехминутных отсчетах. Точность определения радона по этим формулам составляет 15—20%, торона — 30—40%, что вполне удовлетворительно для поисковой практики.

Отношение радона к торону $\varepsilon = \frac{R_n}{T_n}$, рассчитанное таким способом, служит критерием отбраковки аномалий. При $\varepsilon > 1,5$ аномалия считается существенно радоновой, при $\varepsilon \sim 1$ — смешанной и при $\varepsilon < 0,5$ — существенно тороновой. Обычно тороновые аномалии отбраковывают как бесперспективные уже на первом этапе детальных поисков. Глубинные эманационные поиски выполняются в неглубоких скважинах, пробуренных специальными буровыми агрегатами, применяемыми при глубинной γ -съемке, и используются в качестве дополнительного метода поисков.

§ 7. РАДИОГИДРОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ

Радиогеохимический метод поисков предназначен для выявления водных ореолов рассеяния, образующихся вокруг урановых рудных тел и их литохимических ореолов. Он заключается в опробовании подземных и поверхностных вод на содержание урана, его продуктов распада и элементов-спутников. Среди продуктов распада урана (^{238}U) для гидрохимических поисков наибольший интерес представляют радон, радий, а в некоторых случаях ^{234}U . Набор элементов-спутников зависит от типа месторождений. Наиболее обычные спутники урана — молибден, свинец, мышьяк, ванадий, фосфор, селен.

Как во всех ореольных методах, основной задачей радиогеохимических поисков является определение аномальных концентраций элементов, существенно (обычно в 5 раз) превышающих их фоновые концентрации. В связи с этим одна из важнейших задач поисков заключается в определении местного гидрохимического фона для каждого исследуемого элемента. Гидрохимический фон находится в сильной зависимости от геологической, гидрогеологической и физико-химической обстановок, а также от климатических условий изучаемого района. Рассмотрим этот вопрос на примере урана. Фоновые концентрации урана в водах морей и крупных рек находятся в пределах 10^{-7} — 10^{-6} г/л, в водах ручьев, озер, а также подземных водах — в пределах 10^{-7} — 10^{-5} г/л. Для гумидных районов, характеризующихся повышенной водообильностью и промытостью пород, типичны наиболее низкие концентрации: $n \cdot 10^{-7}$ — $n \cdot 10^{-6}$ г/л для подземных вод зоны активного водообмена. Подземные воды зоны активного водообмена в аридных районах в условиях сильного испарения и недостатка влаги характеризуются более высокими фоновыми концентрациями урана — $n \cdot 10^{-5}$ г/л. Как уже упоминалось ранее, уран является хорошим мигрантом

лишь в окислительных условиях, где он находится в шестивалентном состоянии. В связи с этим окислительная обстановка благоприятна для перехода урана в воды. Для подземных вод такого типа в ураноносных породах характерны концентрации урана $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-2}$ г/л. В условиях, переходных от окислительных к восстановительным, фоновые концентрации урана составляют $n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-6}$ г/л, а аномальные $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-5}$ г/л, изредка достигая $1 - 5 \cdot 10^{-4}$ г/л. В водах, находящихся в восстановительных условиях, концентрация урана как в рудных, так и в безрудных зонах не превышает $1 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-6}$ г/л (рис. 31).

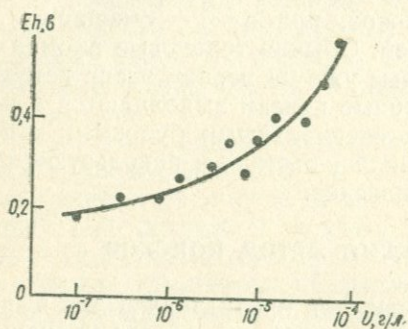


Рис. 31. Зависимость между содержанием урана и величиной окислительно-восстановительного потенциала (по Г. Ф. Новикову и Ю. Н. Капкову)

Форма, размеры и контрастность радиогидрохимических ореолов зависит от ряда геологических, гидрогеологических и геоморфологических факторов. Так, ореол обычно бывает вытянут в направлении движения подземных вод. Наиболее вытянутую форму ореол будет иметь в случае движения вод вдоль тектонически ослабленной зоны. Если направление движения вод расположено вкrest такой зоны, то ореол будет сильнее вытянут в ее направлении.

На размеры ореола большое влияние оказывает интенсивность водообмена. Самые протяженные ореолы образуются в водах зоны активного водообмена. При этом огромное значение имеет глубина циркуляции подземных вод. Для районов с сильно расчлененным рельефом интенсивным водообменом охвачены более глубокие зоны. Это определяет поступление в воды весьма значительных концентраций урана, которые могут быть определены на большом удалении от рудного тела. Так, по данным Г. К. Лапиной, Е. Н. Куцель, Л. С. Евсеевой, размеры урановых гидрохимических ореолов в горных районах достигают 800 м, а в равнинных — всего лишь 50 м. Сильно влияет скорость водообмена на размеры ореолов рассеяния радона, что определяется небольшой продолжительностью его жизни. В горных районах аномалии радона прослеживаются на 300 м, в равнинных — не больше 150 м. Эта закономерность справедлива как для горизонтальных, так и для вертикальных размеров ореола. Последний фактор определяет глубинность радиогидрохимического метода, которая для горных районов может достигать нескольких сотен метров, а для равнинных — лишь нескольких десятков метров.

Таким образом, при благоприятных условиях радиогидрохими-

ческие поиски могут способствовать обнаружению слепых или выщелоченных с поверхности рудных тел, перекрытых неактивными наносами. Все сказанное выше определяет необходимость проведения радиогидрохимических поисков в комплексе с геологическими, гидрогеологическими и геохимическими методами поисков.

Радиогидрогеологические поиски подразделяют на рекогносцировочные, площадные и детальные. Рекогносцировочные поиски проводят на основе геологической съемки 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Опробование водопунктов выполняют отдельными маршрутами.

Площадные поиски проводят на геологической основе 1 : 100 000 и 1 : 50 000. Они заключаются в опробовании всех имеющихся на территории естественных и искусственных водопунктов.

Детальные поиски проводят в масштабе 1 : 25 000—1 : 5000 с привлечением специального бурения и шурфования. Они сопровождаются режимными и сезонными наблюдениями в скважинах и применяются для детализации ранее выявленных аномалий.

На участке аномалий проводится тщательный анализ геологической и гидрогеологической обстановок. Последний включает в себя определение областей питания, транзита и разгрузки подземных вод, выделение отдельных водоносных комплексов, определение интенсивности водообмена, общего химического и газового состава вод и т. д. В результате устанавливают контуры радиогидрохимических аномалий в плане и на глубину, а также определяют источники обогащения вод радиоактивными элементами.

Для решения вопроса о природе выявленной аномалии необходимо совместно использовать радиохимические, гидрогеологические и геологические данные.

Чисто радиогидрохимическими поисковыми критериями урановых месторождений можно считать следующие.

1. Для вод, характеризующихся окислительными условиями (вод зоны активного водообмена), заслуживают внимания аномальные концентрации урана, которые сопровождаются аномалиями радона.

2. В водах, находящихся в восстановительных условиях, рудная аномалия будет носить радий-радоновый характер.

3. Для вод, омывающих массивные урановые руды, характерно пониженное изотопное отношение урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) по сравнению с окружающим фоном. Этот признак можно использовать только в сочетании с одним из предыдущих.

4. Нередко хорошим поисковым критерием является совпадение радиогидрохимических аномалий с аномалиями элементов-спутников урана (Mo, Pb, As, P, V и др.).

5. Благоприятным признаком можно также считать увеличение содержания радиоактивных элементов в водах после дождей и таяния снега более чем в 5—10 раз.

В качестве примера можно привести результаты, полученные В. И. Кочетковым при радиогидрохимических поисках гидротермальных урановых рудопроявлений, не выходящих на земную по-

верхность. Рудопроявления расположены в горном районе с сильно расчлененным рельефом и жарким климатом.

Радиогидрохимическое опробование трещинных вод, относящихся к водам зоны активного водообмена и выходящих в виде источников, позволило выявить и оконтурить совпадающие друг с другом ореолы рассеяния урана, радона, молибдена и свинца.

Протяженность водных ореолов рассеяния урана доходила до 1200 м, но на расстоянии 450 м от рудной зоны концентрация урана в воде уменьшалась в 100 раз. Максимальная концентрация достигала $4,5 \cdot 10^{-2}$ г/л при гидрохимическом фоне, не превышающем $1 \cdot 10^{-6}$ г/л.

Ореолы рассеяния радона имели протяженность порядка 200 м и максимальную концентрацию до 2800 эман. Фоновые концентрации радона не превышали 30 эман. Концентрация радона в аномалии быстро спадала и через 50 м уменьшалась в 5—10 раз.

Протяженность ореолов молибдена составляла 700—900 м при максимальной концентрации $2,5 \cdot 10^{-4}$ г/л. Гидрохимический фон молибдена не превышал $1 \cdot 10^{-6}$ г/л. Ореолы рассеяния свинца были менее контрастными и имели размеры 300—400 м. Аномальные концентрации примерно в 10 раз превышали фон.

§ 8. УРАНОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ

Уранометрическими поисками (съемкой) называется метод поисков ореолов и потоков рассеяния урановых руд путем определения урана в рыхлых отложениях, донных осадках, коренных породах. Определение урана обычно осуществляется люминесцентным методом. Методика опробования аналогична обычной методике литогеохимических (металлометрических) поисков нерадиоактивных элементов.

В отличие от радиометрических методов поисков урана уранометрический метод является прямым и обычно применяется в тех случаях, когда радиометрические методы не эффективны или не позволяют достоверно судить о природе выявленной аномалии. Уранометрический метод достаточно трудоемкий, поэтому его обычно не используют в качестве первичного метода поисков урановых руд. Его применяют в следующих целях:

- 1) для изучения потоков рассеяния урана путем опробования донных осадков постоянных и временных водотоков;
- 2) для изучения вторичных ореолов рассеяния урана с помощью опробования элювиально-делювиальных отложений (рис. 32);
- 3) для изучения первичных ореолов рассеяния урана методом опробования коренных пород. На развитие вторичных ореолов и потоков рассеяния урана большое влияние оказывают климатические и геоморфологические условия. Они в конечном итоге определяют эффективность и целесообразность применения уранометрических методов в каждом конкретном случае.

Наиболее благоприятными по геоморфологическим условиям для применения поверхностных уранометрических методов являются горные и гористые районы с хорошо развитой гидросетью. Это в первую очередь относится к поискам урана по потокам рассеяния. Расчлененный рельеф способствует вскрытию и разрушению рудных тел и первичных ореолов рассеяния урана, его выносу и перетолжению. В равнинных областях платформенного типа уранометрическая съемка не всегда эффективна. В ряде случаев более надежные результаты для таких районов может дать радиогидрохимическое опробование в сочетании с радиометрическими методами.

По климатическим условиям можно выделить три основные группы районов. В районах с холодным климатом преобладает морозное выветривание, аллювиально - делювиальные отложения представлены крупноглыбовой фракцией. На открытых незалесенных участках ореолы и потоки рассеяния имеют механический характер и состоят преимущественно из крупных обломков с урановой минерализацией. Для поисков урана в данном случае более эффективной оказывается γ -съемка.

Таежные и лесные ландшафты холодного и умеренного климата благоприятны для возникновения солевых ореолов и потоков рассеяния. Растворенное в воде органическое вещество способствует выщелачиванию и переносу урана. В понижениях рельефа и на заболоченных участках уран может переотлагаться путем сорбции на илесто-глинистом или торфянистом материале, богатом органическим веществом. В связи с этим уранометрическая съемка гидросети обычно сочетается с опробованием периферических частей пойменных, склоновых и водораздельных болот и слабозаболоченных понижений рельефа.

В районах с засушливым и сухим климатом ведущим процессом образования вторичных аккумуляций урана опять становится механическое рассеяние. Уранометрические поиски в таких районах целесообразно сочетать с радиогидрохимическими.

Уранометрические поиски ореолов рассеяния чаще всего при-

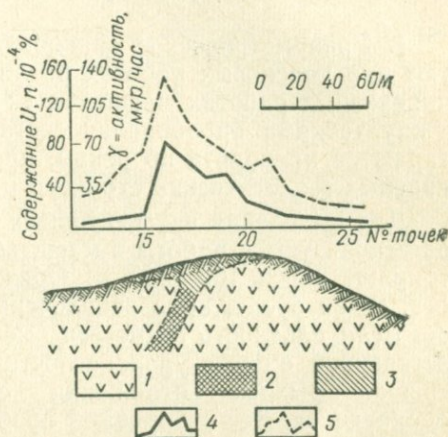


Рис. 32. Результаты пешеходной гамма-сцинтилляционной и уранометрической съемки на участке развития ореола рассеяния урана в элювиально-делювиальных отложениях (по А. Г. Ветрову): 1 — кварцевые порфиры; 2 — урановое рудное тело; 3 — ореол рассеяния; 4 — содержание урана в металлометрических пробах; 5 — гамма-активность

меняют в районах аридного климата. В гумидных районах этот метод используют менее широко, главным образом для поисков переотложенных ореолов на заболоченных площадях, для выявления слабых наложенных ореолов в моренных отложениях, для оценки радиометрических аномалий.

Методика уранометрических поисков

1. Уранометрическое опробование потоков рассеяния используют при поисковых работах различных масштабов. При рекогносцировочных работах масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000 расстояние между точками опробования составляет 300—500 м. Маршруты стараются проводить по рекам, протекающим вкостростираания основных геологических структур района.

Для выделения перспективных площадей для детальных поисков используются работы в масштабе 1 : 100 000 и 1 : 50 000. Пробы отбирают через 100—300 м. Обязательно опробуют все боковые лога, сухие русла, края заболоченных участков у подножья склонов. Если плотность гидросети меньше 0,7 *пог. км* на 1 *км²*, для достоверной оценки ураноносности территории опробованию подвергают рыхлые отложения склонов вкостростираания водоразделов. Вес отбираемой пробы около 100 г.

2. Уранометрические поиски вторичных ореолов рассеяния проводят при крупномасштабных работах (крупнее 1 : 25 000). Пробы отбираются по определенной сети с предварительной разбивкой на участки опробования. Шаг отбора проб равен 10—20 м, при детальных работах 5 м. Пробы отбирают либо с поверхности, либо с некоторой минимальной глубины, характеризующейся наибольшей сохранностью ореола, — с так называемого представительного горизонта. В условиях аридного климата при небольшой мощности рыхлых отложений, в полярных и тундровых ландшафтах, на заболоченных участках гумидных областей пробы отбирают с глубины 15—20 см. В районах гумидного климата характерно выщелачивание урана из приповерхностной части ореола, поэтому горизонт опробования обычно выбирают на глубине 0,7—1,0 м.

При наличии мощного покрова рыхлых отложений аллохтонного происхождения (принесенных со стороны) на перспективных площадях можно предполагать нахождение под ними погребенных ореолов рассеяния. В таких случаях отбор проб осуществляется с забоев мелких скважин, пробуренных специальными самоходными установками (СВА-2, СУГП и др.). Вес пробы составляет 100—200 г. Наиболее представительной считается фракция мельче 0,5 мм, которую анализируют в первую очередь. Особое внимание уделяют пробам, обогащенным органическим веществом. Выделенные фракции анализируют на содержание урана люминесцентным или другим методом, на содержание элементов-спутников урана — приближенно-количественным спектральным методом. Набор эле-

ментов-спутников определяется составом руд, типичных для исследуемого района. При исследовании солевых ореолов и потоков рассеяния очень важным критерием является наличие подвижных форм урана и элементов-спутников. Подвижный уран определяют, выщелачивая его из пробы слабым (2%-ным) раствором соды. Часто ореолы, оконтуренные по подвижному урану, оказываются более контрастными, т. е. более резко отличаются от окружающего фона.

Уранометрические поиски проводят в комплексе с геологическими, геоморфологическими, гидрогеологическими и радиогидрохимическими исследованиями. Интерпретация результатов уранометрических поисков обязательно должна учитывать данные, полученные всеми этими методами.

Результаты уранометрических поисков изображают в виде графиков распределения урана по маршрутам и профилям, карт изоконцентраций урана и его элементов-спутников, разрезов с нанесенными изолиниями концентраций, карт опробования и т. д.

3. Изучение первичных ореолов рассеяния состоит из опробования коренных пород. Оно применяется при детальном исследовании ураноносных участков для оценки перспективности рудопроявлений, обнаружения скрытых рудных тел, прогнозирования запасов выявленных месторождений с флангов и на глубину. Опробование может проводиться на обнажениях коренных пород, в шурфах, канавах, штольнях, квершлагах, расчечках, а также по кернам скважин. Обычно опробование проводится методом пунктирной борозды вкрест простирания тектонических нарушений, трещиноватых зон, гидротермальных образований и т. д. Методика опробования заключается в отборе точечных проб (штуфов) весом 20—30 г примерно через 0,5 м. Штуфы с интервала 3—5 м объединяются в одну пробу весом 200—300 г, дробятся, перемешиваются, подвергаются анализу на уран и элементы-спутники. Отдельно отбирают пробы весом 150—200 м из материала тектонических трещин. Опробование коренных пород должно сопровождаться тщательной геологической документацией в масштабе 1:100 или 1:200, измерением γ - или γ - β -активности и детальными минералогическими и геолого-структурными исследованиями. По результатам анализов строят графики распределения урана и сопутствующих элементов по профилям, а также планы и разрезы ореолов в изоконцентрациях.

Основная задача уранометрических поисков заключается в выявлении аномалий, для чего необходимо знать величину местного геохимического фона. Фон определяется по результатам анализа большого числа проб за пределами аномалий методом математической статистики. Критерии рудоносности уранометрических аномалий варьируют для каждого конкретного района. В связи с этим при оценке аномалии необходимо опираться на весь комплекс геологических, радиометрических, геоморфологических и радиохимических данных по району.

Биогеохимический метод поисков урана имеет несколько разновидностей. Из них практическое применение нашел главным образом так называемый флорометрический метод. Другой метод — поиски урана по растениям-индикаторам — широкого распространения не получил. Флорометрический метод поисков использует накопление повышенных концентраций урана и радия растениями, растущими над урановыми рудными телами или их ореолами рассеяния. Он заключается в определении урана, радия или суммарной α -активности в золе растений. Метод используют в комплексе с другими методами на всех стадиях поисков урана.

В ряде случаев биогеохимический метод имеет преимущества перед другими методами поисков:

а) на склонах с неглубоко погребенными ореолами, характеризующихся каменистыми грунтами, не пригодными для шпуровой съемки и не эффективными для поверхностной γ -съемки;

б) для поисков в зимних условиях при наличии снежного покрова;

в) в пустынных районах с развитием золотых песков;

г) в случае сильно обводненного рыхлого покрова.

Глубинность биогеохимического метода определяется степенью проникновения корней растений. Обычно она не превышает 4—6 м. Наиболее глубоко проникают корни растений в полупустынных областях. Так, корни саксаула имеют длину 4 м, а верблюжьей колючки — до 10 м. На плато Колорадо корни сосен и можжевельника проникали через 15—25-метровый слой песчаника, перекрывающего водоносные ураносодержащие породы.

Концентрация урана в золе растений колеблется в широких пределах: от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-4}\%$ на безрудных участках и от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$ над рудными телами. Она зависит не только от содержания урана в почвах и грунтовых водах, но и от вида растения, анализируемых частей растения, их возраста.

Большая часть урана, усвоенного растением, задерживается в корнях. Содержание его в ветвях и листьях значительно ниже, но прямо пропорционально количеству, находящемуся в корнях. Это позволяет использовать в целях биогеохимических (флорометрических) поисков ветви и листья.

Концентрация урана в ветвях разного возраста отличается даже в пределах одного дерева. Так, в четырехлетних ветвях урана в несколько раз больше, чем в однолетних. Растения различных видов, произрастающие в одних и тех же условиях, в разной степени усваивают уран. В качестве примера можно привести данные М. Н. Яковлевой по содержанию урана в ветвях дальневосточных растений (табл. 29).

Из таблицы видно, что лучшим концентратором урана среди проанализированных растений является багульник даурский.

Содержание урана в золе ветвей растений Дальнего Востока
(по М. Н. Яковлевой, 1963)

Растение	Место сбора	Содержание урана в ветвях различного возраста, $\mu\text{-}10^{-4}$ %			
		1 год	2 года	3 года	4 года
Лиственница даурская	рудная площадь	0,5	0,2	3,3	5,2
	вторичный ореол	0,2	0,5	—	2,1
	фон	н. о.	0,5	1,2	1,2
Береза бородавчатая	вторичный ореол	0,5	1,0	6,0	—
	фон	н. о.	н. о.	н. о.	1,5
Багульник даурский	вторичный ореол	1,5	5,2	109,9	—
	фон	1,1	0,8	—	1,4
Рябинолистник	вторичный ореол	15	—	60	—
	фон	2	—	2	—

Содержание урана в ветвях может различаться на разных сторонах одного дерева в зависимости от того, с какой стороны корни связаны с рудной минерализацией или ореолом.

Как уже упоминалось выше, радий поглощается растениями более интенсивно, чем уран. В растениях, растущих над урановыми месторождениями, радиоактивное равновесие резко сдвинуто в сторону радия. По некоторым данным, отношение Ra/U может в 10 000 раз превышать равновесное. Изотопы радия и их непосредственные продукты распада являются интенсивными α -излучателями. Это позволяет в большинстве случаев проводить предварительный анализ проб по α -излучению.

Методика флорометрического метода поисков заключается в отборе проб 3—4-летних ветвей деревьев или кустарников одного и того же вида через 20—30 м по профилю. Расстояние между профилями определяется масштабом поисков. Ветви озоляют и в золе определяют содержание урана люминесцентным методом. В некоторых случаях целесообразно промерять α -активность проб и лишь в наиболее активных пробах определять уран. Измерение β - и γ -активностей в золе растений нецелесообразно, так как они обусловлены преимущественно присутствием ^{40}K и продуктов ядерных взрывов. Следует упомянуть о возможностях флорометрического метода поисков тория. Торий, так же как и уран, способен усваиваться растениями. Имеются данные, что в золе растений, произрастающих над рудной зоной одного из ториево-редкоземельных месторождений, его содержание достигало 0,1%, а внутри флорометрического ореола находилось в пределах 0,01—0,001%. Протяженность ореола достигла 200—300 м.

Обработка данных флорометрического метода аналогична обработке результатов других ореольных методов поисков. По данным анализов определяется местный геохимический фон, состав-

ляются графики и карты распределения урана. Интерпретация проводится вкупе с другими используемыми в данном случае методами.

Одним из вариантов геоботанического метода являются поиски по индикаторным растениям. Растения-индикаторы должны обладать повышенной усвояемостью урана или других элементов, повышенные концентрации которых присутствуют в рудах исследуемого района. Например, растения-индикаторы карнотитовых руд плато Колорадо обладают повышенной усвояемостью селена и серы. Было обнаружено, что сера и селен легче поглощаются этими растениями в присутствии карнотита, а уран — в присутствии селена и серы. Такими растениями являются астрагалы и некоторые другие. Растения в большом количестве встречаются над урановыми рудами, содержащими селен. Картирование растений-индикаторов позволяет выявлять площади, перспективные для более детальных поисков.

В каждом новом районе поисков необходимо проводить предварительное исследование растений для выбора индикаторов данного типа руд.

Метод широкого распространения не нашел.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Глубинные поиски рудных месторождений. М., «Недра», вып. 1, 1963; вып. 2, 1968.
- Горбушина Л. В., Зимин Д. Ф., Сердюкова А. С. Радиометрические и ядернофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. М., Атомиздат, 1970.
- Использование ореолов рассеяния урана и элементов-спутников при поисках гидротермальных урановых месторождений (методическое руководство). М., «Недра», 1964.
- Ларионов В. В. Ядерная геология и геофизика. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Мелков В. Г., Пухальский Л. И. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Методы поисков урановых месторождений. М., «Недра», 1969.
- Новиков Г. Ф., Капков Ю. Н. Радиоактивные методы разведки. Л., «Недра», 1965.

ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ РУД НЕРАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Уран и торий с продуктами распада, а также калий-40 легко обнаруживаются в породах радиометрическими методами даже в тех случаях, когда они не образуют рудных концентраций. Это позволяет их использовать в качестве природных радиоактивных индикаторов при изучении ряда геологических вопросов, применяя дешевые и легко выполнимые радиометрические методы. Радиометрические методы находят все большее применение при геологическом картировании и поисках самых разнообразных нерадиоактивных полезных ископаемых. Основным условием применимости подобных методов должно быть измеримое различие исследуемых пород или руд по их радиоактивности. Методы, которые используются для этих целей, ничем не отличаются от методов поисков урановых руд, изложенных в предыдущей главе.

Решающим фактором, который всегда необходимо учитывать при проведении подобных работ, является статистическая значимость различия активности сравниваемых геологических объектов. Это приводит к необходимости выполнения значительного числа радиометрических измерений, их статистической обработки с применением критериев значимости различия. Подробное описание статистических методов можно найти в соответствующих руководствах.

§ 1. ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Для успешного применения радиометрических методов в геологическом картировании необходимо использовать все имеющиеся данные по геохимии урана, тория и калия в исследуемых объектах. Сведения по геохимии этих элементов даны в главе IV. Ниже перечислены некоторые геохимические закономерности распределения урана и тория в горных породах, которые могут быть использованы при планировании и интерпретации результатов радиометрического картирования.

1. В нормальном ряду изверженных пород содержание тория, урана (а также калия) и их общая радиоактивность закономерно возрастают от ультраосновных пород к кислым.

2. Повышение щелочности пород в большинстве случаев сопровождается увеличением концентрации урана и тория.

3. Для крупных многофазных дифференцированных интрузий гранитоидов характерно увеличение содержания урана и тория от ранних фаз к более поздним, а также к краевым фациям.

4. Разновозрастные гранитные интрузии отличаются по своей радиоактивности, причем в большинстве случаев молодые интрузии более радиоактивны, чем древние.

5. Для метасоматически измененных пород в большинстве случаев характерно повышение радиоактивности по сравнению с неизмененными разностями тех же пород.

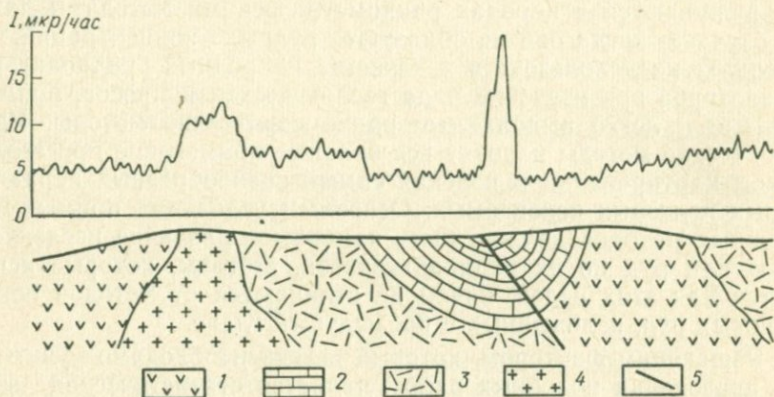


Рис. 33. Пример выделения автомобильной гамма-съемкой контактов пород и тектонических нарушений (по Г. Ф. Новикову и Ю. Н. Капкову):

1 — основные эффузивы; 2 — известняки; 3 — кислые эффузивы;
4 — граниты; 5 — тектоническое нарушение

6. Гидротермальные изменения пород обычно сопровождаются повышением содержания урана и тория или одного из этих элементов.

7. Зоны тектонических нарушений обладают более высокой радиоактивностью по сравнению с вмещающими породами как за счет гидротермального изменения пород тектонической зоны и связанного с ним повышения концентраций урана и тория, так и за счет скопления радона в трещинах.

8. Среди осадочных пород глины являются наиболее радиоактивными по сравнению с песчаниками и, особенно, известняками.

9. Наибольшая радиоактивность осадочных пород определенного литологического типа чаще отмечается в зонах, обогащенных органическим веществом, фосфором, в некоторых случаях — гидроксидом железа.

Для картирования используют основные радиометрические методы: аэрогаммасъемку, автогаммасъемку (рис. 33), пешеходную гамма-съемку, эманацционную съемку.

Эти методы могут дать положительные результаты только в сочетании с геологическими и другими геофизическими методами и самостоятельно применены быть не могут. Аэрогаммаметод удобно использовать для картирования крупных по площади выходов горных пород, различающихся своей γ -активностью. Так, в Западной Сибири четко оконтуриваются интрузии гранитоидов, обладающих повышенной активностью (15—20 мкр/час) по сравнению с вмещающими породами (8 мкр/час). В Восточной Сибири с помощью

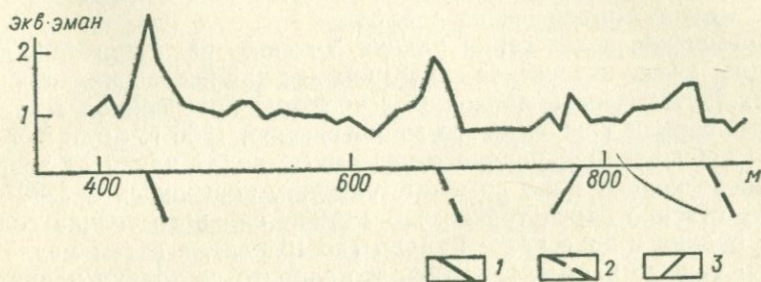


Рис. 34. Выделение зон дробления по данным эманационной съемки (по Б. Э. Хесину):
 1 — известная зона дробления; 2 — зоны дробления, выделенные по геофизическим данным 1959 г.; 3 — контакты туфогенных свит

аэрогаммаметода удалось расчлнить разновозрастные интрузии гранитоидов по их γ -активности, что не удавалось сделать петрографическими методами: каледонские граниты обладали наименьшей активностью (6—7 мкр/час), киммерийские — наибольшей (10—30 мкр/час), варисские — занимали промежуточное положение. В пределах Колымской платформы тем же методом были выделены участки развития кислых эффузивов (с γ -активностью 8—20 мкр/час) среди эффузивов среднего состава (2—6 мкр/час). Применение аэрогаммаспектральных измерений расширяет возможности метода и позволяет различать породы как по содержанию урана и тория, так и по содержанию калия.

Для уточнения результатов аэрогаммасъемки на отдельных локальных участках целесообразно применение наземной γ -съемки. Во многих районах успешно применяют пешеходную съемку в качестве первичного метода. Обычно это удобно при картировании небольших по площади массивов изверженных пород, выделении отдельных фаз и фаций, оконтуривании метасоматически измененных зон, прослеживании зон разломов, даек и т. д. Например, на Северном Кавказе применяется площадная пешеходная γ -съемка для оконтуривания гранитных интрузий с активностью 15—20 мкр/час на фоне вмещающих пород, активность которых не превышает 10—12 мкр/час. На Северном Кавказе методом пешеходной γ -съемки была прослежена ветвь регионального разлома на

расстоянии 10—15 км. Средняя активность пород в зоне разлома имела величину 30 мкр/час, в то время как активность пород за пределами этой зоны не превышала 15—18 мкр/час.

Для уточнения геологических границ, скрытых толщей нанос мощностью от 1 до 8 м, используют эманационную съемку. Особенно хорошие результаты дает эманационная съемка при картировании разломов, для которых типично концентрирование радона в трещиноватой зоне. Пример картирования зон дробления в туфогенно-обломочных породах Азербайджана с помощью эманационной съемки приведен на рис. 34.

Повышение содержания радона в зонах разломов нашло в последнее время интересное использование для исследования современных тектонических движений в областях повышенной сейсмичности. В период Ташкентского землетрясения 1966 г. было замечено, что концентрация радона в подземных водах начинает возрастать за несколько дней до землетрясения, повышаясь в 5—7 раз непосредственно перед толчком. В момент сильного толчка содержание радона в воде резко падало (до 10 раз), а затем медленно поднималось до нормы. Считают, что задолго до толчка начинают вскрываться трещины в зонах тектонических нарушений и радон поступает в воду. В момент толчка, видимо, происходит резкая потеря образовавшегося радона. Затем концентрация радона постепенно возрастает до первоначального уровня за счет накопления из радия. Предполагают, что этот метод в комплексе с другими можно использовать для прогнозирования землетрясений.

Аналогичные изменения были обнаружены для урана, гелия и некоторых других элементов, определявшихся в воде глубоких скважин.

§ 2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ НЕРАДИОАКТИВНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Применение радиометрических методов для поисков и разведки месторождений нерадиоактивных полезных ископаемых возможно в том случае, если с рудным элементом генетически или парагенетически связаны радиоактивные элементы и рудные тела, по своей радиоактивности отличающиеся от вмещающих пород. Наиболее устойчивые парагенетические ассоциации дают уран и торий с редкоземельными элементами, иттрием, ниобием, танталом, цирконием. Известны ассоциации урана и молибдена, урана, ванадия и селена, урана и фосфора. Для поисков всех перечисленных выше полезных ископаемых целесообразно применять радиометрические методы, которые могут использоваться на всех стадиях работ, начиная с поисков рудоконтролирующих структур и кончая оконтуриванием рудных тел и приближенной оценкой запасов. В зависимости от стадии поисковых работ используются те или иные радиометрические методы. Наиболее эффективно проведение первичных поисков аэрогаммаметодом с наземной проверкой методом пеше-

ходной γ -съемки, а на закрытых участках — эманационной съемкой или шпуровой съемкой.

В качестве примера комплексного использования радиометрических методов можно привести работы, проведенные В. А. Козицким и А. Ф. Станковским на одном из крупных месторождений редкометальных карбонатитов. Месторождение приурочено к интрузивному массиву щелочных ультраосновных и карбонатных пород, залегающих среди архейских гнейсов. Редкометальная минерализация приурочена к апатит-оливин-кальцит-магнетитовым рудам, образующим крутопадающие рудные тела протяженностью от нескольких десятков до 370 м. Рудные элементы представлены танталом и ниобием, концентратором которых является пирохлор, содержащий уран и торий. В качестве первичного метода поисков редкометальных карбонатитов используется аэрогаммасъемка. Она позволяет выявить зоны глубинных разломов, к которым обычно приурочены карбонатитовые массивы, а также обнаружить аномалии над массивами рудных карбонатитов. Оконтуривание рудных тел обычно проводится методами пешеходной γ - и γ - β -съемки. Тантало-ниобиевые руды на описанном выше месторождении легко выделялись по активности до 500—700 мкр/час на фоне 40 мкр/час для вмещающих пород. На участках, закрытых наносами, на данном и* подобных месторождениях широко применяют эманационную съемку как радоновую, так и тороновую. Рудные тела с пирохлором на указанном месторождении выделялись по радоновым аномалиям в 50—200 эман при фоне 10—20 эман.

Наиболее глубоко залегающие рудные тела удалось обнаружить методом γ -каротажа. Величина выявленных при этом γ -аномалий достигала 500—700 мкр/час, в то время как фоновая γ -активность имела величину около 30 мкр/час. Лабораторные измерения β -активности руд и сравнение их с химическими анализами показали хорошую корреляцию содержаний Th и TR, иногда Th и Ti, Th и Nb и позволили ориентировочно определять в рудах этим методом содержание редких земель. Более грубые результаты давали полевые измерения β - γ -активности, но они были очень полезны при проходке горных выработок, значительно убыстряли разведку и сократили объем дорогостоящих химических анализов на редкие земли.

Довольно широко используют радиометрические, главным образом пешеходные, методы при поисках фосфоритов, величины аномалий над которыми нередко превышают 100 мкр/час.

Гамма-активность калийсодержащих минералов, обусловленная присутствием радиоактивного изотопа ^{40}K , позволяет применить радиометрические методы при разведке калийных месторождений. Наиболее эффективно использование γ -каротажа. Существует мнение, что γ -картаж может давать более представительные результаты при подсчете запасов, чем химическое опробование керна.

Работами многих исследователей установлена возможность

поисков нефтяных и газовых месторождений с помощью γ -методов. Основанием для этого является уменьшение интенсивности γ -поля, наблюдаемое над большинством нефтегазоносных залежей. Отрицательная γ -аномалия над залежью часто окружена кольцом слегка повышенной (на 10—15%) γ -активности. Эти факты позволяют использовать аэрогаммасъемку, а также наземную γ -съемку для оконтуривания нефтегазоносных залежей.

Во всех работах, связанных с радиометрическими поисками нерадиоактивных полезных ископаемых, более эффективно применение γ -спектрометрических методов. Так, при разведке карбонатных месторождений, на которых имелась высокая положительная корреляция тория и редких земель, γ -спектральные измерения непосредственно в горных выработках дали возможность обнаружить тонковкрапленную минерализацию пирохлора и достаточно точно установить содержание редких земель в рудах.

Гамма-спектральные измерения над нефтегазоносными структурами показали связь отрицательной аномалии γ -поля с понижением концентрации радия, а в некоторых случаях также и калия. Концентрация тория не изменялась при переходе из нефтеносного контура за его пределы.

ЛИТЕРАТУРА

- Коган Р. М., Назаров И. М., Фридман М. Д. Основы гамма-спектропии природных сред. М., Атомиздат, 1969.
- Опыт применения радиоактивных методов при поисках и разведке нерадиоактивных руд. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Скорость света в вакууме $c=2,998 \cdot 10^{10}$ см/сек.

Постоянная Планка $h=6,624 \cdot 10^{-27}$ эрг·сек.

Число Авогадро $N_{\text{Ав}}=6,025 \cdot 10^{23}$ г·моль⁻¹.

Атомная единица массы (1/16 массы атома ¹⁶O) 1 а. е. м. = $\frac{1}{N_{\text{Ав}}} = 1,66 \cdot 10^{-24}$ г = $= 1,5 \cdot 10^{-3}$ эрг = 931 мэв.

Масса электрона $m_e=0,548$ а. е. м. = $9,1 \cdot 10^{-28}$ г = 0,511 мэв.

Масса нейтрона $m_n=1838,5$ а. е. м. = 1,00898 а. е. м. = $1,6748 \cdot 10^{-24}$ г = 939,55 мэв.

Масса протона $m_p=1836$ а. е. м. = 1,00759 а. е. м. = $1,672 \cdot 10^{-24}$ г = 938,25 мэв.

Масса α -частицы $m_\alpha=1837,5$ а. е. м. = $6,6444 \cdot 10^{-24}$ г = 3726,2 мэв.

Радиус атома $R_{\text{ат}}=10^{-8}$ см.

Радиус ядра $(2 \div 8) \cdot 10^{-13}$ см.

Заряд электрона $\sim 4,8 \cdot 10^{-10}$ СГСЕ.

Единица эффективного сечения 1 барн (σ) = 10^{-24} см².

Новая единица массы e (1/12 массы атома ¹²C) $1e=1,000317$ а. е. м. = $= 1,660 \cdot 10^{-24}$ г = 931,44 мэв.

Соотношение между единицами энергии

Единица	эв	е	эрг	дж	кал
1 эв	1	$1,075 \cdot 10^{-9}$	$1,6 \cdot 10^{-12}$	$1,6 \cdot 10^{-19}$	$3,83 \cdot 10^{-20}$
1 е	$9,31 \cdot 10^8$	1	$1,49 \cdot 10^{-30}$	$1,49 \cdot 10^{-10}$	$3,56 \cdot 10^{-11}$
1 эрг	$6,25 \cdot 10^{11}$	$6,71 \cdot 10^2$	1	10^{-7}	$2,39 \cdot 10^{-8}$
1 дж	$6,25 \cdot 10^{18}$	$6,71 \cdot 10^9$	10^7	1	0,239
1 кал	$2,61 \cdot 10^{19}$	$2,81 \cdot 10^{10}$	$4,8 \cdot 10^7$	4,18	1

Приложение 2

Эффективные сечения поглощения и рассеяния некоторых элементов на тепловых нейтронах (2200 м/сек) в барнах

Элемент	Сечение поглощения	Сечение рассеяния	Элемент	Сечение поглощения	Сечение рассеяния
H	0,33	81,4	Ca	0,43	3,2
Li	70	1,2	Mn	12,6	2,0
Be	10^{-2}	—	V	4,98	—
B	753	4,4	Fe	2,43	11,8
C	$4,5 \cdot 10^{-3}$	—	Co	37	—
N	1,78	11,4	Cu	3,77	—
O	$2 \cdot 10^{-4}$	4,24	Ag	63	—
F	10^{-2}	—	Cd	2 450	—
Na	0,49	3,6	In	190	—
Mg	0,06	3,7	Sm	6 500	—
Al	0,21	1,5	Eu	4 500	—
Si	0,13	2,4	Gd	44 000	—
P	0,19	3,4	Dy	1 100	—
S	0,49	1,2	Hg	380	—
Cl	31,6	15	Au	98,8	—
K	1,97	2,0	Pb	0,17	11,4

Функции $\lg e^{-x}$

x	$\lg e^{-x}$	x	$\lg e^{-x}$
0	0	0,01	1,9956571
1	1,5657055	0,02	1,9913141
2	1,1314110	0,03	1,9869712
3	2,6971165	0,04	1,9826282
4	2,2628220	0,05	1,9782853
5	3,8285275	0,06	1,9739423
6	3,3942330	0,07	1,9695994
7	4,959385	0,08	1,9652564
8	4,5256440	0,09	1,9609135
9	4,0913495	0,001	1,9995657
0,1	1,9565705	0,002	1,9991314
0,2	1,9131411	0,003	1,9986971
0,3	1,8697116	0,004	1,9982628
0,4	1,8262822	0,005	1,9978285
0,5	1,7828527	0,006	1,9973942
0,6	1,7394233	0,007	1,9969599
0,7	1,6959938	0,008	1,9965256
0,8	1,6525644	0,009	1,9960914
0,9	1,6091349	—	—

Показательные функции

x	e^x	e^{-x}	x	e^x	e^{-x}
0,00	1,0000	1,0000	0,24	1,2712	0,7866
0,01	1,0101	0,9900	0,25	1,2840	0,7788
0,02	1,0202	0,9802	0,26	1,2969	0,7711
0,03	1,0305	0,9704	0,27	1,3100	0,7634
0,04	1,0408	0,9608	0,28	1,3231	0,7558
0,05	1,0513	0,9512	0,29	1,3364	0,7483
0,06	1,0618	0,9418	0,30	1,3499	0,7408
0,07	1,0725	0,9324	0,31	1,3634	0,7334
0,08	1,0833	0,9231	0,32	1,3771	0,7261
0,09	1,0942	0,9139	0,33	1,3910	0,7189
0,10	1,1052	0,9048	0,34	1,4049	0,7118
0,11	1,1163	0,8958	0,35	1,4191	0,7047
0,12	1,1275	0,8869	0,36	1,4333	0,6977
0,13	1,1388	0,8781	0,37	1,4477	0,6907
0,14	1,1503	0,8694	0,38	1,4623	0,6839
0,15	1,1618	0,8607	0,39	1,4770	0,6771
0,16	1,1735	0,8521	0,40	1,4918	0,6703
0,17	1,1853	0,8437	0,41	1,5068	0,6637
0,18	1,1972	0,8353	0,42	1,5220	0,6570
0,19	1,2092	0,8270	0,43	1,5373	0,6505
0,20	1,2214	0,8187	0,44	1,5527	0,6440
0,21	1,2337	0,8106	0,45	1,5683	0,6376
0,22	1,2461	0,8025	0,46	1,5841	0,6313
0,23	1,2586	0,7945	0,47	1,6000	0,6250

x	e^x	e^{-x}	x	e^x	e^{-x}
0,48	1,6161	0,6188	1,02	2,7732	0,3606
0,49	1,6323	0,6126	1,03	2,8011	0,3570
0,50	1,6487	0,6065	1,04	2,8292	0,3535
0,51	1,6653	0,6005	1,05	2,8577	0,3499
0,52	1,6820	0,5945	1,06	2,8864	0,3465
0,53	1,6989	0,5885	1,07	2,9154	0,3430
0,54	1,6160	0,5827	1,08	2,9447	0,3396
0,55	1,7333	0,5769	1,09	2,9743	0,3362
0,56	1,7507	0,5712	1,10	3,0042	0,3329
0,57	1,7683	0,5655	1,11	3,0344	0,3296
0,58	1,7860	0,5599	1,12	3,0649	0,3263
0,59	1,8040	0,5543	1,13	3,0957	0,3230
0,60	1,8221	0,5488	1,14	3,1268	0,3198
0,61	1,8404	0,5434	1,15	3,1582	0,3166
0,62	1,8589	0,5379	1,16	3,1899	0,3135
0,63	1,8776	0,5326	1,17	3,2220	0,3104
0,64	1,8965	0,5273	1,18	3,2544	0,3073
0,65	1,9155	0,5220	1,19	3,2871	0,3042
0,66	1,9318	0,5169	1,20	3,3201	0,3012
0,67	1,9542	0,5117	1,21	3,3535	0,2982
0,68	1,97,9	0,5066	1,22	3,3872	0,2952
0,69	1,9937	0,5016	1,23	3,4212	0,2923
0,70	2,0138	0,4966	1,24	3,4556	0,2894
0,71	2,0340	0,4916	1,25	3,4903	0,2865
0,72	2,0544	0,4868	1,26	3,5254	0,2837
0,73	2,0751	0,4819	1,27	3,5609	0,2808
0,74	2,0959	0,4771	1,28	3,5966	0,2780
0,75	2,1170	0,4724	1,29	3,6328	0,2753
0,76	2,1383	0,4677	1,30	3,6693	0,2725
0,77	2,1598	0,4630	1,31	3,7062	0,2698
0,78	2,1815	0,4584	1,32	3,7434	0,2671
0,79	2,2034	0,4538	1,33	3,7810	0,2645
0,80	2,2255	0,4493	1,34	3,8190	0,2618
0,81	2,2479	0,4449	1,35	3,8574	0,2592
0,82	2,2705	0,4404	1,36	3,8962	0,2567
0,83	2,2933	0,4360	1,37	3,9354	0,2541
0,84	2,3164	0,4317	1,38	3,9749	0,2516
0,85	2,3396	0,4274	1,39	4,0149	0,2491
0,86	2,3632	0,4232	1,40	4,0552	0,2466
0,87	2,3869	0,4190	1,41	4,0960	0,2441
0,88	2,4109	0,4148	1,42	4,1371	0,2417
0,89	2,4351	0,4107	1,43	4,1787	0,2393
0,90	2,4596	0,4066	1,44	4,2207	0,2369
0,91	2,4843	0,4025	1,45	4,2631	0,2346
0,92	2,5093	0,3985	1,46	4,3060	0,2322
0,93	2,5345	0,3946	1,47	4,3492	0,2299
0,94	2,5600	0,3906	1,48	4,3929	0,2276
0,95	2,5857	0,3867	1,49	4,4371	0,2254
0,96	2,6117	0,3829	1,50	4,4817	0,2231
0,97	2,6379	0,3791	1,51	4,5267	0,2209
0,98	2,6645	0,3753	1,52	4,5722	0,2187
0,99	2,6912	0,3716	1,53	4,6182	0,2165
1,00	2,7183	0,3679	1,54	4,6646	0,2144
1,01	2,7456	0,3642	1,55	4,7115	0,2122

x	e^x	e^{-x}	x	e^x	e^{-x}
1,56	4,7588	0,2101	1,59	4,9037	0,2039
1,57	4,8066	0,2080	1,60	4,9530	0,2019
1,58	4,8550	0,2060			

Приложение 5

Вспомогательные данные для подсчета распада и накопления радиоэлементов

t/T	$e^{-\lambda t}$	$1-e^{-\lambda t}$	t/T	$e^{-\lambda t}$	$1-e^{-\lambda t}$
0,02	0,985	0,015	1,25	0,420	0,580
0,04	0,172	0,028	1,30	0,406	0,594
0,06	0,959	0,041	1,35	0,392	0,608
0,08	0,946	0,054	1,40	0,379	0,621
0,10	0,933	0,067	1,45	0,366	0,634
0,12	0,920	0,080	1,50	0,354	0,646
0,14	0,907	0,093	1,60	0,330	0,670
0,16	0,894	0,106	1,70	0,308	0,692
0,18	0,882	0,118	1,80	0,288	0,712
0,20	0,870	0,130	1,90	0,268	0,732
0,22	0,858	0,142	2,00	0,250	0,750
0,24	0,846	0,154	2,10	0,233	0,767
0,26	0,835	0,165	2,20	0,218	0,782
0,28	0,823	0,177	2,30	0,203	0,797
0,30	0,812	0,188	2,40	0,190	0,810
0,32	0,801	0,199	2,50	0,177	0,823
0,34	0,790	0,210	2,60	0,165	0,835
0,36	0,779	0,221	2,70	0,154	0,846
0,38	0,769	0,231	2,80	0,144	0,856
0,40	0,758	0,242	2,90	0,134	0,866
0,42	0,748	0,252	3,00	0,125	0,875
0,44	0,737	0,263	3,20	0,109	0,891
0,46	0,727	0,273	3,40	0,095	0,905
0,48	0,717	0,283	3,60	0,083	0,917
0,50	0,707	0,293	3,80	0,072	0,928
0,55	0,683	0,317	4,00	0,062	0,938
0,60	0,659	0,341	4,20	0,054	0,946
0,65	0,637	0,363	4,40	0,047	0,953
0,70	0,615	0,385	4,60	0,041	0,959
0,75	0,594	0,406	4,80	0,036	0,964
0,80	0,574	0,426	5,00	0,031	0,969
0,85	0,555	0,445	5,20	0,027	0,973
0,90	0,536	0,464	5,40	0,024	0,976
0,95	0,518	0,482	5,60	0,021	0,979
1,00	0,500	0,500	5,80	0,018	0,982
1,05	0,483	0,517	6,00	0,016	0,984
1,10	0,467	0,533	7,00	0,008	0,992
1,15	0,451	0,549	8,00	0,004	0,996
1,20	0,435	0,565	9,00	0,002	0,998
			10,00	0,001	0,999

Примечание. t — время накопления или распада радиоэлемента; T — период полураспада радиоэлемента; λ — константа распада радиоэлемента.

Таблица радиоактивных рядов

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, <i>мэв</i>		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, <i>см</i>	Максимальный пробег β -частиц, <i>г/см²</i>	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
Ряд урана — радия									
Уран I	$^{238}_{92}\text{U}$	4,51 · 10 ⁹ лет	4,883 · 10 ⁻¹⁸	α γ e^-	4,132 (α) ~ 22% 4,180 (α) ~ 78% 0,030 (e^-) 0,055 (e^-)	0,048	2,64 2,685		1
Уран X ₁	$^{234}_{90}\text{Th}$	24,10 дней	3,32874 · 10 ⁻⁷	β^- γ	0,103 (34%) 0,193 (66%)	0,043 0,047 0,0904		0,015 0,040	1,44 · 10 ⁻¹¹
Уран X ₂	$^{234}_{91}\text{Pa}$	1,175 мин	9,8314 · 10 ³	β^- γ изомерный переход (0,15%)	0,600 (7%) 1,500 (13%) 2,320 (80%)	0,782 0,817 0,396 (изомерный переход)		0,200 0,67 1,03	4,88 · 10 ⁻⁶
Уран Z	$^{234}_{91}\text{Pa}$	6,7 час	2,87 · 10 ⁻⁵	β^- γ	0,45 (90%) 1,2 (10%)	0,810 0,845 0,877		0,13 0,61	2,51 · 10 ⁻¹⁶

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , $сек^{-1}$	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, $г/см^2$	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
Уран II	$^{234}_{92}\text{U}$	$2,475 \cdot 10^5$ лет	$8,8743 \cdot 10^{-14}$	α	4,716 (26%) 4,763 (74%)	0,050 0,117	3,212 3,260		$5,41 \cdot 10^{-5}$
Ионий	$^{230}_{90}\text{Th}$	$7,52 \cdot 10^4$ лет	$2,65 \cdot 10^{-13}$	α γ e^-	4,464 (α) 4,482 (α) 4,61 (α) (~25%) 4,682 (α) (~75%) 0,0486 (e^-) 0,0648 (e^-) 0,0630 (e^-) 0,0666 (e^-)	0,0678 0,150 0,210 0,254	2,958 2,976 3,104 3,177		$1,78 \cdot 10^{-5}$
Радий	$^{226}_{88}\text{Ra}$	1602 года	$1,3814 \cdot 10^{-11}$	α γ e^-	4,589 (α) (5,7%) 4,777 (α) (94,3%)	0,188	0,083 0,274		$3,36 \cdot 10^{-7}$
Радон	$^{222}_{86}\text{Rn}$	3,825 дней	$2,0974 \cdot 10^{-6}$	α	5,482		4,036		$2,17 \cdot 10^{-12}$
Радий А	$^{218}_{84}\text{Po}$	3,05 мин	$3,788 \cdot 10^{-3}$	α (99,96%) β^- (0,04)	5,996 (α)		4,638		$1,18 \cdot 10^{-15}$

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, г/см^2	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
Астатин	$^{218}_{85}\text{At}$	2,0 сек	33,0	α	7,79		7,027		$0,136 \cdot 10^{-18}$
Радий В	$^{214}_{82}\text{Pb}$	26,8 мин	$4310 \cdot 10^{-4}$	β^- γ	0,350 0,670 0,726 0,779	0,053 0,241924 0,320 0,295217 0,351992		0,095 0,240 0,260 0,280	$1,02 \cdot 10^{-14}$
Радий С	$^{214}_{83}\text{Bi}$	19,7 мин	$5,864 \cdot 10^{-1}$	α (0,04%) β^- (99,96%)	5,33 (α) 5,444 (α) (55%) 5,505 (α) (45%) 1,65 (~ 23%) 3,17 (~ 77%)	0,0625 0,1911 0,505 0,60937 0,769 0,935 1,22 1,241 1,419 1,766	3,865 3,993 4,062	0,76 1,60	$0,75 \cdot 10^{-14}$
Радий С'	$^{214}_{84}\text{Po}$	$1,637 \cdot 10^{-4}$ сек	$4,2343 \cdot 10^3$	α	7,6802	0,608 0,120 1,235 1,761 2,090		6,869	$1,04 \cdot 10^{-21}$

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, г/см^2	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
Радий С"	$^{210}_{81}\text{Tl}$	1,32 мкн	$8,752 \cdot 10^{-3}$	β^-	1,800			0,84	$1,97 \cdot 10^{-19}$
						0,0078			$4,32 \cdot 10^{-9}$
Радий D	$^{210}_{82}\text{Pb}$	21 год	$9,98 \cdot 10^{-10}$	β^- γ e^-	0,0167 0,0556 (10%)	0,0161 0,0232 0,0235 0,0307 0,0370 0,0426 0,0467		0,0006 0,005	
Радий E	$^{210}_{84}\text{Bi}$	5,02 дня	$1,608 \cdot 10^{-6}$	β^- (~100%) α ($5 \times 10^{-6}\%$)	1,17 4,93 (α)		3,434	0,50	$2,68 \cdot 10^{-12}$
Полоний (радий F)	$^{210}_{84}\text{Po}$	138,374 дня	$5,80002 \cdot 10^{-8}$	α $\beta^+_{\text{анн}}$ γ	3,3 (β^+) $\sim 4,5$ (α) ($\sim 10^{-3}\%$) 5,298 (α)	0,084 0,804		2,994 3,83	$0,74 \cdot 10^{-10}$
Радий G	$^{206}_{82}\text{Pb}$	стабильный	—		—	—	—	—	—

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, г/см ²	Равновесные количества (U=1)			
					частиц	γ -лучей						
Ряд актиноурана												
Актиноуран	²³⁵ ₉₂ U	7,13·10 ⁸ лет	3,081·10 ⁻¹⁷	α	4,20 (4,2%)	0,094	2,704		7,2·10 ⁻³			
					γ	4,393 (85,6%)				0,143	2,889	
						4,58 (10,2%)				0,184	3,074	
Уран У	²³⁸ ₉₂ U	25,5 час	7,5259·10 ⁻⁶	α	0,093 (45%)	0,022		0,0012	2,93·10 ⁻¹⁴			
										0,216 (11%)	0,059	0,044
										0,302 (44%)		0,080
										0,010		
										0,032	0,063	
										0,0377	0,085	
										0,0413		
										0,0535	0,107	
										0,0578	0,122	
										0,0612	0,167	
										0,0767	0,208	
										0,0805	0,230	
										0,0908		
	0,115											
Протактиний	²³¹ ₉₁ Pa	3,25·10 ⁴ лет	6,403·10 ⁻¹³	α	4,660 (1÷3%)	0,015	3,155					
					γ	4,720 (11%)				0,027	3,216	
						4,838 (3%)				0,034	3,337	

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, г/см^2	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
Протактиний	$^{231}_{91}\text{Pa}$	$3,25 \cdot 10^4$ лет	$6,403 \cdot 10^{-13}$	γ e^-	4,938 (25%)	0,038	3,443		$3,45 \cdot 10^{-7}$
					5,002 (47%)	0,050	3,510		
					5,042 (11%)	0,057	3,552		
						0,064			
						0,082			
						0,102			
						0,198			
						0,259			
						0,301			
						0,331			
	0,357								
	0,383								
Актиний	$^{227}_{89}\text{Ac}$	21,6 года	$1,012 \cdot 10^{-9}$	α (1,25%) β^- (98,75%) γ, e^-	4,6 (α) (15%)	0,015	3,094		$2,12 \cdot 10^{-10}$
					4,95 (α) (85%) 0,01	0,3	3,455		
Радиоактивный	$^{227}_{90}\text{Th}$	18,2 дня	$4,245 \cdot 10^{-7}$	α γ	5,672 (2,5)	0,050	4,256		$4,98 \cdot 10^{-13}$
					5,717 (15%)	0,0265	4,309		
					5,742 (4%)	0,0306	4,339		
					5,764 (20%)	0,0479	4,364		
					5,815 (~1%)	0,0530	4,424		
					5,868 (2,5%)	0,0606	4,486		
					5,922 (~1%)	0,0709	4,550		
					5,966 (4%)	0,0796	4,602		

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , $сек^{-1}$	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, $г/см^2$	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
Радиоактивный	$^{227}_{90}\text{Th}$	18,2 дня	$4,245 \cdot 10^{-7}$		5,988 (25%)	0,0848	4,628		
					6,017 (4%)	0,0881			
						0,1004			
						0,1118			
						0,1274			
						0,1322			
						0,1492			
						0,1643			
						0,1729			
						0,2041			
						0,2117			
						0,2194			
						0,2400			
						0,2532			
						0,2734			
						0,281			
						0,304			
	0,322								
	0,353								
	0,377								
	0,426								
	0,466								
	0,513								
	0,578								
	0,638								

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, $\text{г}/\text{см}^2$	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
Актиний К	$^{233}_{87}\text{Fr}$	22 мин	$5,50 \cdot 10^{-4}$	β - γ $\alpha/4 \cdot 10^{-3}\%$	1,200	0,095		0,51	$4,78 \cdot 10^{-18}$
Актиний Х	$^{223}_{88}\text{Ra}$	11,4 дня	$7,163 \cdot 10^{-7}$	α γ	5,419 (3%)	0,0262	3,964		$2,94 \cdot 10^{-18}$
					5,487 (2%)	0,0637	4,041		
					5,528 (9%)	0,0809	4,088		
					5,596 (24%)	0,0991	4,167		
					5,704 (53%)	0,1163	4,294		
					5,730 (9%)	0,144	4,325		
					5,860 (мало)	0,1539	4,477		
						0,1615			
						0,1797			
						0,2318			
						0,2677			
						0,2798			
						0,322			
	0,3476								
	0,444								
					6,434 (12%)	0,0679	5,178		$1,17 \cdot 10^{-18}$
					6,559 (15%)	0,1234	5,339		
					6,824 (69%)	0,1980	5,652		

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, <i>мэв</i>		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, г/см^2	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
Актинон	$^{219}_{86}\text{Rn}$	4,0 сек	0,1767	α		0,2667 0,321 0,392 0,589			
Актиний А	$^{215}_{89}\text{Po}$	$1,78 \cdot 10^{-3}$ сек	$3,787 \cdot 10^3$	α (100%) β^- ($5 \cdot 10^4\%$)	7,365 (α)		6,422		$5,36 \cdot 10^{-22}$
Астатин	$^{215}_{85}\text{At}$	$\sim 10^{-4}$ сек	$\sim 7 \cdot 10^3$	α	8,00		7,336		$1,33 \cdot 10^{-28}$
Актиний В	$^{211}_{82}\text{Pb}$	36,1 мин	$3,200 \cdot 10^{-4}$	β^- γ	0,571 ($\sim 20\%$) 1,40 ($\sim 80\%$)	0,06524 0,0829 0,342 0,4040 0,4258 0,4871 0,7640 0,8296		0,190 0,62	$6,22 \cdot 10^{-16}$
Актиний С	$^{211}_{83}\text{Bi}$	2,15 мин	$5,348 \cdot 10^{-3}$	α (99,68%) β^- (0,32%) γ	6,621 (α) (82,6%) 6,274 (α) (17,4%)	0,347	5,419 4,977		$3,72 \cdot 10^{-17}$

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, г/см^2	Равновесные количества ($T=1$)
					частиц	γ -лучей			
Активный С'	$^{211}_{84}\text{Po}$	0,52 сек	1,333	α	6,34 (0,07%)	0,540	5,059	$4,78 \cdot 10^{-23}$	
					6,57 (0,48%)	0,565	5,353		
					6,90 (0,57%)	0,870	5,786		
					7,434 (98,88%)		6,517		
Активный С''	$^{207}_{81}\text{Tl}$	4,79 мин	$2,412 \cdot 10^{-3}$	β - γ	0,630 (0,5%)	0,870		$8,07 \cdot 10^{-17}$	
					1,500 (99,5%)				0,220 0,680
Активный D	$^{207}_{82}\text{Pb}$	стабильный							
Ряд тория									
Торий	$^{232}_{90}\text{Th}$	$1,4 \cdot 10^{10}$ лет	$1,5813 \cdot 10^{-18}$	α γ e^-	3,905 (α) (20%) 3,98 (α) (80%) 0,055 (e^-) 0,070 (e^-)	0,075	2,436 2,503	1	
Мезоторий I	$^{228}_{88}\text{Ra}$	6,7 лет	$3,28 \cdot 10^{-9}$	β - γ	0,053	$\sim 0,03$	0,0043	$4,74 \cdot 10^{-10}$	
Мезоторий II	$^{228}_{89}\text{Ac}$	6,13 час	$3,141 \cdot 10^{-5}$	α	4,54 (α) 1,0	0,0581 0,0795	3,034 0,40		

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения]	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, г/см ²	Равновесные количества (U=1)
					частиц	γ -лучей			
				β^-	1,6	0,1294		0,73	$4,95 \cdot 10^{-14}$
				γ	1,85	0,184		0,87	
					2,16	0,2497		1,04	
						0,3190			
						0,338			
						0,408			
						0,462			
						0,915			
						0,970			
Радиоторий	$^{228}_{90}\text{Th}$	1,91 лет	$1,156 \cdot 10^{-8}$	α	0,0658	0,0035			$1,34 \cdot 10^{-10}$
				γ	0,0689	0,0833			
				e^-	0,0797	0,0868			
					0,0804	0,133			
					0,0833	0,172			
					0,0840	0,216			
					5,173 (0,2%)		3,693		
					5,208 (0,4%)		3,731		
					5,338 (α) (28%)		3,874		
					5,421 (α) (71%)		3,967		
Торий X	$^{224}_{88}\text{Ra}$	3,64 дня	$2,204 \cdot 10^{-6}$	α	5,184 (0,4%)	0,0301	3,705		$6,93 \cdot 10^{-13}$
				γ	5,448 (4,6%)	0,0428	3,997		
					5,681 (95%)	0,1422	4,267		
						0,2267			

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек ⁻¹	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, е/см ²	Равновесные количества (U=1)
					частиц	γ -лучей			
Торон	²²⁰ ₈₆ Rn	55,0 сек	$1,2718 \cdot 10^{-2}$	α	6,278		4,982		$1,18 \cdot 10^{-18}$
Торий А	²¹⁶ ₈₄ Po	0,15 сек	4,387	α (100%) β^- (0,014%)	5,996 (α)		4,636		$3,36 \cdot 10^{-19}$
Астатин	²¹⁶ ₈₅ At	$3 \cdot 10^{-4}$ сек	$2,3 \cdot 10^3$	α	7,79		7,027		$8,96 \cdot 10^{-25}$
Торий В	²¹² ₈₂ Pb	10,64 час	$1,816 \cdot 10^{-5}$	β^- γ	0,355 0,589	0,1130 0,1151 0,1354 0,1641 0,1765 0,2381 0,2505 0,3001		0,105 0,200	$7,96 \cdot 10^{-14}$
Торий С	²¹² ₈₃ Bi	1,09 час	$1,766 \cdot 10^{-4}$	α (33,7%) β^- (66,3%)	5,481 (0,016%) 5,603 (1,1%) 5,662 (0,16%) 5,765 (1,8%) 6,047 (69,78%) 6,086 (27,25%) 0,45 (β^-) (2%)	0,0398 0,1243 0,1446 0,1624 0,2873 0,3271 0,4316 0,4517 0,4708	4,035 4,175 4,245 4,366 4,700 4,748	0,135	$8,18 \cdot 10^{-15}$

Элемент	Символ, Z и A	Период полураспада $T_{1/2}$	Радиоактивная постоянная λ , сек^{-1}	Характер излучения	Энергия, мэв		Пробег α -частиц в воздухе при нормальном давлении, см	Максимальный пробег β -частиц, г/см^2	Равновесные количества ($U=1$)
					частиц	γ -лучей			
					$\sim 0,62$ (β^-) (4%) $2,20$ (β^-)	0,4908 0,6157 0,7195 1,623 (?) 1,797		0,210 1,07	
Торий С'	$^{212}_{84}\text{Po}$	$2,9 \cdot 10^{-7}$ сек	$3,15 \cdot 10^6$	α	8,776 9,489 (0,004%) 10,417 (0,002%) 10,536 (0,017%)		8,528 9,695 11,309 11,523		$3,04 \cdot 10^{-25}$
Торий С''	$^{208}_{81}\text{Tl}$	3,1 мин	$3,73 \cdot 10^{-3}$	β^- γ	1,805	0,0405 0,2109 0,233 0,2518 6,2767 0,3012 0,3227 0,3300 0,5110 0,5832 0,1118 2,166 2,61425 3,324 (?)	0,85		$1,28 \cdot 10^{-16}$
Торий D	$^{208}_{82}\text{Pb}$	стабильный							

Геохронологическая шкала
в абсолютном исчислении по данным
на апрель 1964 г.
(преимущественно по данным К—Аг-метода)
при $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹;
 $\lambda_{Rb} = 0,147 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹

Датировка рубежей
при $\lambda_K = 0,585 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹

Возраст, млн. лет	Периоды, эпохи	Длительность, млн. лет	Эры	Периоды, эпохи	Длительность, млн. лет	
0	Q Плейстоцен	1,5-2	Кайнозой	Плейстоцен	1,5-2	
12±1	N ₂ Плиоцен	10-10,5		Плиоцен	11±1	
20	N ₁ Миоцен	14		Миоцен	25±1	
26±1	P ₂ Олигоцен	11		Олигоцен	35±2	
40	P ₁ Эоцен	23		Эоцен	57±2	
60	P ₀ Палеоцен	7	Мезозой	Палеоцен	64±3	
67±3	К Мел 83-кампан-сеноман альб	70		Кампан	79	
80				Сеноман	100±5	
100	Альб	32		Альб	131±5	
140	J Юра	58		Юра	187±5	
160	T Триас	45		Триас	230±10	
180				Пермь	273±10	
200	P Пермь	45		Палеозой	Карбон	326
220	C Карбон	55-75			Девон	345
240					D Девон	70-50
260	S Силур	30	Ордовик		479±20	
280	O Ордовик	60	E Кембрий	≥70	≥547	
300						PR Протерозой
320						
340						
360						
380						
400						
420						
440						
460						
480						
500						
520						
540						
560						
570						
1100-1200				PR ₅		
1600±50				PR ₄		
1900±100				PR ₃		
2600±100				PR ₁		
				AR		

до > 3500 млн. лет

Докембрий

Радиоактивные минералы

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
Урановые минералы					
I. Окислы					
А. Безводные окислы урана					
1. Группа уранинита					
Уранинит	$k\text{UO}_2 \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$	38—74	16—50	79—94	0—8
Бреггерит	$k(\text{U}, \text{Th})\text{O}_2 \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$	39—64	24—52		7—13
Клевеит	$k(\text{U}, \text{Th}, \text{TR})\text{O}_2 \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$	20—55	22—47	63—79	3—8
2. Группа настурана					
Настуран (урановая смоляная обманка, урановая смолка)	$k\text{UO}_2 \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$	40—70	29—52	(80)	0—2
Урановая чернь	окись урана неопределенного состава	следы			следы
а) остаточная		40	9—40		3,0
б) регенерированная		1,5—2,41	0,5—7		нет
Б. Гидроокислы урана					
1. Простые гидроокислы урана					
Беккерелит	$3\text{UO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$		87—91		
Бильетит (разновидность беккерелита, содержащая Ва)	$\text{BaO} \cdot 6\text{UO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$		84		
Минерал X	$4\text{UO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$			76—81	
Скупит	$4\text{UO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$		88		
Параскупит	$5\text{UO}_3 \cdot 9,5\text{H}_2\text{O}$		89		
Янтинит	$2\text{UO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$		83		
Эпьянтинит	$\text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$				

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
2. Уранаты					
Кларкеит	(Na ₂ , K ₂ , Ca, Pb) O · 3UO ₃ · 3H ₂ O		82—83		
Ванденбрандеит	CuO · UO ₃ · 2—2,5H ₂ O		65—71		
Кюриит	2PbO · 5UO ₃ · 4H ₂ O		73—74		
Вельсендорфит	(Pb, Ca) O · 2UO ₃ · 2H ₂ O		70		
Фурмарьерит					
Вандендрисшеит	водные уранаты свинца		67—82		
Майсюит					
Ришетит					
Ураноферит	(BiO) ₂ U ₂ O ₇ · 3H ₂ O		50—53		
II. Карбонаты урана					
А. Безводные карбонаты урана					
Резерфордин	UO ₂ CO ₃		84		
Безводный карбонат свинца и урана			68		
Б. Водные карбонаты урана					
Шарпит	(UO ₂) ₆ (CO ₃) ₅ (OH) ₂ · 7H ₂ O		81		
Дидерихит	UO ₃ · mCO ₂ · nH ₂ O				
Студит	UO ₃ · mCO ₂ · nH ₂ O				
Андерсонит	Na ₂ Ca (UO ₂) (CO ₃) ₃ · 6H ₂ O	—	43—44		
Бейлеит	Mg ₃ (UO ₂) (CO ₃) ₃ · 18H ₂ O		32		
Свартцит	MgO · CaO · UO ₃ · 2CO ₂ · 18H ₂ O		37		
Ураноталит	Ca ₂ (UO ₂) (CO ₃) ₃ · 10H ₂ O		35—37		
Фоглит	2CaO · CuO · UO ₃ · 5CO ₂ · 6H ₂ O	37			

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
В. Карбонат-сульфаты урана					
Шрекингерит (даксит)	NaCa ₃ (UO ₂) (CO ₃) ₃ (SO ₄)·10H ₂ O		30—32		
III. Сульфаты урана					
Иоганнит (гиплинит, урановый купорос)	CuO·2UO ₃ ·2SO ₃ ·7H ₂ O		52—61		
Уранопилит (урановая охра)	(UO ₂) ₆ (SO ₄) (OH) ₁₀ ·12H ₂ O		80—81		
β-уранопилит	(UO ₂) ₆ (SO ₄) (OH) ₁₀ ·5H ₂ O		82		
Циппеит	(UO ₂) ₂ (SO ₄) (OH) ₂ ·3—5H ₂ O		66—80		
Ураконит	3UO ₃ ·SO ₃ ·14H ₂ O		66—71		
Уранохальцит	2CaSO ₄ ·CuSO ₄ ·UO ₃ ·U ₂ O ₃ ·18H ₂ O		36		
Фоглианит	CaSO ₄ ·2 (3U ₃ O ₄ ·2SO ₃)·10H ₂ O		79		
Меджидит	CaSO ₄ (UO ₂) ²⁺ ·SO ₄ ·15H ₂ O?				
IV. Силикаты урана					
Соддит	(UO ₂) ₅ (SiO ₄) ₂ (OH) ₂ ·5H ₂ O		86		
Складовскит	Mg (UO ₂) ₂ (Si ₂ O ₇)·7H ₂ O		58—69		
Уранофан	Ca (UO ₂) ₂ (Si ₂ O ₇)·6H ₂ O		63—67		
β-уранотил	Ca (UO ₂) ₂ (Si ₂ O ₆) (OH) ₂ ·5,5H ₂ O		66—67		
Казолит	Pb (UO ₂) ₂ SiO ₄ ·nH ₂ O		48—50		
Купроскладовскит	Cu (UO ₂) ₂ (Si ₂ O ₇)·6H ₂ O		65		
V. Водные фосфаты урана					
Фосфуранилит	(UO ₂) ₃ (PO ₄) ₂ ·6H ₂ O		72—78		
Салент	Mg (UO ₂) ₂ ·(PO ₄) ₂ ·8—10H ₂ O		64—65		
Отенит	Ca (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ ·10H ₂ O		60—63		

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
Ураношпатит	Ca (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ · 12H ₂ O		59		
Сабугалит	NaAl (UO ₄) (PO ₄) ₄ · 16H ₂ O		65		
Ураноциприт	Ba (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ · 8H ₂ O		57		
Бассетит	Te (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ · 6—8H ₂ O				
Торбернит	Cu (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ · 12H ₂ O		57		
Метаторбернит	Cu (UO ₂) ₂		52—62		
Ренардит	Pb (UO ₂) ₄ (PO ₄) ₂ (OH) ₄ · 7H ₂ O		65—69		
Девиндит	Pb ₃ (UO ₂) ₅ (PO ₄) ₂ (OH) ₄ · 10H ₂ O		55—56		
Дюмонтит	Pb ₂ (UO ₂) ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₄ · 3H ₂ O		55—58		
Парсонсит	Pb ₂ (UO ₂) (PO ₄) ₂ · H ₂ O		30—33		
Смешанная урановая слюдка	(Cu, Ca) O · 2UO ₃ · (P, As) ₂ O ₅ · H ₂ O		43—55		
Фритцент	CuO:CaO=4:1 Mn (UO ₂) ₂ (PO ₄ ,VO ₄) ₂ · 8H ₂ O (?)				
VI. Арсенаты					
Трегерит	(UO ₂) ₃ (AsO ₄) · 12H ₂ O		64—66		
Новачекит	Mg (UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂ · 8—10H ₂ O		60		
Ураноспинит	Ca (UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂ · 8H ₂ O		57—59		
Цейнерит	Cu (UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂ · 12H ₂ O		52—56		
Метациейнерит	Cu (UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂ · 9H ₂ O				
Вальпургит	3UO ₃ · 5Bi ₂ O ₃ · 2As ₂ O ₅ · 12H ₂ O		18—22		
VII. Ванадаты					
Ферганит	(UO ₂) ₃ (VO ₄) ₂ · 6H ₂ O (?)		(74)		77
Уванит	(UO ₂) ₂ V ₆ O ₁₇ · 15H ₂ O		40—41		
Карнотит	K ₂ (UO ₂) ₂ (VO ₄) ₂ · 3H ₂ O		62—66		
Тюямунит	Ca (UO ₂) ₂ (VO ₄) ₂ · 8H ₂ O		52—65		
Раувит	CaO · 2UO ₃ · 6V ₂ O ₅ · 20H ₂ O		21—28		
Сенжьерит	Cu ₂ (UO ₂) ₂ (VO ₄) ₂ (OH) ₂ · 9H ₂ O		47—50		

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
VIII. Молибдаты					
Умохоит	UO ₂ MoO ₄ ·4H ₂ O		67 (?)		
IX. Органические соединения					
Тухолит			6 (в золе 40)	6 (в золе 48)	
Карбуран		54 в золе			
Минералы, содержащие уран					
I. Окислы					
Безводные окислы тория и циркония					
1. Окислы Th					
Торианит	(Th, U) O ₂ ; ThO ₂ :UO ₂ ≥5	5—12	19—33	4—33	58—93
Ураноторианит	(Th, U) O ₂ ; ThO ₂ :UO ₂ =1÷5	51			49
Алданит	kThO ₂ ·lUO ₂ ·mUO ₃ ·nPbO	14—29			66—69
2. Окислы Zr					
Бадделит	ZrO ₂				
II. Силикаты					
А. Силикаты тория					
Торит (оранжит)	ThSiO ₄ ·nH ₂ O (n=1÷1,5)		1		72
Ураноторит (разновидность торита, содержащая 10—16% UO ₂)	(Th, U, Fe) SiO ₄ ·nH ₂ O (n>1,5)	8—10	9	9—16	46—52

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
Ферриторит (железистые разновидности торита и оранжеита)	(Th, U, Fe) SiO ₄ ·nH ₂ O n>1,5			3	62
Ферриоранжит					
Ферриураноторит (железистая разновидность торита, богатая ураном (до 8% U ₃ O ₈)				9	44
Гидроторит (разновидность торита, содержащая до 17% H ₂ O)	ThSiO ₄ ·4H ₂ O		3		58
Макинтошит	(Th, U) SiO ₄ ·H ₂ O	26			52
Торогуммит	(Th, U) SiO ₄ ·2H ₂ O (Th:U=2)	22			41
Эналит	(Th, U) SiO ₄ ·3H ₂ O	U—23			29—51
Майтландит	(U, Th) SiO ₄ ·3H ₂ O	35—36			25—26
Николайит	(Th, UO ₂ , Pb, Ca) SiO ₄ ·3,5H ₂ O		37		24
Пильбарит	Pb·Th (UO ₂) ²⁺ (SiO ₄) ₂		27		31
Хиблит (водный основной сульфат Th, содержащий U, Pb, Fe, Al, Ca)					
Б. Силикаты Th и редких земель					
Иттриалит	(Y, Th, U, Fe) ₂ Si ₂ O ₇	2—4	1		5—12
Торогуммит из Японии	(Th, U, Y, Fe) SiO ₄ ·2H ₂ O	8			25
В. Силикаты редких земель					
Ортит	(Ca, Ce, La, Th) ₂ (Al, Fe) ₃ Si ₃ (O, OH) ₁₃		0,01—0,08		0,5—6
Таленит	Y ₂ (Si, Al) ₂ (O, OH) ₇				0,2—1,6
Роуландит	(Y, Ce, La) ₂ SiO ₂ (OF) ₇				0,6

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
Г. Силикаты циркония					
Циркон	ZrSiO ₄	3		2	2
Малакон	ZrSiO ₄ ·nH ₂ O			1	1
Наэгит	(Zr, Hf, U) SiO ₄ (?)	3	3	2	3—5
Циртолит	(Zr, Ca, Y) SiO ₄ ·nH ₂ O		2	1—3	1
Хагаталит (силикат Zr и редких земель)		следы			1
Ямагутилит (содержит Th и P)	(Zr, Hf, U) SiO ₄ (?)	2—5			1—4
Альвит (минерал группы циркона, содержащий U, Th, Hf, редкие земли и др.)		2			
III. Титанаты и цирконотитанаты					
Давидит	Метатитанат Fe, TR, U (?)			2	0,13
Делоренцит	Метатитанат Y, Fe, U	10			
Браннерит	Метатитанат U, Th, Y	11	37		4
Иттрокразит	Метатитанат Y, Th, U, TiO	2	1		10
Циркелит	Цирконотитанат Ca, Fe, Th и TR		1		7
IV. Ниобаты, танталаты и титанотанталониобаты					
А. Ниобаты и танталаты, почти не содержащие титана (меньше 5—6% TiO ₂)					
1. Группа фергюсонита					
Фергюсонит	Y (Nb, Ta) O ₄	2—6			0—5
Ризерит (разновидность фергюсонита, содержащая до 6% TiO ₂)		0,1	2		следы
Форманит (танталовая разновидность фергюсонита)			1		1
Кохелит (ниобат неясного состава, содержащий Fe, Y, Zr)		0,4			1

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₂ O ₈	ThO ₂
2. Группа самарскита					
Самарскит	(Y, Ce, U ⁴⁺ , Fe ⁺²) (Nb, Ta) ₂ O ₆	4—23	0—8	10	1—3
Кальциосамарскит (разновидность самарскита, содержащая до 8% CaO)		9	2	13	2—3
Фитингофит (разновидность самарскита, богатая железом (23%)) . . .		9			
Плюмбоннит (разновидность самарскита, содержащая свинец (7%)) . . .	[Pb, Fe (UO ₂) ²⁺ , Ca] ₂ Nb ₂ O ₇ + (Y, Gd, Sm) ₄ (Nb ₂ O ₇) ₃	14			0,1
Ишикаваит	(Fe, Y, U) (Nb, Ta) ₂ O ₆ Nb:Ta=2:1	20—23	0,4		2
3. Промежуточная группа					
Ампангабит (водный титанотантало-ниобат)	[(UO ₂) ²⁺ , Fe ³⁺ , TR, Th] · (Nb, Ti, Ta) ₂ O ₆ · 3H ₂ O	7—14			1—3
Иттроколумбит	Танталониобат Fe, Mn, Y, U Ниоботанталат Y, Fe, U		3		3
Иттроколумботанталит					
Иттротанталит		2—4			1
4. Группа колумбита-танталита					
Колумбит	(Fe, Mn) (Nb, Ta) ₂ O ₆ Nb > Ta			2	3
Тоддит (урановая разновидность колумбита)		9	2		0,5
Гиельмит (водный ниоботанталат) . . .	(Ca, Mn ²⁺ , Fe ²⁺ , U) (Ta, Nb) ₂ O ₆		2		

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
5. Группа микролита					
Микролит (танталпироклор)	(Ca, Na) ₂ Ta ₂ (O, OH) ₇ или Ca, Ta ₂ O ₆ ·Na (OH, F)	4	1		
Джалмаит (разновидность микролита, богатая U)	[(UO ₂) ²⁺ , Ca] Ta ₃ O ₈ (O, OH)	2	9		
Б. Титанотанталониобаты					
1. Группа пироклора					
Пироклор	(Ca, Na, Ce, U, Th) ₂ (Nb, Ti) ₂ ·(O, OH, F) ₇	2—6			0—6
2. Группа бетафита					
Бетафит	[Ca, (UO ₂) ²⁺ , Fe] (Nb, Ti, Ta) ₃ O ₉ ·nH ₂ O		10—29		0—1
Самиресит	[(UO ₂) ²⁺ , Pb] (Nb, Ti, Ta) ₃ (O, OH) ₉		21		
Бломстрандит (водный титаниоботанталат U и Ca, может быть, танталовый бетафит)		18—24			
3. Группа гатчеттолита					
Гатчеттолит	[Ca, Fe, U ⁴⁺ (UO ₂) ²⁺]·(Nb, Ti, Ta) ₂ O ₆ ·H ₂ O	6—11	4—5		0,5
Менделеевит }	[(UO ₂) ²⁺ , Ca, Fe] (Nb, Ti, Ta) ₂ O ₆ ·2H ₂ O	6	14	27—29	0—3
Эльсвортит }		2—8	11—20		0,1
4. Группа бломстрандина-прайорита					
Бломстрандин	(Y, Ce, U, Th) (Ti, Nb) ₂ O ₆	3—5	3—5	4—10	1—8
Прайорит	(Y, Ce, Ca, Fe) (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆	0—2	2		1—2

Название минерала	Химическая формула	Содержание U и Th, %			
		UO ₂	UO ₃	U ₃ O ₈	ThO ₂
5. Группа поликраз-эвксенита					
Поликраз	(Y, Ce, U, Fe) (Ti, Nb, Ta) ₂ (O, OH) ₆ TiO ₂ ·(Nb, Ta) ₂ O ₅ =4÷6	8	4—14	5—11	0—6
Танталполикраз	разновидность поликраза, у которой Ta>Nb	6—15	0—9	7	2
Эвксенит	общая формула, как у поликраза, но отношение TiO ₂ :(Nd, Ta) ₂ O ₅ =2÷3			2	1—5
Тантэвксенит	разновидность [эвксенита]	1	4		3
Линдокит (кальциторийевый эвксенит)		1	0,05		5
6. Хлопинит (титановый аналог самарскита)	(Y, Fe, U ⁴⁺) (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₅	8			2
7. Виикит	(Y, U, Fe, Ca) (Nb, Ta, Ti, Si) ₂ ·(O, OH) ₆	2—4	7		5
8. Титанотанталониобаты неясного состава					
Писекит (титанат и танталониобат Fe, Yb, Ce, Y, Th, U)			27		1
Водный титанониобат U и Ce					
Эшвегит	(Y, Fe) ₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ (O, OH) ₇	2			1
Призовит (титанотанталониобат U, Al, Ca и TR)		8	17		1
V. Фосфаты					
Безводные фосфаты редких земель, содержащие U и Th					
Монацит	(Ce, La, Pr, Nd) PO ₄	0,1—0,6		0—1	7—14
Ксенотим	YPO ₄ (с Th, U, Zr, Er, Ce)	3—5	2		2

Введение	3
Глава I. Физические основы радиоактивности	9
§ 1. Атомные и ядерные превращения	9
§ 2. Законы радиоактивных превращений	15
§ 3. Расчет количества радионуклидов при распаде и образовании	16
§ 4. Излучения радиоактивных веществ	21
§ 5. Единицы радиоактивности	29
Глава II. Методы исследования в радиогеологии	32
§ 1. Способы регистрации радиоактивных излучений	32
§ 2. Лабораторные методы анализа естественных радиоактивных изотопов	40
§ 3. Полевые методы исследования радиоактивных изотопов	57
Глава III. Распространенность радиоактивных изотопов	64
§ 1. Долгоживущие радиоактивные изотопы	64
§ 2. Ряды распада	65
§ 3. Радиоактивные изотопы — продукты ядерных реакций	74
§ 4. Радиоактивность атмосферы	79
§ 5. Радиоактивность гидросферы	83
§ 6. Радиоактивность литосферы	92
§ 7. Радиоактивность биосферы	94
§ 8. Искусственные радиоактивные изотопы в природе	96
Глава IV. Основные черты геохимии естественных радиоактивных элементов	101
§ 1. Семейство актиноидов	101
§ 2. Актиний	102
§ 3. Торий	103
§ 4. Протактиний	111
§ 5. Уран	112
§ 6. Радий	127
§ 7. Радон	130
§ 8. Калий и рубидий	132
Глава V. Земное тепло и радиоактивность	135
§ 1. Строение Земли	135
§ 2. Земное тепло и радиоактивность	136
Глава VI. Определение абсолютного геологического возраста	141
§ 1. Основные методы расчета абсолютного геологического возраста	141
§ 2. Свинцовый метод	143
§ 3. Калий-аргоновый метод	149
§ 4. Рубидий-стронциевый метод	152
§ 5. Определение возраста тел Солнечной системы	153
Глава VII. Использование радиоактивных изотопов в качестве естественных индикаторов геологических процессов. Определение абсолютного возраста «молодых» геологических образований	160
§ 1. Торий-урановое отношение	161
§ 2. Промежуточные продукты распада радиоактивных семейств	162
§ 3. Продукты естественных ядерных реакций	173

Глава VIII. Радиационные изменения пород и минералов под действием естественного радиоактивного излучения и их использование в геоло- гии	179
§ 1. Треки осколков спонтанного деления урана	179
§ 2. Термолюминесценция	181
§ 3. Плеохроические ореолы	183
§ 4. Метамиктные изменения минералов	185
Глава IX. Поиски месторождений урана	187
§ 1. Аэрогаммапоиски	189
§ 2. Автогаммапоиски	191
§ 3. Пешеходный гамма-метод	192
§ 4. Глубинные гамма-поиски	193
§ 5. Поисковый гамма-картаж	194
§ 6. Эманационный метод поисков	195
§ 7. Радиогидрохимический метод поисков	197
§ 8. Уранометрический метод поисков	200
§ 9. Биогеохимический метод поисков	204
Глава X. Применение радиометрических методов для геологического картирования и поисков руд нерадиоактивных элементов	207
§ 1. Применение радиометрических методов в геологическом кар- тировании	207
§ 2. Использование радиометрических методов для поисков нера- диоактивных полезных ископаемых	210
Приложения	213

**Владимир Ильич Баранов,
Наталья Алексеевна Титаева**
РАДИОГЕОЛОГИЯ

Тематический план 1973 г. № 131

Редактор

Н. В. Барнинова

Переплет художника

Е. А. Михельсона

Технический редактор

Е. Д. Захарова

Корректоры

С. С. Мазурская,

Л. С. Клочкова

Сдано в набор 23/V 1973 г.

Подписано к печати 30/X 1973 г.

Л-56252

Формат 60×90¹/₁₆

Бумага тип. № 2 Физ. печ. л. 15,25

Уч.-изд. л. 16,44 Изд. № 1906

Зак. 137. Тираж 2950 экз.

Цена 68 коп.

Издательство

Московского университета.

Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.

Типография Изд-ва МГУ.

Москва, Ленинские горы

Цена 68 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА