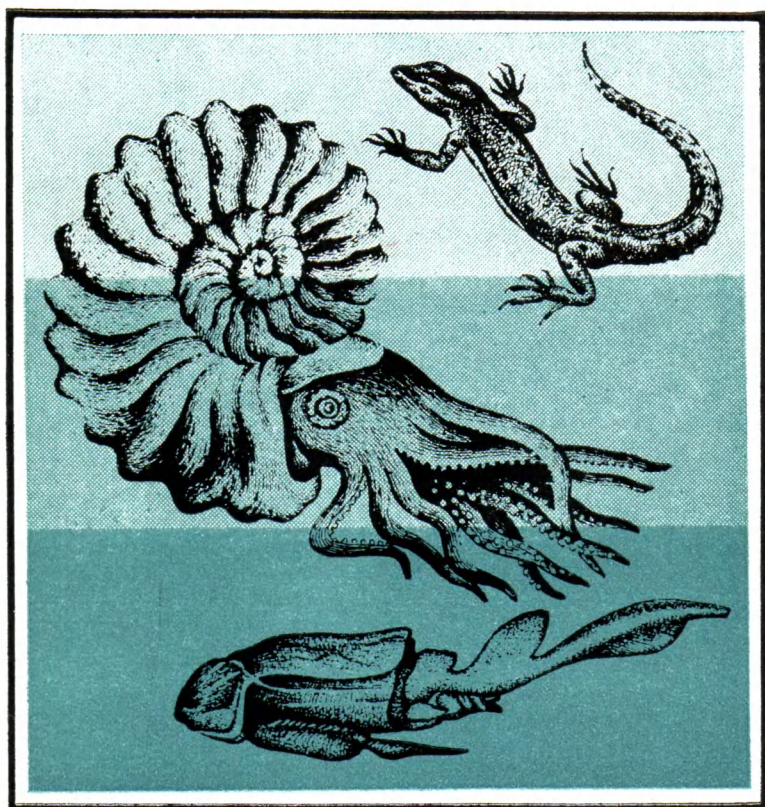


Г. В. ВОЙТНЕВИЧ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ ЗЕМЛИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Серия «Планета Земля и Вселенная»

Г. В. ВОЙТКЕВИЧ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ ЗЕМЛИ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
А. И. ПЕРЕЛЬМАН



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1984

В 61 Войткевич Г. В. Геологическая хронология Земли.— М.: Наука, 1984. — 128 с., ил.— (Серия «Планета Земля и Вселенная»)

В процессе познания истории Земли важной задачей является определение возраста геологических формаций, горных пород, Мирового океана, атмосферы и, наконец, планеты в целом. Всеми этими вопросами занимается отрасль геологического знания, называемая геологической хронологией.

В книге в исторической последовательности рассматриваются основные методы определения геологического возраста нашей планеты, излагаются новейшие результаты геохронологических исследований в нашей стране и за рубежом, рассказывается о том, как развивалось летосчисление с древнейших времен до наших дней.

19.4.1

Рецензент И. Н. САФРОНОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

При изучении истории Земли и закономерностей ее развития одной из важнейших задач является определение возраста различных природных тел и событий далекого прошлого. Этими вопросами занимается геологическая хронология, или летосчисление.

Установление геологического возраста горных пород проходило тернистыми путями, и правильное представление об огромной длительности геологического времени укоренилось далеко не сразу. Еще выдающийся деятель эпохи Возрождения Леонардо да Винчи (1452—1519) заметил, что пласты осадочных горных пород, отложившиеся в море, содержат различные формы ископаемых организмов в зависимости от возраста этих пород. Благодаря возникновению и развитию палеонтологии в первой половине XIX в. значительную часть каменной летописи земной коры удалось распределить по стратиграфическим группам и системам, а всю историю Земли разделить на геологические эры и периоды. Однако палеонтологический материал оказался бессильным дать количественную оценку геологическому времени. К тому же в древнейших слоях земной коры главный объект палеонтологии — ископаемые организмы либо отсутствуют, либо становятся очень и очень редкими, и классический палеонтологический метод теряет свои возможности. Другие геологические процессы, такие, как скорость осадкообразования и накопления солей в Мировом океане, давали крайне грубую и неполную оценку масштабам геологического времени.

В первой половине XX в. положение с количественной геологической хронологией существенно изменилось. После открытия радиоактивности и изучения этого явления в геологических целях стало возможным определение возраста горных пород и минералов в численных единицах времени. Радиоактивный распад оказался ядерным процессом — результатом неустойчивости атомных ядер.

Вслед за ядерной физикой возникла ядерная геохронология — наука об установлении возраста природных образований на основе изучения ядерных радиоактивных

процессов, протекающих с постоянной скоростью в необычайно широких термодинамических условиях. Определение возраста горных пород и минералов приобретает сейчас большое научное и практическое значение. Методы ядерной геохронологии охватывают не только земные, но и космические объекты: метеориты различных типов, горные породы Луны, а в ближайшем будущем — материал и других планет. При этом вскрываются такие интересные явления и обстоятельства в соотношениях радиоактивных и радиогенных изотопов, которые позволяют в первом приближении восстановить раннюю историю Солнечной системы и установить хронологию этой истории. Таким образом, современная ядерная хронология выходит за пределы истории Земли и охватывает время космическое, когда происходило становление атомного вещества нашей планеты.

Указатели геологического времени: радиоактивные и радиогенные изотопы, продукты органической эволюции — ископаемые остатки животных и растений, сами возникли в ходе естественноисторических процессов, но резко различного характера. Поэтому, рассматривая основные проблемы геологической хронологии, мы не вправе абстрагироваться полностью от освещения проблем происхождения указанных выше геологических хронометров. В связи с этим автор счел необходимым изложить современные представления о происхождении радиоактивных элементов, а также о древности жизни и основных этапах ее развития.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ХРОНОЛОГИИ

Возраст различных геологических образований — одна из важнейших проблем геологической науки. В то же время вопрос о возрасте нашей Земли и мира в целом относится к древнейшим загадкам природы, к разрешению которых человечество приступило на заре своего развития. Ветхие страницы древних рукописей, хранящиеся в государственных архивах разных стран и доступные сравнительно узкому кругу историков и филологов, рассказывают о времени существования мира в форме легенд и сказаний.

Согласно древним персидским сказаниям, мир существует всего лишь 12 тыс. лет. Жрецы Вавилона, предсказывавшие судьбы людей по звездам и положившие начало астрологии, доказывали значительно бóльшую древность мира — 2 млн. лет. По библии, мир сотворен всего лишь за шесть дней. В целом высказывания библии относительно возраста мира столь туманны, что допускали различные толкования. Этим занимались отцы христианской церкви и их последователи. Феофил, епископ Антиохский, полагал, что от праотца Адама до Иисуса Христа прошло 5515 лет. Св. Августин оценивал этот промежуток времени в 5351 год, а архиепископ Иероним — в 3941 год. Венцом подобного рода расчетов, несомненно, являются вычисления ирланского архиепископа Юшера, который в 1654 г. пришел к выводу, что мир был создан за 4004 года до рождения Христа 26 октября в 9 час. утра.

Указанные расчеты возраста мира имеют лишь чисто познавательный интерес и, естественно, ничего общего с действительностью не имеют. Реальные представления о природе, основанные на наблюдениях и опыте, далеко не сразу стали достоянием науки.

В начале XVIII столетия на смену устаревшим сюжетам библейских сказаний приходят строгие научные идеи о процессах в природе, происходящих в течение времени определенной длительности. Все чаще ученые используют наблюдения и опыт. Развитие механики и астрономии, зарождение химии и геологии дали возможность совершен-

но по-новому подойти к решению вопроса о возрасте Земли и слагающих ее поверхность горных пород. Однако библейские тексты еще долго тормозили развитие правительственных представлений о природе мира.

Победа гелиоцентрической системы Н. Коперника, которая нанесла непоправимый удар господству церкви в области естественных наук и свела положение Земли к роли рядовой планеты в Солнечной системе, подготовила реальную почву для возникновения научных гипотез о происхождении нашей планеты. Первые шаги научной космогонии были связаны с именами таких ученых, как Р. Декарт (1596—1650), Г. Лейбниц (1646—1716), Ж. Бюффон (1707—1788). В их трудах последовательно проводится мысль о том, что Земля и планеты возникли в результате определенного естественного процесса. Следует отметить, что если у Лейбница и Бюффона рождение Земли связывалось с космической катастрофой и рассматривалось как явление относительно случайное, то космогония Декарта, по существу, была первым учением о длительной эволюции материи.

По Декарту, мир состоит из трех элементов, которые представлены частицами разного размера. Первый элемент слагают самые мелкие частицы, второй — более крупные и третий — самые крупные. Из первого, светящегося элемента созданы звезды и Солнце, из второго, прозрачного — небо, а из третьего, тяжелого — Земля, планеты и кометы. Декарт первым высказал идею о том, что развитие мира в прошлом было строго подчинено тем самым законам, которые действуют и сейчас.

Однако Декарт в своей космогонии был далеко не последователен, признавая, что бог создал материю и движение. Впоследствии и знаменитый английский ученый И. Ньютон (1643—1727), с именем которого связана целая эпоха в механике и физике, признавал авторитет Священного писания и на основе библейского текста вычислил, что Земля существовала 6030 лет. В конце своей жизни Ньютон заинтересовался вопросами хронологии и написал обширную монографию «Хронология древних царств», которая вышла в свет в Лондоне в 1728 г., уже после смерти автора.

Первая попытка оценить возраст Земли на основе естественных процессов была сделана учеником и современником Ньютона Э. Галлеем (1656—1742), чьим именем названа знаменитая комета, орбиту которой он впервые вычислил. При расчете возраста Земли он исходил из

того, что природные воды, выпадающие в виде дождей и снегов на сушу, растворяют соли почв и горных пород и выносят их в море. Зная количество соли, растворенной в океане, и ежегодный привнос ее реками, можно определить возраст океана, естественно допуская, что в эпоху его образования вода была пресной. Предпожив, что океан возник одновременно с Землей, Галлей вычислил таким образом возраст Земли (свыше 10 тыс. лет), который заметно превышал библейское летосчисление. Однако во времена Галлея совершенно не были известны точные данные о количестве вод, ежегодно поступающих в океан, и об их химическом составе. Поэтому совершенно понятно, что первые расчеты Галлея оказались ошибочными. Основным недостатком метода является отсутствие доказательств того, что во все эпохи былого существования Земли количество воды, ежегодно привносившее растворенную соль, и количество самой соли в океане оставались постоянными. В начале XX в. метод Галлея использовали английский геолог Д. Дюоли и другие исследователи. По их расчетам, возраст океана 350—90 млн. лет.

Весьма любопытной была попытка определить возраст Земли по скорости ее остывания, которая впервые была предпринята Ж. Бюффоном, директором королевского ботанического сада в Париже, автором многотомной «Естественной истории». Он подошел к решению вопроса о возрасте Земли опытным путем. В кузнечном горне накаливали каменные пушечные ядра добела, затем выставляли их в открытое пространство и отмечали время остывания ядер до температуры окружающей среды. Опыт строился на предположении, что Земля прошла аналогичный путь остывания, но оно протекало во столько раз медленнее, во сколько раз масса Земли больше массы исследованного каменного ядра. При этом следует отметить, что Бюффон был автором космогонической гипотезы о происхождении Земли как обломка Солнца, который был от него оторван ударом гигантской кометы. Таким образом, первоначально наша Земля находилась в расплавленном состоянии. Основные идеи Бюффона были изложены в популярной форме в книге «Теория Земли» (1749 г.). В 1779 г. он опубликовал большое сочинение под названием «Эпохи природы». Историю Земли Бюффон подразделил на семь эпох общей продолжительностью 75 тыс. лет.

Об огромной длительности геологического времени писал и гениальный М. В. Ломоносов (1711—1765) в рабо-

тах, посвященных земным недрам. Шотландский геолог Дж. Геттон (1726—1797) в книге «Теория Земли» (1788 г.) сформулировал строго научное положение о том, что в экономии природы мы не встречаем ни следов начала, ни признаков конца.

Значение времени в геологических процессах, изменяющих лик Земли, отчетливо представлял себе французский натуралист Ж. Б. Ламарк (1744—1829): «Для природы время ничего не значит и никогда не представляет затруднений, она всегда его имеет в достаточном распоряжении, и для нее это средство не имеет границ: с помощью его она производит и самое великое, и самое малое».

За время существования Земли в морях отлагались мощные пласты песков, глин, известняков и других осадочных горных пород. Это происходит и в современную эпоху. Отсюда, естественно, возникла мысль об измерении геологического времени по скорости отложений осадочных горных пород и общей их мощности. Согласно оценкам различных исследователей скорость отложения осадков в водной среде в зависимости от конкретных условий осаднения 1 м за 3—10 тыс. лет. Если учесть все толщи осадочных пород в разных районах земного шара, то общая сумма их мощностей составит примерно 100 км. Время, необходимое для образования этой пачки наслоений, в зависимости от принятой скорости отложения 300—1000 млн. лет. Следует подчеркнуть, что полученные результаты имеют весьма приближенный характер. Скорости образования осадков — величина исключительно непостоянная. Она зависела от многих физико-географических условий и, несомненно, значительно колебалась в течение всей истории Земли. Поэтому совершенно очевидно, что метод оценки геологического времени по скорости накопления осадков не может быть использован для оценки возраста самых древних горных пород в числовых единицах времени.

В отдельных, правда довольно редких, случаях характер состава и структуры осадочных горных пород отражает сезонные ритмы и содержит достаточно надежную запись летосчисления. Среди сравнительно молодых отложений Северной Европы мы встречаем так называемые ленточные глины, состоящие из отдельных слоев (лент) 1—2 мм толщиной. Каждый слой соответствует году, поскольку рождение его связано с сезонным изме-

нением среды. Формирование ленточных глин представляется следующим образом.

В конце ледникового периода от таяния льда возникли многочисленные озера, на дне которых в течение теплых сезонов весны и лета отлагались тонкие осадки глинистого ила. Зимой озеро замерзало и поступление глинистого материала прекращалось, поскольку этот материал приносили поверхностные воды, впадающие в озеро. Мелкие организмы, заполнявшие озерный водоем, отмирали и осаждались в виде тонкого черного слоя на поверхности глинистого ила. С наступлением теплого сезона все повторялось сначала. Таким образом, в ленточных глинах мы видим отчетливую запись летосчисления. Однако описанные случаи формирования ритмичных осадочных пород довольно редки. Они охватывают относительно небольшой интервал геологического времени и не могут быть использованы для оценки мощных слоев массивных пород, а следовательно, крупных промежутков геологического времени.

В начале XIX в. широкое распространение получила космогоническая гипотеза П. Лапласа (1749—1827). Суть ее состояла в том, что Земля первоначально возникла в расплавленном состоянии и затем медленно остывала, покрывшись корой. Во второй половине XIX в. известный английский физик В. Томсон (Кельвин), основываясь на теории теплопроводности, вычислил возраст Земли. Он оказался равным 40 млн. лет. Но эта величина, слишком малая по сравнению с другими оценками геологического времени, встретила решительное возражение со стороны геологов. Собранный геологический материал свидетельствовал в целом о довольно длительной геологической истории планеты, которая не могла уложиться в рамки 40 млн. лет.

Следует также остановиться на геохимическом методе оценки возраста Земли. Он заключается в том, что длительность геологического времени определяется по количеству известных в земной коре карбонатных пород — известняков, доломитов, писчего мела, содержащих в своем составе углекислоту. В этом можно убедиться, если облить указанные породы соляной кислотой, вызывающей их вскипание и выделение углекислого газа. В карбонатных породах содержится в миллиарды раз больше углекислоты, чем в атмосфере и гидросфере Земли. Если известно, сколько углекислоты выделяется ежегодно на поверхности Земли вулканами и другими источниками, и сравнить это количество с количеством угле-

кислоты, сосредоточенной в карбонатных породах земной коры, то можно установить длительность формирования осадочных карбонатных пород. Подобные расчеты дают возраст около 260 млн. лет. Достоверность этой величины зависит от ежегодного баланса углекислоты в далекие геологические времена у поверхности Земли и от количества учтенных карбонатных пород. Поскольку эти величины ненадежны, то и оценка возраста не может считаться точной. Кроме того, в глубинных зонах земной коры под влиянием высоких температур происходило разложение карбонатных пород и захороненная углекислота могла неоднократно входить в повторные циклы. Естественно, это резко изменяет приближенные оценки возраста по геохимическому балансу.

В заключение следует подчеркнуть, что все рассмотренные выше процессы, которые легли в основу одного из методов количественной оценки геологического времени, не протекают с постоянной скоростью. Поэтому использование их можно рассматривать как первый шаг в крупнейшей проблеме определения возраста Земли и его летоисчисления.

В настоящее время геологическое время определяется по радиоактивному распаду некоторых химических элементов, сосредоточенных в различных минералах и горных породах. Радиоактивный распад элементов в термодинамических условиях земной коры протекает с постоянной скоростью, что позволяет получать максимально точные геохронологические данные. Однако, прежде чем перейти к описанию методов определения возраста горных пород и минералов, основанных на распаде радиоактивных элементов, кратко остановимся на характеристике самих горных пород и их природе.

Земная кора имеет исключительно сложное строение. Она состоит из переслаивающихся крупных минеральных масс. В зависимости от условий своего образования все горные породы подразделяются на три группы: осадочные, магматические и метаморфические.

Наиболее наглядно происхождение осадочных горных пород. Они представляют собой материал, отложившийся в пониженных частях рельефа — на дне озер, рек, морей. Эти породы, например песок, песчаник, галечник, глина, известняк, встречаются буквально на каждом шагу. Одна часть осадочных пород, так называемых терригенных, возникла за счет разрушения и переотложения вещества более древних пород, другая (мел, известняк, каменный

уголь, торф) — в результате деятельности организмов. Определенная группа осадочных пород образовалась химическим путем, как продукт осаждения солей в замкнутых водоемах в результате их испарения. Так сформировались отложения гипса и каменной соли. Характерная черта осадочных горных пород — их послойное залегание.

Магматические породы образовались из магмы, которая представляет собой силикатный расплав, формирующийся в глубоких недрах Земли и обогащенный газами. Породы этого типа возникают во время застывания магмы при температурах 600—1000° С. Застывание магмы на глубине приводит к образованию крупнокристаллических глубинных, или интрузивных, горных пород. Все магматические породы в зависимости от содержания кремнекислоты (SiO_2) подразделяются на кислые (65—75% SiO_2), средние (52—65), основные (40—52), ультраосновные (<40).

К кислым изверженным породам относятся граниты и их разновидности, содержащие серые или розовые полевые шпаты. Среди них выделяются калиевые полевые шпаты — микроклин и ортоклаз (KAlSi_3O_8). Кроме того, в состав гранитов входят кварц, слюда (биотит или мусковит) и ряд мелких второстепенных минералов, называемых аксессуарными.

При вулканических извержениях магма теряет газы, превращаясь в лаву, которая растекается по поверхности. При застывании лавы образуются вулканические породы — порфириты, риолиты, базальты и др. Они сложены в основном очень мелкими кристаллами минералов и часто содержат вулканическое стекло.

Если вулканические извержения протекают бурно, то выбрасывается много вулканического пепла, который представляет собой брызги лавы, застывшие в воздухе. Осаждаясь, пепел формирует слои вулканического туфа красного или коричневого цвета. Туфы широко распространены в вулканических районах недавнего прошлого, в частности на Кавказе, особенно на территории Армении.

Залегают магматические породы по-разному. Обычно они пересекают осадочные породы, образуя так называемые штоки, дайки. Наиболее крупные формы залегания — батолиты несогласно секут пласты вмещающих пород. В виде пластов и слоев располагаются преимущественно вулканические породы, иногда чередуясь с пластами обычных осадочных горных пород.

Метаморфические породы представляют собой первич-

ноосадочные или магматические породы, испытавшие перекристаллизацию под действием давлений и температур на определенной глубине. Так, довольно рыхлые глины превращаются в породу с плотной кристаллической структурой. Метаморфические породы нередко имеют тонкую сланцеватость, что связано с ростом кристаллов под влиянием одностороннего давления. Примерами метаморфических пород являются кристаллические сланцы различного вида и гнейсы. Гнейсы по минеральному составу очень близки к гранитам, но минералы у них размещаются слоями. К метаморфическим породам относится также мрамор, возникший при перекристаллизации известняков.

Все перечисленные типы горных пород тесно соприкасаются друг с другом. Это хорошо видно на крутых склонах горных массивов и в обнажениях вдоль рек и оврагов.

Горные породы образовались в разное время. Они являются сейчас своеобразными геологическими документами, по которым восстанавливается история земной коры. Но для реставрации этой истории необходимо знать последовательность формирования горных пород. Установление относительного порядка возникновения горных пород земной коры во времени — основная задача геологической хронологии.

По взаимному залеганию геологических структур были сделаны первые попытки их возрастного расчленения. При этом, однако, многим геологическим формациям приписывалось водное происхождение. Многие исследователи в области геологических знаний, особенно в Англии, в XVIII и даже в начале XIX в. считали, что все без исключения осадочные породы образовались в результате всемирного потопа; тогда якобы вся поверхность Земли была покрыта сплошным океаном. При этом нахождение остатков морской фауны в осадочных породах рассматривалось как доказательство этих представлений.

В 1762 г. действительный член Петербургской академии наук И. Г. Леман разделил все геологические формации по возрасту на две большие группы: «первобытные», существовавшие с сотворения мира, и «горы второго рода», возникшие уже после потопа. «Первобытные» горы родились в результате кристаллизации вещества из всемирного океана, вторичные — как продукты землетрясений и действия подземного огня.

К первым попыткам возрастного расчленения крупных геологических образований относится работа итальянского исследователя Дж. Ардуино (1714—1795). Он был про-

фессором металлургической химии и минералогии в Венеции и Падуе и изучал геологическое строение территорий Ломбардии, Тосканы и других районов. Ардуино выделял четыре типа гор: примитивные, или минеральные, сложенные породами без органических остатков и вмещающие руды; вторичные, состоящие из мрамора с наслоениями известняков с морскими раковинами; третичные — низкие горы и холмы из гравия, глины, мергеля с обильными остатками морских животных; четвертичные — земляные и каменные массы, вымытые из гор потоками.

Подразделения или, точнее, терминология Ардуино была перенесена на другие районы Европы, и некоторое время геологи придерживались ее. Следует отметить, что третичный и четвертичный периоды как возрастные термины сохранились отчасти до настоящего времени. Правда, третичный период разделили на два периода, однако четвертичный как последний период геологической истории продолжает сохраняться до настоящего времени в геологической литературе.

Наиболее отчетливо геологическая хронология устанавливается по наслоениям осадочных горных пород, особенно в тех случаях, когда осадочные пласты залегают друг на друге в горизонтальном положении. Если мы встречаем в природном обнажении чередующиеся пласты глин, известняков и песчаников, то совершенно очевидно, что более глубокие, нижние пласты относятся к древним, а те, которые их покрывают, будут моложе.

Изучение возрастной последовательности осадочных пород по условиям их взаимного залегания позволяет построить стратиграфическую колонку («стратос» по-гречески — слой, пласт). Мощность отдельных пластов и всей стратиграфической колонки в целом бывает различной в зависимости от конкретной истории района.

В высокогорных районах, расчлененных на долины деятельностью проточных вод и ледников, можно видеть толщи осадочных пластов до 10 км, особенно если пласты наклонны.

Установление стратиграфии определенного геологического района по естественным обнажениям горизонтально залегающих осадочных горных пород не представляет особых затруднений, когда речь идет об ограниченных участках земной коры. Но трудности значительно возрастают, если мы начнем изучать и сравнивать разрез разных стран, а тем более разных материков. В этом

случае на помощь приходит палеонтологический метод.

Палеонтология, исследующая остатки растений и животных далекого прошлого, оказала существенную и неоценимую помощь в установлении возрастной последовательности слоев осадочных пород. Еще Леонардо да Винчи, проводя инженерные работы в Северной Италии, заметил, что слои осадочных пород в вертикальном разрезе содержат разные ископаемые остатки морских животных. Впоследствии неоднократно отмечалось, что пласты морских осадочных пород одного возраста содержат одинаковые остатки древних организмов.

Известно, например, что так называемые кембрийские отложения в различных районах земного шара характеризуются широким распространением особого класса вымерших беспозвоночных животных — трилобитов, близких к ракообразным. Для отложений девонской системы весьма характерны ископаемые примитивные рыбы, для значительно более молодых отложений меловой системы — некоторые группы головоногих моллюсков, широко распространенных белемнитов, аммонитов и др. Таким образом, пластам различного возраста свойственно определенное сочетание ископаемых органических форм, что является доказательством непрерывных изменений в развитии жизни на Земле. Это позволило довольно хорошо расшифровать каменную летопись земной коры и построить единую относительную геологическую хронологию для всех материков земного шара.

Развитие палеонтологии и использование ее данных для решения геологических задач привели к тому, что еще в начале XIX в. возникла возможность построения геологической шкалы относительной хронологии. Благодаря деятельности таких ученых, как У. Смит (1769—1839) в Англии, Ж. Кювье (1769—1832) и А. Броньяр (1770—1847) во Франции, Э. И. Эйхвальд в России (1795—1876) и др., в сравнительно короткий срок (1810—1840 гг.), иногда называемый героическим периодом в истории геологии, была создана шкала относительной геохронологии. Она выражала лишь последовательность во времени тех геологических событий в истории земной коры, которые оказались отмеченными отложениями слоев осадочных горных пород с уцелевшими в них остатками организмов прошлого. По мощности этих слоев, условиям их залегания и облику ископаемых форм растений и животных были установлены стратиграфические единицы — геологические группы, системы, отделы и ярусы.

Группа представляет собой наиболее крупную стратиграфическую единицу, объединяющую несколько геологических систем. В то же время каждая система состоит из отделов, а отдел — из ярусов. Имена системам были даны преимущественно по местности, где они впервые были установлены и изучены, или по другим признакам. Так, название юрской системы произошло от Юрских гор, находящихся на границе Франции и Швейцарии, меловой системы — от писчего мела, широко распространенного в ее отложениях. Пермская система впервые была изучена в районе русского города Перми и установлена Р. Мурчисоном. Третичная и четвертичная системы, как известно, заимствованы из терминологии Ардуино. Наименования стратиграфических групп были предложены английским геологом Дж. Филлипсом (1800—1874). При этом он исходил из облика ископаемого органического мира и его сходства в пределах разных стратиграфических систем. Палеозойская группа означала группу древней жизни, мезозойская — средней и кайнозойская — новой.

В соответствии со стратиграфическими единицами были выделены геохронологические единицы, охватывающие длительность формирования соответствующих стратиграфических подразделений. Например, интервал времени образования стратиграфической группы был обозначен как геологическая эра. Время формирования системы соответствует геологическому периоду, отдела — эпохе. Таким образом, вся изученная история земной коры была разделена на пять геологических эр, а три последние эры подразделены на периоды и эпохи.

В 1881 г. на Международном геологическом конгрессе в Болонье была принята единая стратиграфическая номенклатура. Наиболее крупные стратиграфические единицы представлены ниже:

Группа	Система
Кайнозойская	Антропогеновая (четвертичная)
	Неогеновая
	Палеогеновая } (третичная)
Мезозойская	Меловая
	Юрская
	Триасовая

Палеозойская	{	Пермская
		Каменноугольная (карбон)
		Девонская
		Силурийская
		Ордовикская
		Кембрийская
Протерозойская	{	Существуют только местные
Архейская		
		подразделения

Самые древние подразделения располагаются в нижней части, а более молодые — в верхней. Данная шкала отражает лишь порядок чередования стратиграфических групп и систем и соответственно эр и периодов, но не указывает на их продолжительность в числовых единицах времени.

Геологи уже давно отмечали, что каменная летопись истории земной коры по степени своей изученности разделяется на две неравные части. Более молодая часть, от начала палеозойской эры, изучена лучше, чем более древняя часть. Более молодую часть истории земной коры видный американский геолог Ч. Шухерт назвал фанерозойским зоном («фанеро» по-гречески — очевидный, четкий; «зоэ» — жизнь). К фанерозойскому зону относятся кайнозойская, мезозойская и палеозойская эры. Вторая, более древняя и более продолжительная часть геологической истории названа Шухертом криптозойским зоном, что означает период со скрытым развитием жизни. Он охватывает огромный интервал времени и в общем обозначается как докембрий, хотя в нашей стране принято его делить на две эры — архей и протерозой.

Различие в изученности этих двух частей истории Земли было настолько резким, что один из крупнейших русских геологов — академик А. П. Карпинский высказал по этому поводу следующее мнение: «Нам кажется целесообразным в истории Земли, подобно тому как это мы делаем относительно истории человеческого общества, различать два больших периода: исторический и доисторический. Последний обозначает весь докембрийский период (точнее, архейскую эру), в измененных отложениях которого мы не находим никаких надежных памятников, могущих служить в хронологической группировке к выяснению внешних условий, при которых происходило первоначальное их образование.

Все попытки разъяснить физико-географические условия Земли в прошлые геологические эпохи возможны

только в пределах другого из указанных — исторического периода»¹.

В отложениях докембрийского возраста мы встречаем действительно очень мало остатков древней жизни, резко ограничивающих возможность успешного применения палеонтологического метода. В настоящее время докембрийские формации горных пород изучены значительно лучше, чем во времена научной деятельности Карпинского. Однако и сейчас возникают большие трудности при их изучении.

Для подлинного воссоздания истории нашей планеты назрела необходимость в установлении максимально количественно точной геохронологии.

В противоположность относительной геохронологии так называемая абсолютная геохронология отражает длительность каждого отдельного геологического периода или эры в числе лет. По современным определениям, абсолютный геологический возраст горной породы или минерала есть возраст, выраженный в единицах времени. Как мы видели, прежние попытки установить абсолютную геохронологию истории Земли по обычным наблюдаемым явлениям к успешным результатам не привели.

Однако новейшие достижения физики и химии, связанные с изучением атомов, атомных ядер и ядерных превращений, существенно помогли в решении проблемы возраста Земли и количественной геохронологии. Тем не менее палеонтологический метод и сейчас остается тонким средством познания возрастной последовательности осадочных слоев и их корреляции [Соколов, 1982]. Одновозрастные слои различных районов обычно содержат одинаковые остатки фауны и флоры.

Дополнительным методом возрастной корреляции в настоящее время является палеомагнитный метод. Он считается единственно надежным в тех случаях, когда в пластах нет ископаемых остатков фауны, но они содержат магнитные материалы. Так, горные породы, обладающие ферромагнитными материалами, в процессе своего образования под влиянием магнитного поля Земли приобретают естественную остаточную намагниченность. Это происходит при условии непрерывного изменения магнитного поля Земли в течение геологического времени, что является установленным фактом. Остаточная намагни-

¹ Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1947, с. 9.

ченность и ее направленность — вектор, позволяющий определять разновозрастность геологических образований. Изучение палеомагнетизма горных пород для решения вопросов стратиграфической корреляции приобретает особенно важное значение сейчас. В этом отношении крупные успехи достигнуты в СССР при исследовании геологии Северного Кавказа и отдельных районов Русской платформы [Шевлягин, 1982]. За последнее время палеомагнитные измерения сочетаются с определениями возраста горных пород, что дает возможность существенно уточнять геохронологическую шкалу.

РАДИОАКТИВНОСТЬ — ОСНОВА МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

В марте 1896 г. один из потомков славной плеяды французских физиков Беккерелей — профессор Политехнической школы в Париже А. Беккерель (1852—1908) открыл невидимые лучи высокой проникающей способности, испускаемые препаратами урана — самого тяжелого элемента таблицы Менделеева. Они проходили через тела, непрозрачные для видимого света, например через плотную темную бумагу, в которой находилась фотопластинка. С тех пор необычные и удивительные свойства урана привлекли к себе внимание выдающихся физиков и химиков. Новое явление стало тщательно изучаться П. Кюри (1859—1906) и М. Склодовской-Кюри (1867—1934), которая свойство элементов самопроизвольно испускать невидимые лучи назвала радиоактивностью. При обработке урановых руд супруги Кюри открыли два новых радиоактивных элемента — радий и полоний.

В результате проведенных опытов удалось установить, что радиоактивность представляет собой самопроизвольный распад некоторых химических элементов. Уран при распаде порождает ряд других радиоактивных элементов, в том числе радий, и в конечном итоге превращается в свинец и гелий.

Открытие радиоактивности, рентгеновых лучей, электронов способствовало коренному перевороту в физике. Дальнейшие исследования крупнейшего английского физика Э. Резерфорда (1871—1937) и его ближайших учеников позволили открыть в недрах атомов атомное ядро и изучить его свойства. Сопратник Резерфорда Ф. Содди

вводит в науку понятие об изотопах как об атомах различной массы, принадлежащих одному элементу, и формулирует правила сдвига при радиоактивном распаде элементов.

На основании изучения радиоактивности и явлений, с ней связанных, возникла ядерная и атомная физика, необычайно расширившая знания о строении и свойствах материи. Традиционное представление о вечности и неизменности атомов химических элементов было разрушено. Атомы оказались сложными телами, и их превращения при радиоактивном распаде расшифровывались на основе таблицы Менделеева.

Открытие радиоактивности затронуло не только физику и химию, но и другие естественные науки. По своему значению оно может быть поставлено в один ряд с такими великими событиями в истории естествознания, как открытие клетки, теория происхождения видов, закон сохранения энергии, которые подвели прочный фундамент под диалектическое представление о природе.

Для наук о Земле, и в первую очередь для геологии, очень важным было установление неизменной скорости радиоактивного распада и широкого распространения радиоактивных элементов в состоянии крайнего рассеяния в горных породах, минералах, почвенном и атмосферном воздухе, природных водах.

В 1902 г. на заседании Парижского физического общества П. Кюри впервые высказал идею о возможности использования радиоактивности в качестве средства для установления возраста геологических образований. Несколько позже эту же мысль независимо высказал Резерфорд.

В 1907 г. ученик Резерфорда Б. Болтвуд в Канаде впервые определяет возраст радиоактивных минералов по наличию в них свинца радиоактивного происхождения. Он получил громадные, ранее совершенно непредполагаемые значения возраста минералов — 1320—246 млн. лет, что было скептически встречено большинством геологов того времени. Лишь немногие из них, учитывая мощность всех известных осадочных пород и наблюдая скорость осадкообразования, рисковали довести возраст Земли до 100 млн. лет.

Выдающийся русский ученый В. И. Вернадский (1863—1945) одним из первых оценил значение радиоактивности в науках о Земле, рассматривая это явление не только как физическое, но и как геологическое.

В своем докладе «Задачи дня в области радия», прочитанном в 1910 г. на общем собрании Академии наук, он отметил, что конкретные науки о Земле оказались неподготовленными к восприятию новых идей, связанных с радиоактивностью. Возникло противоречие между переворотом основных понятий физики и химии и малым его отражением в науках о Земле. Вернадский составил программу изучения радиоактивности земной коры. С этой целью он организовал и возглавил первую радиевую экспедицию Академии наук, работа которой, однако, была прервана мировой войной 1914—1918 гг.

После Великой Октябрьской социалистической революции на базе радиевой экспедиции в Ленинграде был основан Радиевый институт. Его организатором и первым директором был Вернадский. Вскоре в институте при участии В. Г. Хлопина и Э. К. Герлинга стали проводиться исследования по установлению возраста минералов. Возникла и укрепилась ядерная геохронология — наука об определении возраста геологических образований на основе радиоактивных и изотопных измерений. Вернадский вполне справедливо считал, что внедрение радиологических методов вычисления возраста минералов и горных пород в геологию может сравниться по своему действию только с героическим периодом в истории геологии, когда более 100 лет назад создавалось стратиграфическое подразделение геологических формаций в результате внедрения биостратиграфического метода, основанного на развитии палеонтологии.

Как опытным путем, так и теоретически было показано, что скорость радиоактивного распада постоянна и не зависит от физических и химических условий в земной коре. Атомные ядра радиоактивных и устойчивых элементов представляют собой неприступную крепость для любых физических усилий, которые преобразуют земную кору и определяют разрушение и созидание слагающих ее горных пород разного геологического возраста.

Радиоактивность является прямым следствием неустойчивости атомов химических элементов и связана со свойствами атомных ядер и природой действующих в них сил. В строении атомов в состоянии покоя участвуют только три вида элементарных частиц — протоны, нейтроны и электроны, остальные образуются в процессе ядерных взаимодействий. Протоны и нейтроны, составляющие атомные ядра, именуют нуклонами. Разновидности атомных ядер часто называют нуклидами.

Основными характеристиками атомных ядер являются заряд и масса, которые меняются в процессе радиоактивного распада. Каждое ядро обладает положительным электрическим зарядом, равным числу ядерных протонов (Z), и соответственно равно порядковому номеру таблицы Менделеева. Значение Z определяет химическую природу элемента, которая остается неизменной, пока не изменится Z .

Масса ядра зависит от суммы входящих в его состав протонов и нейтронов. Она выражается в целых единицах по отношению к числу нуклонов и представляет собой массовое число, которое обозначается A . Соответственно $A=Z+N$, где N — число нейтронов. Атомы с одинаковым числом протонов Z , но с разным числом нейтронов N называются изотопами данного элемента, атомы с одинаковым значением A , но с разными значениями Z и N — изобарами.

Все известные природные и искусственно полученные изотопы подразделяются на стабильные и радиоактивные. В настоящее время их насчитывается около 1600. Однако устойчивых изотопов сравнительно немного — 272, остальные радиоактивны. У элементов с четным значением Z стабильных изотопов больше, чем у нечетных. Количество изотопов увеличивается с возрастанием Z и достигает максимума у олова ($Z=50$), затем несколько снижается. У нечетных Z элементов число стабильных изотопов не превышает двух.

Значение Z для химических элементов земной коры изменяется от 1 до 92 (уран). Правда, в ничтожно малых количествах в урановых минералах обнаружены нептуний (93) и плутоний (94), образующиеся в результате самооблучения урана нейтронами. Элементы $Z=43$ (технеций) и $Z=61$ (прометий) в земной коре отсутствуют. Все изотопы этих элементов оказываются радиоактивными.

A меняется от 1 (протон или нейтрон) до 238 (тяжелый изотоп урана). В этом интервале чисел изотопы с массовыми числами 5 и 8 отсутствуют. В зависимости от делимости массового числа на 4 все изотопы разделяются на четыре типа: тип $4n$, когда массовое число делится без остатка на 4, и соответственно $4n+1$, $4n+2$, $4n+3$.

В земной коре ряд химических элементов имеет радиоактивные изотопы, которые подвергаются распаду. При этом все типы ядерного распада подчиняются одному статистическому закону. Он гласит: количество распавшихся

атомов за единицу времени пропорционально их общему числу. Обычно этот закон математически записывается следующей формулой:

$$N_0 = Ne^{\lambda t},$$

где N_0 — первоначальное число атомов; N — число атомов по истечении времени t ; λ — постоянная, или константа, радиоактивного распада; e — основание натуральных логарифмов ($e=2,718281\dots$). Постоянная распада λ означает, какая доля радиоактивных атомов из всего их числа распадается за единицу времени (год, сутки, часы, минуты, секунды).

Для более ясного представления о характере радиоактивного распада вводят еще понятие о периоде полураспада T — промежутка времени, за который любое количество радиоактивного вещества убывает наполовину. Зависимость между константой распада λ и периодом полураспада T следующая:

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

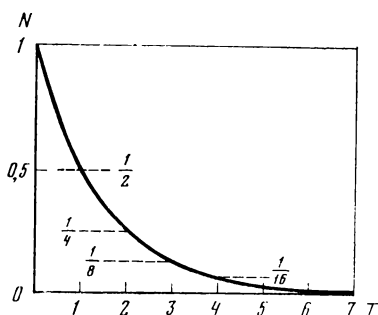


Рис. 1. Распад радиоактивного вещества по показательному закону

Если первоначальное число атомов было N , то по истечении времени T остается $1/2 N$, после $2T$ — $1/4 N$, после $3T$ — $1/8 N$ и т. д. Графически радиоактивный распад представлен на рис. 1.

Радиоактивность связана с изменением состава атомных ядер. Так, в настоящее время известны четыре типа атомного распада, которые протекают в термодинамических условиях Земли самопроизвольно.

К ним относятся β -распад, электронный захват, α -распад и спонтанное осколочное деление тяжелых ядер. Охарактеризуем более подробно эти процессы.

β -Распад. Превращение атомов при β -распаде определяется правилом сдвига: при β -распаде образуется новый элемент, который занимает в таблице Менделеева одну клетку вправо от родоначального β -активного элемента. Это можно выразить так:

$$\frac{A}{Z} M \rightarrow \frac{A}{Z+1} M + \beta.$$

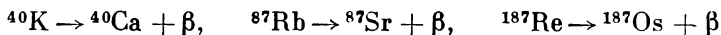
β -Частица представляет собой быстро летящий электрон, рожденный в ядре. β -Радиоактивность изотопов можно рассматривать как распад одного ядерного нейтрона на протон и электрон:

$$n \rightarrow p + \bar{e}.$$

Свободный нейтрон также неустойчив и быстро распадается на протон и электрон. Очевидно, что β -распад присущ изотопам, содержащим как бы избыток нейтронов по сравнению с их нормальным стабильным содержанием. Атомные ядра устойчивы относительно β -распада лишь при строго определенном соотношении протонов и нейтронов. Если по соотношению нуклонов ядро имеет избыток нейтронов, то происходит β -распад, который будет совершаться до тех пор, пока ядро не перейдет в полосу устойчивости. Если ядро по соотношению нуклонов имеет избыток протонов, то в устойчивое состояние оно перейдет, потеряв протоны согласно распаду:

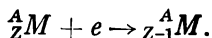
$$p \rightarrow e + n.$$

Такое ядро будет β -радиоактивным, или, другими словами, позитронно-радиоактивным. Следует заметить, что позитронная радиоактивность неизвестна у радиоактивных изотопов, присутствующих в современную эпоху и оставшихся с древних времен. Путем β -распада эти изотопы избавляются от лишних нейтронов. К настоящему времени получены сотни искусственных β -радиоактивных изотопов, но они обладают короткими периодами полураспада. Поэтому следует считать, что на Земле до современной эпохи дожили β -активные изотопы с высоким значением периода полураспада, порядка 1 млрд. лет и выше. Распад ряда изотопов, использующихся для измерения геологического времени, представлен ниже:



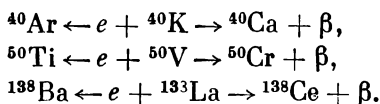
Электронный захват. Явление электронного захвата заключается в самопроизвольном поглощении электрона ядром. Причем чаще всего происходит захват с ближайшей к ядру K -оболочки. Поэтому часто электронный захват называют K -захватом. Атомный номер при электрон-

ном захвате уменьшается на единицу. Следовательно, правило сдвига в этом случае гласит: при электронном захвате образуется новый элемент, занимающий в таблице Менделеева одну клетку влево от родоначального элемента. Это явление можно записать следующим образом:



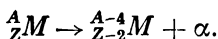
Очевидно, что при электронном захвате атомный номер (A) не изменяется.

Среди естественных изотопов земной коры известны всего три, испытывающие электронный захват: ${}^{40}\text{K}$, ${}^{138}\text{La}$, ${}^{50}\text{V}$. Однако определенная доля их испытывает β -распад. У ${}^{40}\text{K}$ он происходит более высокими темпами, чем электронный захват:

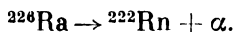


Следует указать на относительную редкость явлений электронного захвата по отношению к другим естественным атомно-ядерным превращениям в природе нашей планеты.

α -Распад. Процесс заключается в выбрасывании изотопами α -частиц, которые представляют собой ядра гелия с $Z=2$ и $A=4$. Поэтому при очередном акте α -распада возникает новый изотоп, у которого порядковый номер в таблице Менделеева будет на две, а массовое число на четыре единицы меньше, чем у родоначального изотопа. Следовательно, правило сдвига для α -распада таково: при α -распаде рождается новый элемент, занимающий место на две клетки влево от родоначального элемента. Этот процесс принимает вид

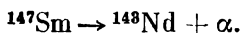


Примером α -распада может служить распад ${}^{226}\text{Ra}$:



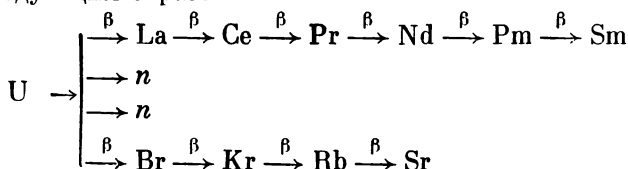
α -Распаду подвергаются преимущественно тяжелые элементы конца периодической системы, расположенные за висмутом ($Z=83$), последним стабильным элементом. Однако единичные случаи α -распада наблюдаются у менее тяжелых изотопов, например у самария ($Z=62$). Геохи-

мическое значение имеет распад ^{147}Sm и его переход в ^{143}Nd :



Тяжелые радиоактивные изотопы последних периодов таблицы Менделеева группируются в радиоактивные ряды, которые представляют собой цепь превращений поочередно α - и β -распада с окончательной остановкой на изотопах свинца.

Спонтанное деление. Спонтанное осколочное деление тяжелых атомов заключается в раскалывании ядра на два осколка, с огромной скоростью разлетающиеся в разные стороны. Массы осколков соответствуют изотопам средней части таблицы Менделеева, примерно от галлия ($Z=31$) до гадолиния ($Z=64$). Спонтанное осколочное деление урана происходит медленно и дает разнообразные продукты, но наиболее обильными продуктами деления оказываются изотопы ксенона ($Z=54$). Все первоначальные продукты деления обладают избытком нейтронов и освобождаются от них путем β -распада. При осколочном делении выбрасываются также два-три свободных нейтрона. Один из актов деления урана может быть представлен следующим образом:



Спонтанному осколочному делению подвергаются наиболее тяжелые из известных атомных ядер. Оно характерно для урана и всех трансурановых элементов. Пропорции продуктов деления урана и трансурановых элементов довольно близки, но у более тяжелых трансурановых ядер в продуктах деления будет повышена пропорция изотопов с высокими массовыми числами.

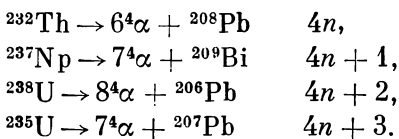
Следует кратко остановиться на причинах распада тяжелых ядер. В целом α -распад и распад путем осколочного деления — результат неустойчивости тяжелых атомных ядер, перегруженных нейтронами и протонами. Теорию деления тяжелых ядер, исходящую из аналогии ядер с каплями тяжелой жидкости, разработали советский физик Я. И. Френкель и датские Н. Бор и Д. Уиллер.

Согласно этой теории в ядре существует противобор-

ство сил притяжения и отталкивания. Силы ядерного притяжения пропорциональны общему числу нуклонов A и возрастают в арифметической прогрессии по мере увеличения A . Силы отталкивания, связанные с кулоновским электростатическим отталкиванием одноименно заряженных протонов, возрастают с увеличением Z значительно быстрее — в геометрической прогрессии. Ядро имеет сферическую форму, и на его поверхности действуют силы притяжения, аналогичные силам поверхностного натяжения в жидкой капле. В определенной части периодической системы, примерно в области самария, силы отталкивания становятся соизмеримыми с силами ядерного притяжения и в дальнейшем по мере роста Z вызывают α -распад и деление ядер.

Таким образом, основной причиной α -распада и осколочного спонтанного деления следует считать возрастание сил отталкивания ядерных протонов. Френкель полагал, что α -распад и осколочное деление — варианты процесса, определяемого общей причиной, т. е. α -распад представляет собой принципиально тот же процесс осколочного деления, но с резко выраженной асимметрией; только α -распад значительно более вероятен и определяет современную нижнюю границу периодической системы. В настоящее время все перечисленные типы атомного распада используются в ядерной геохронологии.

Тяжелые α -радиоактивные изотопы группируются в четыре радиоактивных ряда (тория, нептуния, урана, актиноурана), распад которых совершается следующим образом:



Естественные радиоактивные ряды тория, урана и актиноурана присутствуют в современную эпоху в веществе нашей планеты. Нептуниевый ряд получен искусственно, но не исключено, что он существовал некоторое время и на ранних этапах развития Земли.

Радиоактивные ряды — это цепь изотопов, последовательно образующихся друг от друга путем α - и β -распада и оканчивающих свой распад на изотопах свинца. Название рядов соответствует названию родоначальных изотопов с максимальным периодом полураспада. Промежуточ-

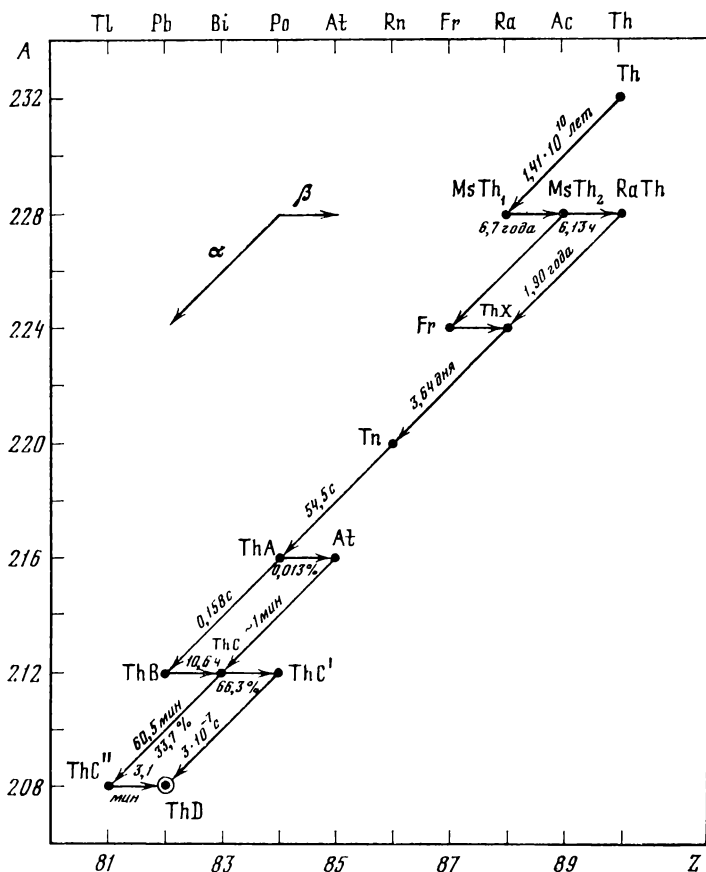


Рис. 2. Радиоактивный распад ряда тория ($4n$)

ные члены радиоактивных рядов имеют значительно более низкие значения периодов полураспада.

В качестве примера рассмотрим распад ториевого ряда, как наиболее короткого из всех (рис. 2). Родоначальник ряда ^{232}Th путем α -распада превращается в изотоп ^{228}Ra , который обозначается MzTh . Затем следует целая серия α - и β -превращений, и распад ряда оканчивается на стабильном изотопе свинца ThD (^{208}Pb). В ряду тория несколько изотопов испытывают двойной распад. Так, часть атомов MzTh_2 (^{228}Ac) путем β -распада превращается в радиоторий (^{228}Th), и значительно меньшая часть — в изотоп франция (^{224}Fr) путем α -распада. Подобный двойной

распад отмечается в ториевом ряду для ThA(^{216}Po) и ThC(^{212}Bi).

Если распад ряда совершается в замкнутой среде в течение длительного времени, не подвергаясь внешним физико-химическим воздействиям, то между радиоактивными изотопами устанавливаются постоянные соотношения. Такое состояние называется радиоактивным равновесием. Оно требует, чтобы количество каждого члена ряда удовлетворяло равенству

$$\lambda_1 U = \lambda_2 U_{x_1} = \lambda_3 U_{x_2} = \dots = \lambda_n \text{Ra} = \dots$$

или

$$\frac{U}{T_1} = \frac{U_{x_1}}{T_2} = \frac{U_{x_2}}{T_3} = \dots = \frac{\text{Ra}}{T_n} = \dots$$

В состоянии радиоактивного равновесия в ряду урана соотношение $\text{Ra}/U = 3,4 \cdot 10^{-7}$. Состояние радиоактивного равновесия позволяет определить содержание урана и тория по равновесным с ними радону (^{222}Rn) и торону (^{220}Tn), которые являются недолговечными, промежуточными продуктами распада. Радон и торон — инертные газы, поэтому они относительно легко извлекаются из горных пород и природных растворов. Радиоактивное равновесие имеет место в массивных горных породах, но нарушается при их разложении, в почвах оно отсутствует. В Мировом океане радиоактивное равновесие нарушено и медленно восстанавливается в глубоководных осадках, вместе с которыми торий и уран осаждаются из морской воды.

Благодаря успехам ядерной техники и технологии были получены новые тяжелые изотопы трансурановых элементов. Все они неустойчивы и своим α - и β -распадом подключаются в основные ряды тория и урана. Поскольку число этих изотопов превысило число известных естественных изотопов (при значениях A свыше 209), то следует считать, что основные радиоактивные ряды составляют лишь часть многочисленного набора изотопов, которые образуют радиоактивные семейства в широком смысле слова. Как мы уже отмечали, в зависимости от типа строения изотопов выделяются четыре группы: $4n$, $4n+1$, $4n+2$, $4n+3$.

Таким образом, под радиоактивным семейством следует понимать всю совокупность неустойчивых изотопов, обладающих одинаковым типом строения и оканчиваю-

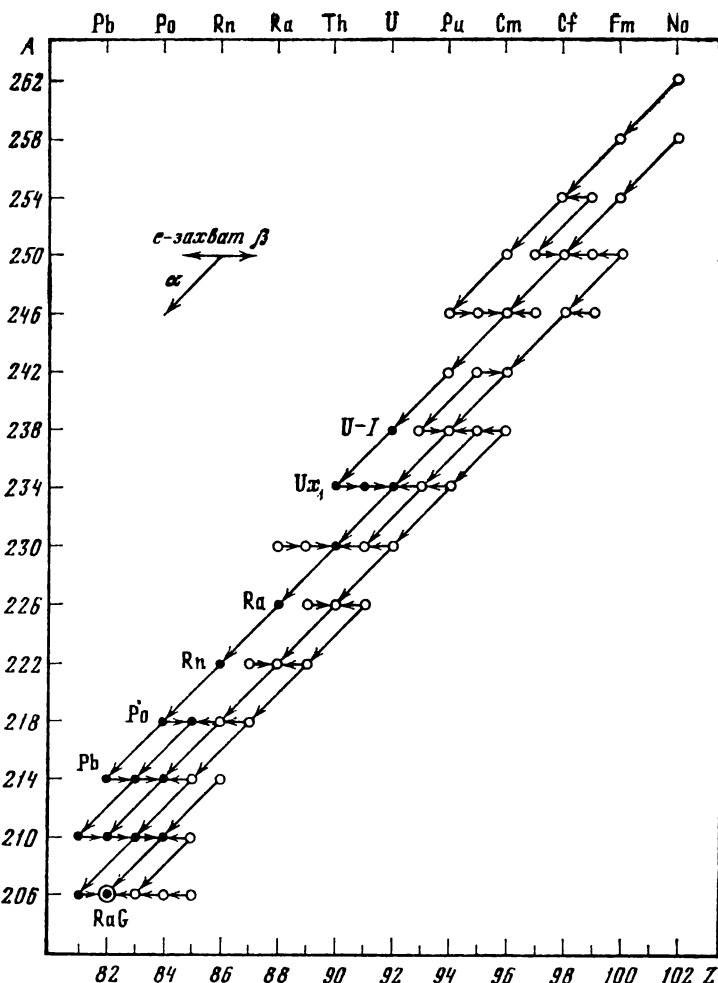


Рис. 3. Распад изотопов семейства урана и связь между ними ($4n+2$)

щих свой распад на одном из устойчивых изотопов: ^{203}Pb , ^{209}Bi , ^{206}Pb , ^{207}Pb . Взаимоотношение изотопов уранового семейства представлено на рис. 3.

Кроме долгоживущих естественных радиоактивных изотопов — родоначальников радиоактивных рядов, отмеченных выше, существуют еще в природе Земли одиночные долгоживущие изотопы (табл. 1).

Вылетающие при радиоактивном распаде α - и β -час-

Таблица 1

Одиночные естественные долгоживущие радиоактивные изотопы

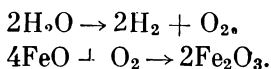
Изотоп	Распростра- ненность, %	Период полураспада, лет	Тип распада	Продукт распада
^{40}K	0,0119	$1,25 \cdot 10^9$	β (89%) K (11%)	^{40}Ca ^{40}Ar
^{50}V	0,25	$6 \cdot 10^{15}$	β (30%) K (70%)	^{50}Cr ^{50}Ti
^{87}Rb	27,85	$4,88 \cdot 10^{10}$	β	^{87}Sr
^{115}In	95,77	$6 \cdot 10^{14}$	β	^{115}Sn
^{123}Te	0,87	$1,2 \cdot 10^{13}$	β	^{123}Sb
^{138}La	0,089	$1,12 \cdot 10^{13}$	K (70%) β (30%)	^{138}Ba ^{138}Ce
^{142}Ce	11,07	$5 \cdot 10^{15}$	α	^{138}Ba
^{144}Nd	23,87	$2,4 \cdot 10^{15}$	α	^{140}Ce
^{150}Nd	5,60	10^{16}	β	^{150}Sm
^{147}Sm	15,07	$1,05 \cdot 10^{11}$	α	^{143}Nd
^{152}Gd	0,20	$1,1 \cdot 10^{14}$	α	^{148}Sm
^{176}Lu	2,60	$2,2 \cdot 10^{10}$	β	^{176}Hf
^{174}Hf	0,163	$2 \cdot 10^{15}$	α	^{170}Yb
^{187}Re	62,93	$4,3 \cdot 10^{10}$	β	^{187}Os
^{190}Pt	0,0127	$6,9 \cdot 10^{11}$	α	^{186}Os

тицы, осколки ядерного деления и γ -лучи оказывают различное воздействие на внешнюю среду, что можно наблюдать непосредственно в отдельных минералах. Излучения радиоактивных веществ ионизируют среду — делают ее способной проводить электричество, окрашивают предметы, вызывают химические реакции, почернение фотопластинок, нагревают среду и, наконец, при столкновении с другими ядрами определяют некоторые виды ядерных реакций.

Лучше всего изучено ионизирующее действие излучений радиоактивных веществ, поскольку по ионизации определяют содержание радиоактивных элементов в природных телах. Основными приборами, с помощью которых измеряют радиоактивность, являются ионизационные камеры и счетчики заряженных частиц — радиометры. Счетчики позволяют обнаружить полет отдельных заряженных ядерных частиц и поэтому представляют собой наиболее чувствительные приборы. Конструкции приборов зависят от характера и целей исследований.

Из всех частиц, испускаемых при радиоактивном распаде, наибольшей ионизирующей способностью обладают α -лучи. Если ряд урана находится в радиоактивном равновесии, то 98% возникающих в окружающей среде ионов определяется действием α -частиц. По пути своего пробега, составляющего 2—8 см, в воздухе при нормальном атмосферном давлении α -частицы многократно сталкиваются с атомами газов и вырывают у них электроны, производя ионизацию. Максимальное число ионов образуется в конце пробега α -частицы.

В слюдах, роговых обманках, флюоритах (CaF_2) возникают плеохроические дворики (гало или ореолы) в результате того, что α -частицы, разлетаясь радиально от микровключения радиоактивного вещества, в конце своего пробега вызывают образование сплошного кольца потемнения. Допускается, что потемнение связано с разложением конституционной воды в минералах и с последующим окислением присутствующего закисного железа в окисное:



Но поскольку плеохроические ореолы обнаружены в плавленом шпате (флюорите), то в этом случае можно допустить, что α -частицы освобождают кальций. При этом образуются его коллоидные стяжения.

По аналогии с фотографическими процессами один из первых исследователей радиоактивности земной коры — Дж. Джоли (1857—1933) предложил различать плеохроические ореолы: эмбриональные, нормальные и передержанные. Эмбриональные ореолы выражены весьма слабо и состоят из едва заметных колец. Нормальные отличаются хорошим и четким развитием колец. Передержанные — это сплошные кружки потемнения, лишенные четких колец. Согласно выполненным расчетам для развития отчетливого ореола в его центральной части необходимо присутствие всего лишь 10^{-11} г урана. Благодаря точным фотометрическим измерениям радиусов колец под микроскопом удалось отождествить отдельные кольца плеохроических ореолов со всеми известными α -излучателями рядов урана, тория и актиноурана.

Наиболее часто встречаются ториевые, урановые и ториево-урановые дворики. Однако существуют еще особые типы. Их образование связано с действием паи менее дол-

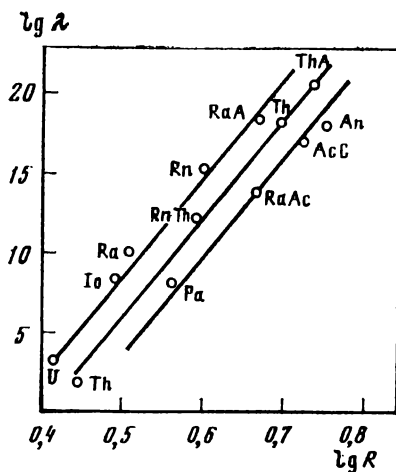


Рис. 4. Графическое изображение правила Гейгера—Нэтолла

говечных изотопов, занесенных в минерал со стороны растворами. В то же время, по мнению некоторых исследователей, существуют кольца неразгаданной природы. Они могли возникнуть в результате действия вымерших трансурановых элементов.

Итак, благодаря плеохроническим дворикам мы узнали, что и в далеком геологическом прошлом скорость радиоактивного распада была постоянной. Дело в том, что длина пробега α -частиц от каждого отдельного α -излучателя —

величина постоянная и непосредственно зависит от скорости распада. Максимальной длиной пробега обладают α -частицы ThC' . Зависимость между длиной пробега α -частицы R и первоначальной скоростью вылета v определяется формулой $R=av^3$, где a — постоянная величина. Зависимость между длиной пробега α -частицы и константой распада λ устанавливается правилом Гейгера — Нэтолла:

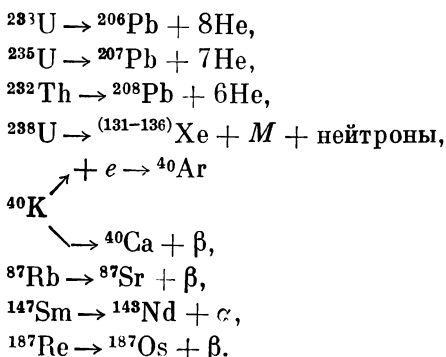
$$\lg R = A \lg \lambda + B,$$

где A — постоянная, имеющая одинаковое значение для трех радиоактивных рядов; B — постоянная, принимающая различное значение для каждого радиоактивного ряда. Графическое изображение правила Гейгера — Нэтолла представлено на рис. 4.

При осколочном делении тяжелых ядер осколки деления, пробегая в структуре минералов, деформируют ее и оставляют следы своего пробега в виде треков. Осколки спонтанного деления урана образуют короткие треки (2 мкм ширины и 10 мкм длины), которые выявляются при кислотном травлении силикатных минералов. Они видны под микроскопом при сильном увеличении.

ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Геологическое время измеряется по содержанию радиоактивных элементов и продуктов их распада в минералах земной коры. Фактически любая пара радиоактивного и радиогенного изотопов может указать возраст минерала, если известна скорость распада радиоактивного изотопа. С момента своего образования минерал становится как бы замкнутой системой, в которой накапливаются продукты радиоактивного распада. Основные типы ядерного распада, используемые для определения длительных интервалов геологического времени, следующие:



В соответствии с этими типами ядерных превращений были разработаны методы ядерной геохронологии: ураноторий-свинцовый (свинцово-изотопный), ураноторий-гелиевый, урано-ксеноновый, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, самарий-неодимовый, рений-осмиевый. Советский радиохимик И. Е. Старик предложил разделять их на первичные и вторичные. К первичным относятся перечисленные выше методы, базирующиеся на непосредственном аналитическом определении в минералах радиоактивных элементов и продуктов их распада. При этом возраст вычисляется по отношению радиогенного изотопа к радиоактивному. Вторичные методы охватывают изучение физико-химических явлений в минеральных телах, которые сопутствуют ядерному распаду или вызваны действием радиоактивных излучений в течение всего срока существования минерала. К вторичным явлениям относятся нарушение внутренней структуры минералов, отдельные химические реакции, вызывающие из-

менение и потемнение минералов, изменение оптических свойств соответствующих минералов. Эти явления учитываются и измеряются при использовании следующих методов: плеохроических ореолов, термолюминесценции, подсчета осколочных треков от спонтанного деления урана. В практике современных геохронологических исследований решающее значение имеют первичные методы. Они интенсивно разрабатываются и совершенствуются.

Первичные методы позволяют по известным формулам легко подсчитать величину возраста. Однако в действительности дело обстоит не так просто. Для получения надежных и достаточно точных чисел геологического возраста необходимы: постоянная скорость радиоактивного распада; сохранность радиоактивных элементов и продуктов их распада за все время существования минерала; отсутствие первичных веществ, соответствующих продуктам распада при образовании минерала (например, свинец, гелий, аргон); точность аналитического определения содержания радиоактивных элементов и продуктов их распада; точность измеренных постоянных радиоактивного распада.

Приведенные выше условия являются основными, но есть еще и дополнительные, специфические для каждого метода, в соответствии с геохимическими свойствами исследуемых элементов. Первое условие выполняется наиболее строго. Именно постоянный темп радиоактивного распада в термодинамических условиях Земли доказан экспериментальным путем, обоснован теоретически и давно перестал быть предметом дискуссий. Одинаковые размеры радиусов колец плеохроических ореолов различного геологического возраста — наиболее наглядное свидетельство постоянной скорости радиоактивного распада в течение геологического времени. В пределах изучаемой земной коры и биосферы, да и всего земного шара, нет таких сил, которые смогли бы задержать ядерный распад. По-видимому, нет таких сил в пределах всей Солнечной системы.

Второе условие — сохранность радиоактивных элементов и продуктов их распада — выполняется не всегда. За время их существования миграция радиоактивных и радиогенных элементов происходит наиболее часто. Поэтому в земной коре мы можем находить лишь оптимальный материал для геохронологических исследований. Путем различных физико-химических работ иногда удается проконтролировать выполнение условий сохранности.

Естественно, что для получения надежных величин возраста в первую очередь следует отбирать свежий каменный материал хорошей сохранности, лишенный следов выветривания.

Третье условие также часто не соблюдается — особенно трудно выявить первичный гелий нерадиогенного происхождения. Однако в отдельных случаях на помощь приходит изотопный анализ. Масс-спектрометрический анализ позволяет обнаружить долю нерадиогенных компонентов, поскольку продукты распада представляют собой весьма определенные изотопы — известных массовых чисел. В частности, при применении урано-торий-свинцового метода доля постороннего нерадиогенного свинца может быть установлена по наличию изотопа ^{204}Pb , явно нерадиогенного. Таким же образом, благодаря масс-спектральному анализу, выявляется доля нерадиогенных компонентов при аргоновом и стронциевом методах. Отсутствие посторонних продуктов в минералах обеспечивается тогда, когда радиоактивный и радиогенный элементы обладают резко разными геохимическими свойствами.

Чувствительность и точность анализов при измерениях возраста имеют решающее значение для получения надежных чисел. Газовый анализ малых количеств гелия и аргона достиг в настоящее время высокой степени точности. По-прежнему наиболее достоверным остается свинцово-изотопный метод, поскольку в радиоактивных минералах встречаются значительные количества урана и свинца, которые можно вычислить с высокой точностью. Впрочем, существующая сейчас аналитическая техника, основанная на инструментальных методах анализа, обеспечивает получение надежных данных, пригодных для геологических целей.

В геохронологических исследованиях широко используются масс-спектрометры различных конструкций для определения изотопного состава и содержания изотопов в природных объектах. Принцип их работы заключается в отклонении электрически заряженных частиц в магнитном поле. Схема масс-спектрометра представлена на рис. 5. На заряженные — ионизированные — атомы изотопов действует сила, перпендикулярная магнитному полю и направлению полета частиц. Величина этой силы пропорциональна массе частиц. В магнитном поле спектрометра частицы неодинаковой массы отклоняются по-разному и атомы разных изотопов одного элемента

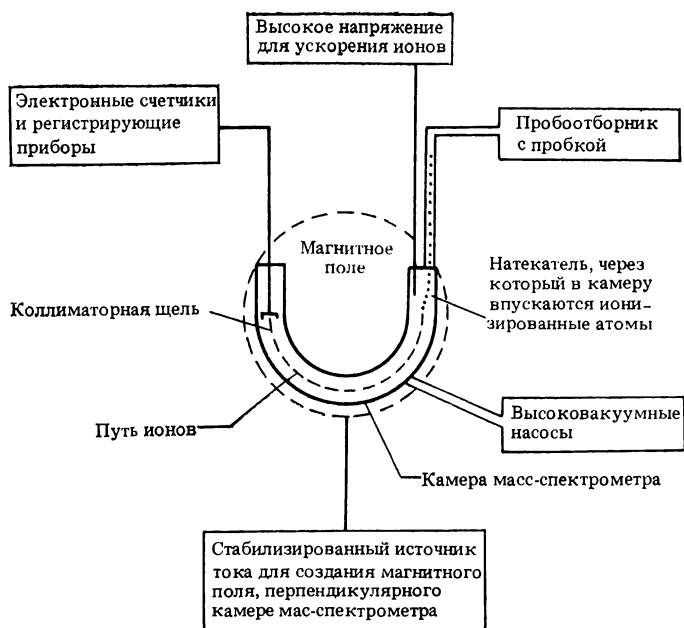


Рис. 5. Схема масс-спектрометра

разделяются в зависимости от своей массы. Атомы с разными массами в конце своего пути пролетают через коллиматорные щели, и электронно-вычислительное устройство считает число атомов каждого сорта.

При масс-спектрометрических измерениях исследуемое вещество обычно переводят в газообразное состояние. Для этого пробы свинца или другого элемента нагревают до состояния испарения. Ионы через небольшое отверстие попадают в камеру с высоким вакуумом и ускоряются в сильном электрическом поле. В целом установка для масс-спектрометрических измерений состоит из трех основных блоков. Первый — это химические приборы, в которых проба очищается, обогащается и переводится в газообразное состояние, пригодное для масс-спектрометрии. Затем следуют операции на собственно масс-спектрометре — вакуумной камере, находящейся в магнитном поле. На выходе прибора стоит электронная аппаратура для подсчета ионов, пролетающих через коллиматорную щель в конце вакуумной камеры.

Введение масс-спектрометрии в геохимические исследова-

дования привело к усовершенствованию разных методик. В частности, был разработан метод изотопного разбавления: анализируемое вещество, смешивается со смесями известного состава, содержащими изотопы, которые надо определить. Метод изотопного разбавления позволяет анализировать очень малые количества вещества. Это очень важно, так как расширяет возможности применения методов вычисления геологического возраста на большое число изверженных горных пород, метеоритов и даже на некоторые осадочные породы.

Константы распада главных радиоактивных элементов, по которым устанавливается возраст, определены с различной степенью точности. С малой точностью измеряется скорость распада радиоактивных изотопов, обладающих очень медленным темпом разложения, например ^{232}Th и ^{87}Rb . С максимально возможной точностью вычислены константы распада изотопов урана (^{238}U и ^{235}U). На сессии Международного геологического конгресса в Сиднее (Австралия) в 1976 г. были приняты согласованные значения констант распада для ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb (табл. 2).

В геологических целях важно учитывать характер возраста по изотопным данным, т. е. время, которое прошло от момента окончательного оформления минерала до современного момента. При расчете возраста допускается, что в момент образования минерала в нем отсутствовали первичные продукты радиоактивного распада. В большинстве случаев это соответствует действительности. Тогда возраст вычисляется по основной формуле радиоактивного распада

$$N_0 = Ne^{\lambda t},$$

где N_0 — число атомов радиоактивного элемента в момент образования минерала; N — оставшееся число атомов по истечении времени t , равного возрасту минерала. Если продукт радиоактивного распада обозначить D , то

$$N_0 - N = D.$$

Поскольку каждый распавшийся атом данного радиоактивного элемента превращается в один атом соответствующего продукта распада, то, подставляя значение N_0 , можно выполнить дальнейшие преобразования:

$$Ne^{\lambda t} - N = D, \quad (e^{\lambda t} - 1) N = D,$$

Таблица 2

Постоянные распада радиоактивных изотопов, используемых для вычисления возраста

Изотоп	Тип распада	Константа распада, лет ⁻¹	Период полураспада, лет
²³⁸ U	α	$1,55125 \cdot 10^{-10}$	$4,51 \cdot 10^9$
²³⁵ U	α	$9,8435 \cdot 10^{-10}$	$7,07 \cdot 10^8$
²³² Th	α	$4,9475 \cdot 10^{-11}$	$1,41 \cdot 10^{10}$
⁴⁰ K	$\left\{ \begin{array}{l} \beta \\ K \end{array} \right.$	$4,962 \cdot 10^{-10}$ $0,581 \cdot 10^{-10}$	$1,25 \cdot 10^9$
⁸⁷ Rb	β	$1,42 \cdot 10^{-11}$	$4,88 \cdot 10^{10}$
¹⁴⁷ Sm	α	$6,537 \cdot 10^{-10}$	$1,06 \cdot 10^{11}$
¹⁸⁷ Re	β	$1,61 \cdot 10^{-11}$	$4,3 \pm 0,5 \cdot 10^{10}$

$$e^{\lambda t} - 1 = \frac{D}{N},$$

$$e^{\lambda t} = \frac{D}{N} + 1,$$

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

Окончательный расчет возраста следующий:

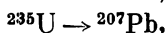
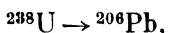
$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{D}{N} + 1\right).$$

Эта формула, естественно, учитывает убывание радиоактивного вещества во времени и экспоненциальное нарастание продукта распада. Таким образом, отношение D/N является функцией возраста минерала.

Охарактеризуем кратко основные методы ядерной геохронологии.

Свинцовый метод относится к наиболее старым и хорошо разработанным методам ядерной геохронологии. Как уже говорилось, впервые его применил в 1907 г. в Канаде Б. Болтвуд. Пользуясь методами весового химического анализа, он определил в радиоактивных минералах из рудных жил и пегматитов содержание урана и свинца. К настоящему времени метод значительно усовершенствовался и используется с неперменным анализом изотопного состава свинца на масс-спектрометре. Поэтому свинцовый метод правильнее называть свинцово-изотопным.

В основе данного метода лежит процесс радиоактивного превращения изотопов урана и тория в радиогенный свинец:



Согласно этому возраст материалов, содержащих уран и торий, может быть вычислен по трем изотопным отношениям: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, которые являются функцией времени.

В соответствии с основным законом радиоактивного распада

$$^{238}\text{U}_0 = ^{238}\text{U}e^{\lambda_1 t},$$

где $^{238}\text{U}_0$ — первоначальное количество атомов урана; ^{238}U — количество их по истечении времени t , равного возрасту минерала. Так как распад одного атома урана оставляет после себя один атом свинца, то

$$^{238}\text{U}_0 - ^{238}\text{U} = ^{206}\text{Pb}.$$

Подставляя значение $^{238}\text{U}_0$ в это уравнение, получаем

$$^{238}\text{U}e^{\lambda_1 t} - ^{238}\text{U} = ^{206}\text{Pb},$$

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U}(e^{\lambda_1 t} - 1). \quad (1)$$

Для других радиоактивных рядов (актиноурана и тория) можно написать

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U}(e^{\lambda_2 t} - 1), \quad (2)$$

$$^{208}\text{Pb} = ^{232}\text{Th}(e^{\lambda_3 t} - 1), \quad (3)$$

где λ_2 и λ_3 — соответствующие константы распада актиноурана и тория. Так как имеется три независимых радиоактивных ряда, то возраст урано-ториевых минералов вычисляется по трем изотопным отношениям:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1, \quad (4)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1, \quad (5)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}} = e^{\lambda_3 t} - 1. \quad (6)$$

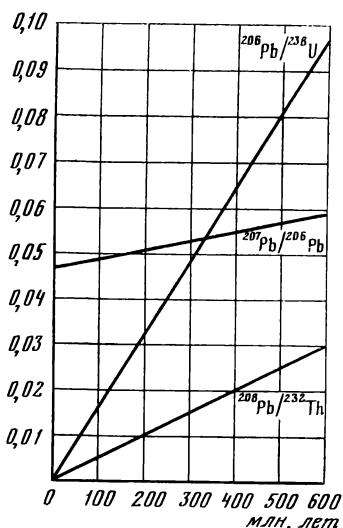


Рис. 6. График зависимости возраста радиоактивных минералов от изотопных отношений

Показаны отношения радиогенных свинцов к материнским изотопам (^{232}Th и ^{238}U) и соотношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ как функции времени

Поделив уравнение (2) на (1), получаем отношение

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)}.$$

Оно позволяет узнать возраст без определения содержания урана в минерале, поскольку отношение $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ равно 137,8, что практически во всех минералах и горных породах одинаково.

Возраст по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ легко определять с помощью предварительно составленных таблиц, номограмм и графиков. Графическое изображение зависимости возраста минералов от изотопных отношений представлено на рис. 6.

Для измерения возраста по свинцово-изотопному методу в первую очередь используются минералы, содержащие уран и торий. По своим геохимическим свойствам уран и торий относятся к типичным литофильным элементам, образующим устойчивые соединения с кислородом. При этом уран встречается в двух валентных состояниях — U^{4+} и U^{6+} . При высоких температурах четырехвалентный уран образует широкие изоморфные смеси с торием, редкими землями, цирконием и кальцием. Высокая подвижность и легкая гидролизуемость урана в поверхностных условиях земной коры приводят к формированию многочисленных сложных урановых минералов, где он находится в четырех- и шестивалентных формах. В настоящее время насчитывается около 200 минеральных видов, в состав которых уран входит как основной компонент или в виде существенной примеси.

В противоположность урану торий образует ограниченное число минеральных видов, но широко замещает уран во многих урановых минералах. Наблюдается одна характерная особенность в отношении минералов урана —

Таблица 3

Радиоактивные минералы, используемые для определения возраста по свинцу

Минерал	Химический состав	Нахождение
Уранинит (урановая смолка)	$\text{UO}_2 \cdot \text{UO}_3$	В пегматитах и рудных жилах
Бреггерит	Разновидность уранинита, богатая торием	То же
Торианит	$\text{Th}(\text{U})\text{O}_2$	В пегматитах, частично в россыпях
Браннерит	$(\text{U}, \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Y}, \text{Th})_3\text{Ti}_5\text{O}_{16}$	В гранитных пегматитах
Самарскит	$(\text{Y}, \text{Er}, \text{Ce}, \text{U}, \text{Th}, \text{Fe})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_4$	То же
Эвксенит	$(\text{Y}, \text{U}, \text{Th})[(\text{Nb}, \text{Ta})\text{Ti}, \text{Fe}]_2\text{O}_6$	»
Монацит	$\text{Ce}(\text{U}, \text{Th})\text{PO}_4$	Во многих изверженных породах
Ксенотим	$\text{Y}(\text{U}, \text{Th})\text{PO}_4$	То же
Циркон	$\text{Zr}(\text{U}, \text{Th}, \text{H})\text{SiO}_4$	»
Торит	$\text{Th}(\text{U})\text{SiO}_4$	В пегматитах
Ортит	Силикат Al, Fe, Ca и редких земель	То же

они принадлежат исключительно к кислородным соединениям. Минералы урана относятся либо к простым окислам, либо к сложным соединениям урана с другими веществами (танталониобатами, торосиликатами). Наиболее распространенные минералы урана и тория, по которым производится определение возраста свинцовым методом, приведены в табл. 3. Следует отметить, что перечисленные минералы глубинного происхождения генетически связаны с магматическими породами, преимущественно с кислыми, чьими производными являются пегматиты, аплиты, рудные жилы. Как показал опыт, урановые минералы осадочного происхождения обычно не пригодны для определения возраста ввиду большой потери радиогенного свинца.

В принципе все радиоактивные минералы часто подвергаются химическим изменениям в природе, теряя при этом радиоактивные элементы, продукты их распада или те и другие вместе. Поэтому во многих случаях возраст-ные значения по разным изотопным отношениям одного и того же минерала различны. Для получения максималь-

но точных величин возраста необходимо использовать плотные свежие минералы хорошей сохранности. Кроме того, в радиоактивных минералах часто встречается нерадиоогенный свинец пород, который обнаруживается по присутствию изотопа свинца ^{204}Pb . В этом случае в изотопный состав свинца данного минерала вносится поправка на нерадиоогенный свинец и затем только производится вычисление возраста.

Достоверность полученных величин возраста проверяется тем, что возрастны значения по разным изотопным соотношениям совпадают. Небольшими расхождениями, в пределах 2—5%, можно пренебречь, считая, что они вполне допустимы при современных возможностях и степени сохранности минералов. В общем при получении возрастных значений по разным изотопным соотношениям мы встречаем два случая — согласованность возрастных значений и их расхождение. Согласованность в пределах экспериментальных ошибок указывает на относительную сохранность накопления радиоогенных продуктов и служит критерием достоверности возраста. Таким образом, свинцово-изотопный метод является самоконтролирующим.

В табл. 4 приведены наиболее высококачественные согласованные результаты возрастных измерений по свинцово-изотопному методу, полученные в разных лабораториях. Здесь же для сравнения указаны несогласованные возрастные значения. В этих случаях можно отметить два типа аномалий:

$$t\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right) < t\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}\right) < t\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right),$$

$$t\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right) > t\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}\right) > t\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right).$$

Первый тип аномалии определяется потерей радиоогенного свинца, что характерно преимущественно для цирконов и уранинитов. Второй тип более свойствен фосфатам — монацитам и ксенотимам. Он связан главным образом с потерей радиоактивных веществ, что неравномерно изменяет изотопное отношение. Во всех аномалиях наиболее достоверной величиной оказывается возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Таким образом, радиоактивные минералы представляют собой естественные радиоактивные часы, показывающие время образования данных минеральных ассоциаций по наличию продуктов распада — радиоогенных изотопов.

Таблица 4

Возрастные значения по свинцово-изотопным отношениям для разных минералов

Минерал, местонахождение	Возраст, млн. лет			
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
Согласованные значения				
Урановая смолка, Колорадо, США	59	61	—	—
Урановая смолка, Лимож, Франция	146	147	—	—
Браунерит из гранитов, СССР	300	304	318	296
Циркон из пегматитов, остров Шри-Ланка	540	544	555	538
Урановая смолка, Шаба, Африка	610	600	616	—
Монацит, Гудхоуз, Африка	930	915	880	900
Уранинит, Южная Дакота, США	1615	1615	1620	—
Монацит из гранитов, СССР	1910	1880	1820	—
Монацит из пегматитов, Бикита, Южная Африка	2675	2680	2680	2645
Несогласованные значения				
Циркон, Кейптаун, Южная Африка	330	356	530	238
Циркон, Колорадо, США	930	1130	1540	515
Урановая смолка, Колорадо, США	805	860	1035	—
Монацит, Манитоба, Канада	3220	2840	2590	1830
Ксенотим, Колорадо, США	3180	2065	1640	1100
Эвксенит, Квебек, Канада	620	710	1000	550

Но эти часы, несмотря на точность хода, часто оказываются испорченными, так как геохимические процессы в биосфере Земли изменяют и искажают их. Получение согласованных возрастных значений отражает условия повышенной сохранности минералов в условиях земной коры. В то же время минералы и горные породы, строго говоря, не могут считаться замкнутыми системами, что относится не только к свинцово-изотопному методу.

Геологический возраст в числовых единицах времени устанавливается не только по минералам, содержащим уран и торий, но также по минералам свинца и по свинцу горных пород, если известен его изотопный состав. В связи с тем что уран и торий широко рассеяны в горных породах земной коры, повсеместно происходит вековое накопление радиогенных изотопов свинца, который

при рудообразовании отделяется от общей радиоактивной среды и своими изотопными отношениями отражает эпоху соответствующего рудообразования. Обычный природный свинец состоит из четырех изотопов: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb . Изотоп ^{204}Pb не связан с радиоактивным распадом, и количество его за всю историю Земли оставалось постоянным. При характеристике изотопного состава природного свинца обычно приводятся величины содержаний по отношению к изотопу ^{204}Pb , принимаемому за единицу.

В верхних частях земной коры поведение свинца связано с его соединениями, преимущественно с серой. Сульфид свинца — галенит (PbS) — наиболее распространенный свинцовый минерал. Но основной формой нахождения свинца в магматических горных породах является изоморфное замещение некоторых элементов, образующих самостоятельные минералы. Свинец входит в кристаллическую решетку минералов, содержащих калий, барий и стронций. Поскольку барий и стронций встречаются реже, чем калий, то последний будет главным элементом, который чаще всего замещается свинцом. Действительно, среди всех породообразующих минералов калиевые полевые шпаты содержат повышенное количество свинца. Однако существуют еще и другие формы нахождения свинца в породах, в частности состояние рассеяния. Кроме того, в наиболее радиоактивных минеральных фракциях горных пород преобладает радиогенный свинец. Таким образом, распределение свинца в горных породах носит сложный характер.

В настоящее время получено большое число данных по изотопному составу свинца различных природных образований: рудных месторождений, осадочных и магматических пород различных районов Земли, горных пород Луны и метеоритов. По данным табл. 5 видно, что изотопный состав свинца испытывает заметные колебания в зависимости от радиоактивности материала и его возраста.

Изотопный состав природного свинца менялся в ходе геологического времени. Количество радиогенных изотопов нарастало. Для выяснения закономерностей этого процесса необходимо выбрать современный свинец Земли и сравнить его изотопный состав с древними свинцово-рудными месторождениями. В качестве современного обычно принимается свинец, сосредоточенный в свежих осадках Тихого океана. Он выражается следующими

Таблица 5

Изотопный состав свинца горных пород и метеоритов

Источник свинца	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Осадочные породы			
Современные осадки Тихого океана	19,04	15,68	39,07
Красная океаническая глина	18,95	15,61	38,92
Марганцевые конкреции со дна Атлантического океана	18,96	15,63	39,07
Магматические породы			
Гранит, Карелия, СССР	26,40	17,40	46,00
Гранит, Терской-Алатау, СССР	19,40	15,91	39,29
Гранит, Онтарио, Канада	20,25	15,65	48,73
Граводиорит, Алтай, СССР	17,90	14,90	37,40
Кварцевый диорит, Забайкалье, СССР	20,18	15,40	38,85
Диорит, Карелия, СССР	21,40	14,60	37,10
Базальт, Камчатка, СССР	17,40	14,90	36,60
Дунит, Вашингтон, США	19,15	16,54	39,80
Лунные породы			
Базальт, пылевой материал, «Аполлон-11»	141,18	92,80	153,79
Базальт, брекчия, «Аполлон-11»	77,77	51,97	82,31
Анортосит, стекло, «Аполлон-16»	219,3	205,5	220,9
Анортосит, плагиоклаз, «Аполлон-16»	70,27	92,52	79,03
Каменные метеориты			
Хондрит Форест-Сити	19,27	15,95	39,05
Хондрит Канзас	19,48	15,76	38,21
Хондрит Саратов	19,53	16,70	40,25
Хондрит Еленовка	21,54	10,04	39,21
Ахондрит Нуево-Ларедо	50,28	34,86	67,97
Ахондрит Нортон-Каунти	22,75	15,87	37,70
Железные метеориты			
Троилит Хенбери	9,55	10,38	29,54
Каньон Диабло	9,46	10,34	29,44
Металлическая фаза, Каньон Диабло	9,43	10,58	29,80

изотопными соотношениями: $^{204}\text{Pb}=1$, $^{206}\text{Pb}=19,04$, $^{207}\text{Pb}=15,69$, $^{208}\text{Pb}=39$. Но в прошлые геологические эпохи средний изотопный состав свинца был другим. В связи с радиогенным накоплением в более древних свинцово-рудных месторождениях изотопов с массами ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb меньше, чем в более молодых. В целом в различных природных образованиях в зависимости от соотношения $\text{U}:\text{Th}:\text{Pb}$ и возраста изотопный состав свинца обнаруживает широкие вариации. Так, горные породы Луны содержат мало первичного свинца, и поэтому доля радиогенного свинца увеличивается за счет распада урана и тория. Железные метеориты почти совершенно лишены радиоактивных элементов. Поэтому содержание в них изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb минимально, что отражает какие-то первичные условия в период формирования Солнечной системы.

Если допустить, что отношение $\text{Pb}:\text{U}:\text{Th}$ за время развития земной коры изменялось только в результате радиоактивного распада, то можно рассчитать нарастание изотопного состава свинца, воспользовавшись следующими формулами:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 19,04 - \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1),$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 15,64 - \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1),$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 39,00 - \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_3 t} - 1),$$

где t — возраст данного месторождения. Принимая наиболее вероятные отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ в современную эпоху для всей земной коры, можно узнать, как изменялся изотопный состав свинца в геологическом прошлом Земли (табл. 6).

Данные таблицы в основном подтверждаются измерениями изотопного состава свинца из месторождений разного возраста. Однако многочисленны и отклонения, связанные с тем, что в областях земной коры, откуда поступал свинец в данное месторождение, отношение свинца к торию и урану было различным и отличалось от того значения, которое принято при составлении табл. 6. Свинец месторождений мог поступать из среды, как резко обогащенной радиоактивными элементами, так и сильно обедненной ими.

Таким образом, метод определения возраста по изотопному составу обыкновенного рудного свинца недоста-

Таблица 6

Изменение изотопного состава свинца за геологическое время (относительно $^{204}\text{Pb} = 1$)

Время, млн. лет назад	Содержание изотопов			Время, млн. лет назад	Содержание изотопов		
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
0	19,04	15,63	39,00	2000	15,60	15,28	35,00
500	18,48	15,65	38,05	2500	14,47	14,97	33,96
1000	17,40	15,58	37,05	3000	13,49	14,59	32,80
1500	16,56	15,47	36,06	3500	12,24	13,74	31,74

точно точен. Более или менее удовлетворительные результаты метод дает для древних, преимущественно докембрийских месторождений, когда неоднородность состава земной коры была меньше, чем в последующие геологические эпохи. Возраст свинцовых минералов, вычисленный по изотопному составу свинцов, принято называть модельным. Это значит, что полученная величина справедлива лишь для определенной геохимической модели, которая представляет собой замкнутую природную систему с одинаковым соотношением $\text{U}:\text{Th}:\text{Pb}$, изменяемым только радиоактивным процессом.

А. Холмс и Ф. Гоутерманс в свое время предложили оригинальный способ расчета модельного возраста. Он основан на предположении, что первичный свинец Земли 4560 млн. лет назад имел изотопный состав свинца железных метеоритов — наименее радиоактивных тел Солнечной системы. Изотопный состав этого первичного свинца характеризуется следующими величинами: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9,5$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10,42$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29,71$, которые отличаются минимальным количеством радиогенных компонентов по сравнению со всеми известными природными свинцами. Допускается, что свинец данного изотопного состава соответствовал первичному свинцу Солнечной системы. Расчет возраста производится на основании разницы между изучаемым свинцом и первичным свинцом. При этом получается соотношение

$$\Phi = \frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 10,42}{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 9,56}.$$

Таблица 7

Данные для расчета возраста по модели Холмса—Гоутерманса, млн. лет

Ф	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,5	—1132	—952	—782	—622	—471	—372	—192	—62	1	178
0,6	290	398	500	599	694	785	872	957	1039	1177
0,7	1193	1267	1338	1407	1474	1539	1602	1664	1723	1781
0,8	1838	1893	1946	1999	2050	2099	2148	2195	2242	2287
0,9	2331	2375	2417	2459	2509	2539	2578	2617	2654	2691
1,0	2727	2763	2798	2832	2866	2899	2931	2963	2995	3026
1,1	3056	3086	3115	3144	3173	3201	3229	3256	3283	3310
1,2	3336	3362	3387	3412	3436	3461	3485	3509	3532	3557
1,3	3578	3601	3623	3645	3667	3689	3701	3731	3752	3772
1,4	3792	3812	3832	3852	3871	3890	3909	3928	3947	3965
1,5	3983	4001	4019	4036	4064	4071	4088	4105	4122	4139
1,6	4155	4172	4188	4203	4219	4235	4251	4266	4281	4296
1,7	4311	4327	4341	4355	4370	4384	4399	4413	4427	4441
1,8	4454	4468	4482	4495	4508	4522	4535	4548	4561	4574
1,9	4586	4599	4611	4624	4636	4648	4661	4673	4685	4697

Уравнение для расчета возраста имеет следующий вид:

$$\Phi = \frac{e^{\lambda_2 \omega} - e^{\lambda_2 t}}{137,8 (e^{\lambda_1 \omega} - e^{\lambda_1 t})},$$

где $\omega = 4560 \cdot 10^6$ лет, что соответствует наиболее вероятному возрасту Земли и планет; t — возраст свинцового орудения. Возраст модели Холмса—Гоутерманса легко подсчитать по данным табл. 7, где по вертикали даны целые и десятые значения Φ , по горизонтали — сотые.

Кроме модели Холмса—Гоутерманса, были предложены и другие способы и модели подсчета возраста по изотопному составу обыкновенного свинца и свинца рудных месторождений.

Опыт измерения изотопного состава свинца многих месторождений показал, что большое число возрастных аномалий отражает сложные пути миграции свинцов в различных средах до образования месторождений. Следует отметить, что изучение изотопного состава природных свинцов приобретает важное научное и практическое

значение, поскольку оно помогает выяснить процесс рудообразования полиметаллических месторождений.

Гелиевый метод основан на радиогенном накоплении гелия от распада радиоактивных рядов урана, актиноурана и тория. В зависимости от возраста в минералах и горных породах с ураном и торием изменяется отношение $\text{He}/(\text{U} + \text{Th})$. Первые измерения содержания гелия в радиоактивных минералах показали весьма заниженные величины возраста, что связано с потерей радиогенного гелия. Действительно, гелий является наиболее легким инертным газом и легко диффундирует в пределах всего объема радиоактивных минералов. Кроме того, в сильно радиоактивных минералах гелий скапливается в значительных количествах, создает большое внутреннее давление, что и способствует его потере.

Дальнейшие определения содержания гелия в различных минералах показали, что аналогичная потеря происходит и в других минералах и горных породах. Вскоре стало очевидным, что надежные числа возраста по гелию получить очень трудно в связи с плохой его сохранностью у большинства породообразующих минералов. В результате проведенных исследований выяснилось, что прочно удерживают радиогенный гелий немногие минералы. Это магнетит, циркон, самородное железо, т. е. минералы с плотной кристаллической упаковкой. Наиболее плотной упаковкой обладают кристаллы самородных металлов.

В 1928 г. Ф. Панет обнаружил хорошую сохранность гелия у железных метеоритов и определил их возраст. С помощью специальных исследований удалось установить, что гелий довольно хорошо сохраняется в железомagneзиальных силикатах — пироксенах. Заметное выделение гелия в этих минералах происходило только в пробах, прогретых при температуре 700°C в течение 8 ч. Пироксены встречаются в изверженных породах довольно часто. Однако в настоящее время гелиевый метод в геохронологических целях используется редко.

Ксеноновый метод позволяет определять возраст лишь достаточно крупных образцов урановых минералов, в которых осколочный ксенон скапливается в измеримых количествах. Метод основан на спонтанном осколочном делении урана. Из многочисленных изотопов продуктов распада этого процесса ксенон наиболее обильный (изотопы ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe , ^{136}Xe). Впервые ксеноновый метод был исследован в СССР В. Г. Хлопиным и Э. К. Герлингом. При вычислении возраста по осколочному ксенону

используется формула

$$t = \frac{1}{\lambda_d} 2,30 \left[\frac{X_{\text{e}}}{0,14 \frac{\lambda_d}{\lambda_{\alpha}} U} + 1 \right],$$

где X_{e} и U — количества ксенона и урана, выраженные в атомных единицах; 0,14 — коэффициент, показывающий, какая часть продуктов деления урана превращается в ксенон (в действительности этот коэффициент равен 0,19, но при вычислении возраста была принята величина с учетом потери ксенона минералом); λ_{α} — константа α -распада урана; λ_d — константа осколочного деления урана.

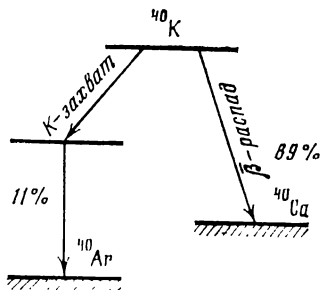
Возраст древнего уранинита из пегматитовых жил по ксенону оказался равным 1680 млн. лет, по данным свинцового метода он близок к 1850 млн. лет. Совпадение относительно хорошее, если учесть все трудности, связанные с точным измерением очень малых количеств ксенона. Ксеноновый метод в приложении к радиоактивным минералам не может найти широкого применения ввиду его малой точности и редкости пригодных минералов. Но он представляет теоретический интерес, поскольку основан на особом типе ядерного распада, позволяющего определить возраст и по другим продуктам осколочного деления.

Исследование изотопного состава ксенона различных природных объектов, расширившееся за последнее время, показывает, что часть ксенона является продуктом деления не только урана, но и трансурановых элементов, из которых наиболее вероятный родитель ксенона изотоп плутония ^{244}Pu ($Z=94$). В материале древних каменных метеоритов изотопный состав ксенона обнаружил отличие от ксенона обычных объектов и повышенное содержание тяжелых изотопов ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe , ^{136}Xe в пропорции, характерной для плутония. Аномально высокое содержание изотопа ксенона ^{129}Xe , в основном возникшего за счет распада вымершего нуклида радиоактивного йода ^{129}I , имеется в ряде каменных метеоритов. Поэтому ксеноновый метод в широком смысле слова, или ксенология по терминологии Дж. Рейнольдса, впервые в 1960 г. обнаружившего аномалию ^{129}Xe , приобретает большое научное значение в вопросах хронологии древних этапов развития Солнечной системы и позволяет уточнить интер-

вал времени между окончанием процессов ядерного синтеза и началом образования Земли.

Калий-аргоновый метод определения геологического возраста относится к сравнительно молодым геохронологическим методам. Открытие электронного захвата у природного изотопа ^{40}K было сделано в начале 40-х годов. Метод основан на естественном спонтанном превращении ^{40}K , обнаруживающего двойной распад. На рис. 7 видно,

Рис. 7. Схема распада радиоактивного изотопа калия ^{40}K



что большая часть атомов ^{40}K превращается β -распадом в ^{40}Ca и значительно меньшая путем электронного K -захвата — в аргон. Метод был впервые разработан в 1948—1950 гг. в нашей стране Э. К. Герлингом.

Измерение возраста при калий-аргоновом методе производится в минералах и горных породах, содержащих калий, по отношению $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$, которое возрастает в течение геологического времени существования материала. Уравнение для вычисления возраста получаем из общего закона радиоактивного распада:

$$^{40}\text{K}_0 = ^{40}\text{K} e^{(\lambda_e + \lambda_\beta)t},$$

где $^{40}\text{K}_0$ — первоначальное количество атомов ^{40}K в момент образования минерала; ^{40}K — современное его количество; t — возраст минерала; λ_e — константа электронного захвата; λ_β — константа β -распада. Общая константа распада представляет собой сумму двух констант:

$$\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta.$$

Очевидно, что количество атомов радиогенного аргона (^{40}Ar) и радиогенного кальция (^{40}Ca), накопившееся за время t , равно

$$^{40}\text{Ar} + ^{40}\text{Ca} = ^{40}\text{K}_0 - ^{40}\text{K},$$

$$^{40}\text{Ar} + ^{40}\text{Ca} = ^{40}\text{K} [e^{(\lambda_e + \lambda_\beta)t} - 1],$$

что можно преобразовать в

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

Поскольку в аргон превращаются не все распавшиеся атомы ${}^{40}\text{K}$, а только та доля первоначального количества, которая составляет

$$\frac{\lambda_e}{\lambda_e + \lambda_\beta},$$

то для определения возраста по отношению ${}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K}$ получаем следующее уравнение:

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

Вычисление возраста по этому уравнению обычно производится по заранее выполненным графикам и таблицам.

Следует отметить, что радиоактивный калий с массой 40 составляет всего лишь 0,0119% в смеси изотопов калия с массами 39 и 41. Содержание калия в природных объектах наиболее быстро и надежно выявляется методом фотометрии пламени, содержание радиогенного аргона — методом изотопного разбавления с использованием масс-спектрометра. Поскольку природный аргон состоит из смеси трех изотопов — ${}^{36}\text{Ar}$, ${}^{38}\text{Ar}$, ${}^{40}\text{Ar}$, то наличие в минерале аргона воздушного происхождения будет устанавливаться по присутствию изотопа ${}^{36}\text{Ar}$.

Калий-аргоновый метод получил большое развитие, так как калиевые минералы широко распространены в природе. Калий образует около 100 минералов и входит в качестве примеси в состав многих других минералов и горных пород. Основные минералы, используемые для измерения возраста по отношению ${}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K}$, представлены в табл. 8.

Однако непосредственное применение калий-аргонового метода встретило ряд трудностей. Оказалось, что далеко не все минералы, содержащие калий, достаточно хорошо и надежно сохраняют радиогенный аргон. Если взять образец древнего гранита, состоящего из калиевого полевого шпата, слюды (мусковита или биотита) и кварца, то возраст по полевому шпату будет постоянно ниже, чем по слюдам, из-за потери радиогенного аргона. Совет-

Таблица 8

Калийсодержащие минералы, используемые для возрастных определений

Минерал	Химический состав	Нахождение
К-полевой шпат	KAlSi_3O_8	В магматических и метаморфических породах
Плагиоклаз	$\text{Na}(\text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_3$	То же
Биотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$	»
Мусковит	$\text{KAl}_2(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$	»
Лепидолит	$\text{KLi}_2\text{Al}(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$	»
Пироксен	$(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca})(\text{K})\text{SiO}_3$	»
Роговая обманка	$\text{Na}(\text{K})\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Fe}, \text{Al})(\text{OH}, \text{F})_2$	»
Глауконит	$[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{10}]$ $\text{K}_{<1}(\text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Al}, \text{Mg})_{2-3}(\text{OH})_2$ $[\text{Si}_3\text{SiAlO}_{10}]_n\text{H}_2\text{O}$	В осадочных породах
Сильвин	KCl	То же
Карналлит	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	»

ские ученые установили причину плохой сохранности радиогенного аргона в полевых шпатах. Она заключается в том, что аргон теряется неустойчивыми частями полевых шпатов и хорошо сохраняется в устойчивых. В связи с этим был разработан метод удаления неустойчивых частей. Таким образом, возможности калий-аргонового метода значительно расширились для палеогеографических реконструкций. Советский геохимик А. Я. Крылов и другие исследователи установили, что возраст гранитных галек и аркозовых песков в осадочных толщах близок к возрасту тех кристаллических массивов коренных пород, которые явились источником этого обломочного материала.

Опыт применения метода показал, что разные породообразующие минералы изверженных пород удерживают радиогенный аргон по-разному. Довольно хорошо, но не во всех случаях, удерживают аргон слюды — биотит и мусковит. Значительно лучше сохраняют радиогенный аргон пироксены и амфиболы, развитые в основных изверженных горных породах. В то же время приложение метода к изверженным породам вскрыло некоторые загадочные явления. Так, возраст древних ультраосновных

пород перидотитов и пироксенитов 10—8 млрд. лет, что свидетельствует об избыточном радиогенном аргоне.

Калий-аргоновый метод дает хорошие результаты при определении возраста относительно молодых базальтов, залегающих в напластованиях осадочных толщ. В целом калий-аргоновый геохронологический метод далеко еще не исчерпал своих возможностей и может решить ряд геологических вопросов, связанных с формированием месторождений полезных ископаемых.

Калий-кальциевый метод также основан на радиоактивном превращении ^{40}K , большая часть атомов которого путем β -распада превращается в устойчивый изотоп ^{40}Ca . В связи с ускоренным темпом β -распада ^{40}K в калиевых минералах отношение $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$ изменяется довольно существенно в зависимости от возраста. Это отношение могло бы служить важным и надежным индексом возраста калиевых минералов. Однако широкое распространение и рассеяние кальция в природе, состоящего на 96,97% из изотопа ^{40}Ca , мешают выделить ту часть кальция в минерале, которая действительно является радиогенной.

При вычислении возраста минералов по накоплению радиогенного кальция используется уравнение следующего вида:

$$\frac{^{40}\text{Ca}}{^{40}\text{K}} = \frac{\lambda_\beta}{\lambda_e + \lambda_\beta} [e^{(\lambda_e + \lambda_\beta)t} - 1].$$

Условные обозначения здесь те же, что и в уравнении для вычисления возраста по аргону.

До настоящего времени калий-кальциевый метод применялся в единичных случаях. В СССР впервые были получены положительные результаты этого метода для сильвинов с одновременным применением аргонного метода. По отношению $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$ возраст неперекристаллизованного сильвина из пласта Верхнекамского месторождения около 240 млн. лет, по отношению $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ — примерно 236 млн. лет. Было установлено, что процессы перекристаллизации мало влияют на возраст сильвинов по кальцию, но сильно искажают данные аргонного метода.

По отношению к калиевым минералам изверженных пород кальциевый метод применялся в единичных случаях для образцов с минимальным содержанием первичного кальция. Для устранения влияния первичного каль-

ция на конечный результат расчет возраста производится способом построения на графике изохрон — прямых линий, соединяющих точки с одинаковым возрастом. На рис. 10 изображен график с координатами $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ и $^{40}\text{K}/^{44}\text{Ca}$. Эти отношения получают при масс-спектрометрических измерениях образцов, количество которых не должно быть меньше трех. Поскольку отношение $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$ является функцией возраста и в то же время

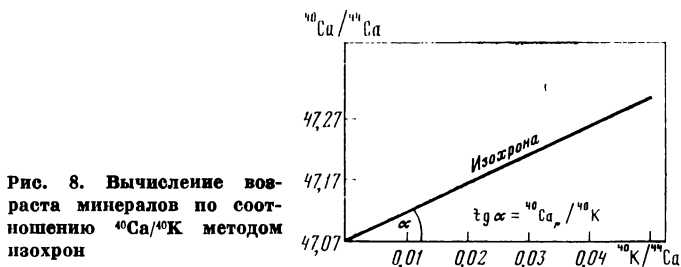


Рис. 8. Вычисление возраста минералов по соотношению $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$ методом изохрон

тангенсом угла α (рис. 8), то после построения изохроны нетрудно найти этот угол и соответственно по его тангенсу вычислить возраст. При этом способе обработки данных количество нерадиогенного первичного ^{40}Ca автоматически исключается. Поскольку возраст является функцией наклона изохроны к оси абсцисс, то в общем совершенно безразлично, в каком месте изохрона будет пересекать ось ординат.

Указанный метод расчета возраста был использован Л. Н. Овчинниковым, С. Н. Вороновским и др. [1978] в СССР при датировке возраста древних гранитов.

Рубидий-стронциевый метод основан на радиоактивном распаде изотопа рубидия ^{87}Rb и превращении его в радиогенный изотоп стронция ^{87}Sr . Следовательно, в зависимости от возраста рубидийсодержащих минералов отношение $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ будет возрастать пропорционально увеличению возраста. Если в минералах известно содержание рубидия и радиогенного стронция, то возраст t можно вычислить по формуле

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}} + 1 \right).$$

Первым шагом в развитии рубидий-стронциевого метода было исследование минералов, имеющих повышенное содержание рубидия. При этом содержание рубидия и

стронция определялось химическим путем. К рубидий-содержащим минералам относятся лепидолит и поллуцит из пегматитов. Поскольку распад ^{87}Rb происходит очень медленно, то для вычисления возраста первоначально использовалась простая формула

$$t = \frac{1}{\lambda} \frac{\text{Sr}}{\text{Rb}},$$

в которой не принималось во внимание уменьшение количества рубидия за время существования минерала.

При отборе и исследовании материала для датировки возраста необходимо учитывать геохимические свойства рубидия и стронция. Оба химических элемента целиком относятся к элементам литофильным, образующим прочные соединения с кислородом в условиях земной коры. Однако условия их концентрации различаются. Распространенность их в различных магматических породах следующая:

	Rb 10 ⁻⁴ %	Sr 10 ⁻⁴ %
Граниты	200	300
Базальты	30	470
Ультраосновные	0,5	50

Представленные данные свидетельствуют об относительно большей склонности рубидия к кислым магматическим породам. Стронций накапливается преимущественно в породах основных. В ультраосновных глубинных породах распространенность рубидия и стронция резко убывает: в большей степени рубидия, в меньшей — стронция.

Геохимия рубидия весьма близка к геохимии калия, поскольку оба элемента находятся в одной первой группе таблицы Менделеева и имеют близкие ионные радиусы, соответственно K^+ ($r=1,33 \text{ \AA}$) и Rb^+ ($r=1,45 \text{ \AA}$). Рубидий менее распространенный элемент. Калий образует самостоятельные минералы, включая порообразующие, рубидий же самостоятельных минералов не имеет. Накопление рубидия по отношению к калию происходит во время образования гранитов, их аплитов и пегматитов.

Максимально сконцентрирован рубидий в минерале лепидолите, здесь его содержание достигает 1,5—3%, отношение K/Rb близко к 6. В количествах 1—0,1% рубидий встречается в таких минералах пегматитовых жил, как цинвальдит, в некоторых разновидностях мусковита

и биотита, обогащенных литием, а также в цезиевом минерале поллуците. Наблюдается повышенная распространенность рубидия в гидротермальных разностях полевых шпатов — в микроклине и амазоните.

Геохимическая история стронция аналогична истории кальция, что вытекает из их близких химических свойств, предопределяемых положением во второй группе таблицы Менделеева. Оба элемента относятся к щелочно-земельным металлам. Их ионные радиусы довольно близки: Sr^{2+} ($r=1,16 \text{ \AA}$), Ca^{2+} ($r=0,99 \text{ \AA}$). Это приводит к изоморфной примеси стронция в минералах кальция и способствует нахождению стронция в качестве примеси в породообразующих минералах кальция, в частности в плагиоклазе $\text{Ca}(\text{Sr})\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8$.

В меньшей степени стронций сосредоточен в породообразующем минерале апатите или в кальциевых пироксенах и амфиболах. В магматических горных породах стронций встречается как рассеянный элемент, не образуя самостоятельных минералов. Повышенная концентрация стронция наблюдается в отдельных щелочных полевых шпатах. В продуктах гидротермального процесса стронций сохраняет свой рассеянный характер и входит в качестве изоморфной примеси в минералы арагонит и флюорит.

При химическом разложении минералов кальция стронций освобождается и проточными водами привносится в морскую среду. В этой среде стронций концентрируется главным образом в известковых осадках, а также в скелетах различных морских организмов. В карбонатных осадках стронций входит преимущественно в состав арагонита и кальцита, но в определенных условиях он образует собственные минералы — целестин (SrSO_4) и в меньшей степени стронцианит (SrCO_3).

Геохимическая миграция рубидия и стронция дает возможность отбирать пробы пород и минералов, содержащих значительные количества рубидия и относительно малые количества первичного стронция, что является важным условием для успешного применения рубидий-стронциевого геохронологического метода.

Природный рубидий состоит из двух изотопов: один — стабильный ^{85}Rb , другой — радиоактивный ^{87}Rb . Природный стронций сложен четырьмя стабильными изотопами, из которых один по своему массовому числу соответствует изотопу радиогенному. Согласно масс-спектрометрическим измерениям во всех минералах с рубидием всегда при-

существует определенная примесь первичного стронция, что требует соответствующих приемов отделения этого стронция от стронция собственно радиогенного. Средний изотопный состав рубидия и стронция представлен в атомных процентах:

^{87}Rb	27,85	^{88}Sr	82,56
^{85}Rb	72,15	^{87}Sr	7,02
		^{86}Sr	9,86
		^{84}Sr	0,56

Как видим, изотоп стронция ^{87}Sr довольно распространен в общем стронции и во многих минералах, содержащих рубидий, встречается в большем количестве, чем стронций радиогенный.

Распад рубидия ^{87}Rb протекает очень медленно. Поэтому определение точной скорости распада сопряжено с большими трудностями. Согласно последним рекомендациям Международной геохронологической комиссии наиболее вероятные значения постоянных распада рубидия следующие: $T=4,88 \cdot 10^{10}$ лет; $\lambda=1,42 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$. Изотопные отношения, которые используются при масс-спектрометрических измерениях, таковы: $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}=2,592\ 65$; $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$; $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,056\ 584$.

Для вычисления возраста минералов и горных пород необходимо знать изотопный состав первичного стронция, т. е. стронция, попавшего в минерал во время его образования. Изотопный состав первичного стронция Земли может быть принят по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,698\ 84$. Оно представляется как минимальное в отдельных метеоритах и пробах лунных пород, которые в целом отличаются малой концентрацией рубидия и повышенной — стронция. Изотопный состав стронция как отношение $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ в горных породах определяется их возрастом и отношением Rb/Sr . Выборочные данные по величинам отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в различных природных образованиях представлены в табл. 9.

Очевидно, что относительно малое содержание рубидия будет порождать относительно малое количество радиогенного стронция. Как видно из таблицы, в гранитных породах и их минералах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает максимальной величины. Малые значения отношения обнаружены в горных породах, основных и ультраосновных. В ахондритовых метеоритах встречаются наименьшие значения этого отношения, а самый известный минимум — в белых включениях углистого хондрита Альенде. Среди

Таблица 9

Изотопный состав стронция горных пород и минералов

Порода, местонахождение, минерал		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Гранитный пегматит, Центральный Трансвааль Гранит, Центральный Трансвааль	Биотит	26,23
	Полевой шпат	1,838
	Полевой шпат	0,868
	Биотит	2,664
	Хлорит	1,040
	Мусковит	0,905
	Апатит	0,736
Оливин из базальта, Гавайские острова Мейцит, озеро Киву, Африка Диабаз (третичный) Анортозит, Стиллуотер, Северная Америка Древняя лава, Манитоба, Канада Хондритовые метеориты	Эпидот	0,806
		0,708
		0,708
		0,707
		0,711
		0,712
	Форест-Сити	0,755
Ахондритовые метеориты	Ричардтон	0,757
	Альенде (белое включение)	0,699
	Нуево-Ларедо	0,703
	Пасамонте	0,701
	Сиукс-Каунти	0,702

метеоритов можно отметить хондриты, которые имеют повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что связано с более высоким отношением Rb/Sr в их материале.

Когда минерал кристаллизуется, образуя химически замкнутую систему, в него попадают атомы (ионы) рубидия и стронция. Но абсолютные количества этих атомов и первичное отношение Rb/Sr колеблются довольно существенно в зависимости от характера и условий образования минерала. В разных минеральных фракциях горной породы в момент завершения ее образования отношения Rb/Sr , естественно, будут разные. В то же время при образовании минерала в его решетку входит стронций определенного изотопного состава, который должен быть учтен в качестве поправки при вычислении возраста. Принимая во внимание первичный стронций и стронций радиоген-

ный, возникший за время существования минерала, можно записать

$$(^{87}\text{Sr})_o = (^{87}\text{Sr})_p + (^{87}\text{Sr})_r,$$

где $(^{87}\text{Sr})_o$ — общее количество ^{87}Sr ; $(^{87}\text{Sr})_p$ — первичный стронций данного минерала; $(^{87}\text{Sr})_r$ — радиогенный стронций. Принимая во внимание радиоактивный распад ^{87}Rb , напомним

$$(^{87}\text{Sr})_o = (^{87}\text{Sr})_p + \text{Rb} (e^{\lambda t} - 1),$$

где Rb — современное количество ^{87}Rb ; t — возраст минерала. Поскольку результаты анализов выражаются не в абсолютных количествах, а в изотопных отношениях, то нужные величины можно выразить по отношению к нерадиогенному изотопу стронция ^{86}Sr и написать

$$\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_o = \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_p + \left[\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right] (e^{\lambda t} - 1).$$

В настоящее время мы располагаем способом избавиться от первичного стронция, применяя метод построения изохрон. Вычисление возраста этим методом исходит из положения, что количество рубидия в разных частях пород или в минеральных фракциях разное. Отсюда следует, что в этих фракциях за геологическое время накапливаются разные количества радиогенного стронция. Но в этом случае отношение $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ как функция времени в каждой фракции будет одинаковым. Полученные в результате масс-спектрометрических измерений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в минеральных фракциях наносятся на график с соответствующими координатами. Точки ложатся на одну прямую линию, которая будет представлять собой изохрону. Изохрона как линия, соединяющая точки одного отношения, образует угол α с осью абсцисс. Очевидно, что тангенс этого угла равен

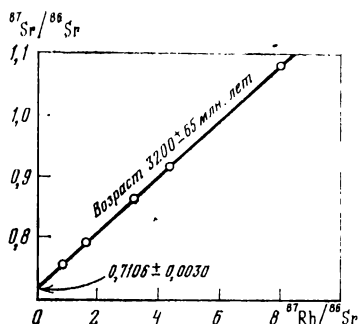
$$\text{tg } \alpha = \frac{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}} = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}}$$

и представляет собой отношение, по которому легко вычислить возраст. Пример такого построения для древнего гранита Центрального Трансвааля показан на рис. 9. На этом рисунке изохрона построена на основании определений изотопных отношений в пяти пробах гранита. В настоящее время построение изохрон широко исполь-

зуется при обработке данных стронций-рубидиевых изотопных соотношений. Этот способ вычисления возраста применяется как для горных пород вообще, так и для минералов и отдельных минеральных фракций.

Методом изохрон легко вычислить возраст, если в пробах отсутствует миграция рубидия или стронция или того и другого вместе. В данном случае порода в действительности представляет собой замкнутую геохимическую

Рис. 9. Изохрона возраста древнего гранита (из Трансвааля), построенная на основании экспериментальных данных о соотношении изотопов в пяти образцах (по: [Гамилтон, 1968])



систему. Если минерал или порода в течение времени своего существования представляли собой открытую систему в отношении рубидия и стронция, то мы встречаем на графике рассеяние точек, устраняющее возможность построения изохроны и получения правильного возраста. Отметим, что в естественных условиях имеют место случаи как оптимальной сохранности рубидия и стронция, так и противоположные. Как раз метод изохрон позволяет одновременно выяснить пригодность материала для определения возраста рубидий-стронциевым методом.

Из всех исследованных минералов и горных пород наиболее подходящими для рубидий-стронциевого метода оказались следующие: слюды, и в частности лепидолит, полевые шпаты (ортоклаз и микроклин) с повышенным содержанием рубидия, амфиболы и пироксены, также с повышенным содержанием рубидия. Осадочные минералы глаукониты обнаружили неполную сохранность рубидия и стронция, поэтому геохронологические данные для этих минералов надо принимать с большой осторожностью. При определении возраста глауконитов аргоновым и стронциевым методами довольно часто получаются одинаковые результаты.

Что касается магматических горных пород в целом, то лучшие результаты получены рубидий-стронциевым

методом для гранитов, их пегматитов и щелочных пород. В то же время большинство основных пород пригодно для стронциевого метода. Изотопные измерения, как правило, обрабатываются путем построения изохрон. Аналогичные определения выполнены для метеоритов и лунных пород.

Поскольку геохимия рубидия близка к геохимии калия и эти элементы часто сосредоточиваются в одних и тех же минералах одновременно, то соответственно для этих минералов можно использовать оба метода — калий-аргоновый и рубидий-стронциевый, а для отдельных образцов, возможно, и калий-кальциевый. В настоящее время рубидий-стронциевый метод получил широкое применение при определениях возраста преимущественно древних докембрийских пород в разных геологических районах.

Кроме геохронологических задач, измерения отношений изотопов стронция в горных породах помогают решать и другие, геохимические и петрологические задачи. Используются они для выяснения генетических взаимоотношений различных изверженных пород, для решения проблемы происхождения щелочных пород и карбонатитов. Весь процесс возникновения алюмосиликатной земной коры в результате дифференциации материала мантии существенно уточняется с помощью данных об изотопном составе стронция в различных горных породах из геологических и структурно разнообразных районов.

Самарий-неодимовый метод основан на α -распаде ^{147}Sm и превращении его в ^{143}Nd . Радиоактивного изотопа самария ^{147}Sm в природном самарии 14,97%, ^{143}Nd в естественном неодиме 12,7%. Оба элемента относятся к группе редкоземельных (лантанидов), имеют почти одинаковые геохимические свойства и встречаются вместе в одних и тех же минералах. Определение возраста минералов и горных пород по отношению $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Sm}$ было предложено совсем недавно.

Самарий-неодимовый метод был в основном разработан американскими учеными Д. де Паоло (1976 г.) и Г. Вассербургом (1981 г.) и применяется для датировки возраста древних докембрийских гранитов и лунных пород. Возраст минеральных образований, содержащих самарий, можно вычислить по уравнению

$$\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right] = \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_0 + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1),$$

где $\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]$ — полученное отношение изотопов неодайма в исследуемой пробе; $\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_p$ — первичный изотопный состав неодайма в момент образования минерала, $\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$ — отношение, измеренное в пробе; t — возраст минерала или породы.

В дальнейшем полученные изотопные данные обрабатываются методом построения изохрон. Изохроны проводятся на графике в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Аналитическая методика связана с количественным определением самария и неодайма методами изотопного разбавления на масс-спектрометре. Изохрона строится по полученным точкам, и ее наклон к оси абсцисс соответствует определенному возрасту, а точка пересечения с осью ординат (на которой отложены отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) соответствует первичному отношению изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. λ — постоянная распада ^{147}Sm — равняется $6,537 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$, что соответствует периоду полураспада $T = 1,06 \cdot 10^{11}$ лет, или 106 млрд. лет!!! Такая медленная скорость распада ^{147}Sm приводит к очень малому накоплению радиогенного изотопа ^{143}Nd , что требует исключительно чувствительных и точных аналитических определений. Самарий-неодимовый метод имеет большое преимущество перед всеми другими геохронологическими методами. Оно состоит в том, что родоначальный и радиогенный изотопы по своим геохимическим свойствам чрезвычайно близки, поэтому наложение и влияние различных геохимических процессов в любом промежутке времени не нарушают радиоактивного равновесия между материнскими и дочерними изотопами.

Рений-осмиевый метод основан на β -радиоактивном распаде изотопа рения ^{187}Re и превращении его в изотоп осмия ^{187}Os . Рений относится к довольно редким и рассеянным элементам земной коры, и значительные его концентрации довольно редки: максимальная (2—3%) обнаружена в минералах молибденитах (MoS_2).

Молибдениты встречаются в кварцевых рудных жилах в отдельных пегматитах, в которых первичный осмий практически отсутствует.

Таким образом, в молибденитах накапливается только радиогенный осмий. Возраст молибденитов вычисляется

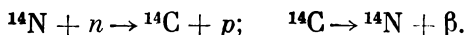
по отношению $^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re}$ с использованием формулы

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{187}\text{Re}} + 1 \right).$$

Следует отметить, что рений-осмиевый метод применяется довольно редко. Ввиду того что скорость распада ^{187}Re очень низкая, константа распада его определена с небольшой точностью. В перспективе рений-осмиевый метод при дальнейшей разработке может дать полезные результаты при датировке возраста рудных месторождений.

На распаде недолговечных изотопов и измерениях степени радиоактивного равновесия в природных телах основаны методы определения кратких промежутков геологического времени. Кратко охарактеризуем некоторые из них.

Радиоуглеродный метод был разработан американским физиком В. Либби в 1948 г. Он использует распад естественного радиоактивного изотопа углерода ^{14}C , который непрерывно порождается в атмосфере от воздействия космического излучения. Нейтроны, возникающие в верхних слоях атмосферы от космических лучей, легко реагируют с ядрами наиболее обильного в атмосфере азота и выбивают протон согласно процессу



Образовавшийся в атмосфере радиоуглерод ^{14}C со стабильными атомами углерода вступает в общий круговорот в биосфере и попадает в растения в процессе фотосинтеза. Затем он проникает в тела животных. После гибели растения количество ^{14}C со временем убывает по экспоненциальному закону и дает возможность определить момент захоронения остатков растительного либо животного происхождения. В целом метод применим только к молодым углеродистым образованиям. Современная удельная радиоактивность 1 г атмосферного углерода составляет 10 β -распадов в 1 мин. Такая слабая радиоактивность потребовала применения чувствительной радиометрической аппаратуры, которая и была сконструирована В. Либби.

Возраст ископаемых углеродистых образований нетрудно вычислить, измерив удельную β -активность, которая убывает по известному закону. Если современную удельную активность углерода обозначить I_0 , а активность исследуемого образца — I , то возраст можно вычислить

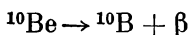
по формуле

$$I_0 = Ie^{\lambda t},$$

где λ — константа радиоактивного распада; t — возраст. Период полураспада радиоуглерода 5730 лет.

Радиоуглеродный метод приобрел большую ценность для историков, археологов и почвоведов, поскольку он охватывает лишь историческое время и позволяет устанавливать возраст углеродсодержащих образований не древнее 60 тыс. лет. Первые результаты применения радиоуглеродного метода в археологии хорошо совпали с историческими данными. Применение метода в геологии ограничивается лишь последними, заключительными этапами четвертичного периода, или антропогена. Метод используется при исследовании отложений торфяных болот и ископаемых почв.

Радиобериллиевый метод основан на распаде радиоактивного изотопа бериллия ^{10}Be . Последний образуется в верхних слоях атмосферы Земли при воздействии космических лучей на изотопы кислорода и азота путем ядерных реакций скалывания. Распад изотопа бериллия происходит по схеме



с периодом полураспада $T = 2,7 \cdot 10^6$ лет. Радиобериллиевый метод используется для установления геохронологии морских и океанических осадков.

Изотоп ^{10}Be из атмосферы приносится на поверхность Земли главным образом дождевыми водами и попадает в почву и морскую воду, где смешивается со стабильным изотопом ^9Be . Затем в океанической среде происходит осаждение бериллия.

Радиобериллиевый метод позволяет датировать неогеновые осадки океанического дна возрастом до 10 млн. лет. Однако установление возраста осадков и скорости их седиментации по вертикальному распространению в них ^{10}Be надежно лишь при условии, что интенсивность космических лучей в течение последних 10 млн. лет практически не менялась и миграция бериллия в осадках отсутствовала. Иначе говоря, нужно, чтобы содержание ^{10}Be в вертикальном разрезе осадка определялось только его радиоактивным распадом. Возраст отдельных прослоек океанических осадков может быть вычислен по формуле

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{10}\text{Be}_0}{^{10}\text{Be}} \right),$$

где $^{10}\text{Be}_0$ — содержание бериллия на поверхности осадков; ^{10}Be — содержание бериллия в исследуемом прослойке; t — возраст прослойка.

Результаты ряда исследований показывают, что скорость образования ^{10}Be менялась в довольно заметных пределах за последние 2,7 млн. лет в связи с вариациями интенсивности космических лучей. Это обстоятельство затрудняет получение надежных дат по радиобериллиевому методу.

Радиево-иониевый метод основан на распаде радия и иония в колонках морских глубоководных осадков. Метод позволяет устанавливать возраст тонких прослоек морских глубоководных отложений недавнего геологического прошлого. Идея метода впервые была высказана Л. Курбатовым в 1940 г. Ионий и радий являются промежуточными продуктами распада ряда урана, и их содержание в морской воде отличается от характерного для радиоактивного равновесия. На поверхность океанического дна отлагается избыточное количество радия и иония по отношению к равновесному состоянию с ураном. С глубиной в разрезе колонки морского ила количество этих радиоактивных элементов убывает благодаря распаду и доходит до равновесного соотношения с присутствующим ураном на определенном горизонте.

Если на самой поверхности иловых отложений океанического дна отлагается в настоящее время Io_0 , а в более глубоком прослойке Io_t , то по закону распада

$$\text{Io}_t = \text{Io}_0 e^{-\lambda t},$$

где λ — константа распада иония. Возраст прослойка t соответственно равен

$$t = \frac{1}{0,43245\lambda} \lg \frac{\text{Io}_0}{\text{Io}_t}.$$

При этом, естественно, допускается, что на поверхность океанического дна ионий поступает с постоянной скоростью. Аналогичным образом определяется возраст прослоек по радю, если его отлагается больше, чем иония. Это легко обнаружить по изменению хода кривой концентрации радия с глубиной в исследуемой колонке. Определение возраста радиевым методом охватывает время до 50 тыс. лет, иониевым — до 1 млн. лет. Применение метода ограничено донными морскими отложениями центральных частей океана, где можно ожидать относительно равномерного осаждения элементов. Метод также приме-

ним для определения возраста железо-марганцевых конкреций (стяжений) морского дна.

К вторичным методам определения геологического возраста относятся те, которые основаны на измерении различных вторичных эффектов в минералах, вызванных прямым или косвенным воздействием радиоактивности. Вторичные методы имеют подчиненное значение и используются крайне редко. Среди них выделяются методы плеохроических ореолов, кислородный и трековый.

При исследовании **плеохроических ореолов** преимущественно в слюдах с помощью микрофотометра измеряют интенсивность потемнения отдельных колец и путем сравнения этой интенсивности вычисляют возраст. Однако данный метод нельзя считать надежным, так как он использует вторичный эффект радиоактивности, имеющий в общем неоднородный характер, зависит от неоднородной структуры минерала, легко подвергается воздействию внешних факторов.

Кислородный метод учитывает кислород, освобождающийся в урановых минералах (окислах) при распаде урана. Образовавшийся за счет урана радиогенный свинец не может химически связать всего кислорода, и последний расходуется на дальнейшее окисление урана. Поэтому в более древних урановых минералах наблюдается повышенное отношение UO_3/UO_2 . Как отмечал в 1938 г. И. Е. Старик, метод можно использовать в качестве критерия хорошей сохранности урановых минералов. Самостоятельного значения он не имеет.

Метод треков осколочного деления заслуживает особого внимания. Он базируется на том, что во всех минералах, содержащих уран в небольших количествах, возникают структурные изменения, фиксирующие пробег осколков от спонтанного деления урана. Они видны в виде треков при увеличении под микроскопом. Обычно подсчитывается плотность этих треков, т. е. их число на единицу поверхности. Чем больше возраст минерала, тем больше плотность треков при прочих равных условиях. Для определения содержания урана образец минерала облучают нейтронами. Возникают новые треки от деления присутствующего урана, вызванного нейтронами. При этом возраст минерала будет являться функцией отношения числа треков от спонтанного деления урана к числу вновь появившихся треков на единицу площади или объема. Метод не очень точен, тем не менее его можно рассматривать как цовый способ исследования. В ряде случаев он позволяет

расшифровывать термическую историю породы, которая отражается в исчезновении части треков и искажает истинные величины возраста. В последнее время трековый метод используется для определения возраста молодых четвертичных вулканических пород и может уточнить геохронологию антропогена некоторых районов.

ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ, ЛУНЫ И МЕТЕОРИТОВ

Подсчеты возраста Земли по данным о соотношениях радиогенных и радиоактивных изотопов в разных материалах за последнее время привели к весьма важным результатам. Однако еще совсем недавно проблема возраста Земли была довольно сложной и трудной для разрешения. Возраст Земли не может быть моложе возраста самых древних горных пород, слагающих ее кору. Поэтому, учитывая все современные оценки радиологического возраста горных пород, представляется возможность отобрать наиболее высокие числовые значения. По мнению геологов, древнейшие породы следует искать на территории так называемых докембрийских щитов — обширных площадей вековых поднятий земной коры.

Докембрийские щиты сложены преимущественно гранитами и высокометаморфизованными породами — гнейсами и кристаллическими сланцами. Они выходят на поверхность в разных частях каждого материка. Так, на территории Европы имеется два таких щита: Балтийский, охватывающий Карелию, Финляндию и восточную часть Скандинавии, и Украинский, простирающийся в северо-западном направлении через всю Украину. В Северной Америке находится обширный Канадский щит, занимающий едва ли не треть поверхности всего материка. В Азии располагаются Анабарский и Алданский щиты на территории СССР, Северо-Китайский, Китайско-Вьетнамский, Индийский и Аравийский. В Южной Америке два щита — Гвианский и Бразильский. Обширные щиты есть в Африке и Австралии.

В пределах каждого щита несколько групп горных пород разного возраста обычно смяты в сложные складки и прорваны магматическими интрузиями. По условиям взаимного залегания было установлено, что в Северной Америке древнейшими являются породы так называемой Киватинской группы в районе Верхнего озера,

Таблица 10

Возраст древнейших горных пород и минералов

Порода, минерал, местонахождение	Метод определения	Возраст, млн. лет
Кристаллические породы, система Годтабид, Западная Гренландия	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	~3600
Гнейсы, Лабрадор, Канада	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	3800 ± 100
Циркон из гнейса, Миннесота, США	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	3600 ± 70
Гнейсы, Викан, Северная Норвегия	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	3500
Серия Онвервайт, Южная Африка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	3460 ± 70
Гнейсы, Блок Иилгарн, Западная Австралия	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	3440
Вулканогенные зеленокаменные породы, Блок Пилбар, Западная Австралия	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	3348 ± 43
Детритовый циркон из архейских песчаников, гора Наррейр, Западная Австралия *	Nd/Sm	$3510 - 3630$
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	3452 ± 16
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$4100 - 4200$

* Австралийские цирконы — древнейшие минеральные образования, но они находятся во вторичном залегании и их коренной источник неизвестен (по: [Compston, 1983]).

на Балтийском щите — свионийские гнейсы, в Южной Африке — Свазилендская группа.

Применение радиологических методов подтвердило древний возраст многих комплексов горных пород, развитых в докембрийских щитах (табл. 10). Следует отметить, что эти данные свидетельствуют о большой, ранее совершенно не подозреваемой древности земной коры. Они получены разными методами по разным минералам, собранным на самых различных участках поверхности суши.

К наиболее древним образованиям земной коры относится комплекс метаморфических пород в Западной Гренландии. Их возраст оценивается в 3800 млн. лет. Однако эту величину по целому ряду обстоятельств нельзя принимать в качестве истинного возраста Земли, так как древнейшие породы в принципе не отличаются от аналогичных пород более молодых геологических эпох. Иначе говоря, у нас нет доказательств того, что обнаруженные древнейшие породы возникли одновременно с образованием Земли как планеты. Первичная земная кора, которая в известной степени соответствовала бы дате завершения образования Земли, уничтожена под

действием внешних (ветер, вода, море, лед, деятельность живых организмов) и внутренних (магматическая деятельность, переплавление, метаморфизм) геологических агентов. По образному выражению Ч. Лайеля, первичный материал Земли перемолот на мельнице Нептуна и переплавлен в кузнице Вулкана.

Следовательно, на основании данных о возрасте древнейших минералов и горных пород можно сделать лишь один вывод — возраст Земли превышает 4000 млн. лет, а до этой даты наша планета прошла определенный, хотя и неизвестный путь развития.

На возраст Земли указывают данные исследований метеоритов — твердых тел Солнечной системы. Они относятся к наиболее изученным космическим телам и несут ценную информацию о ранних этапах развития Солнечной системы.

По составу и строению метеориты подразделяются на каменные, железокаменные и железные. Состоят метеориты из трех основных фаз: силикатной, металлической и сульфидной (троилитовой). Силикатный материал, представленный главным образом оливином Mg_2SiO_4 и пироксеном $MgSiO_3$, составляет основную часть каменных метеоритов. Никелистое железо — главный материал железных метеоритов. Троилит (FeS) содержится в разных метеоритах в относительно небольших количествах. Железокаменные метеориты сложены примерно из равных частей силикатного и металлического материала. Наиболее обогащена естественными радиоактивными элементами силикатная фаза метеоритов. В металлической фазе главные радиоактивные элементы, по которым можно определять возраст, практически отсутствуют.

Каменные метеориты, в свою очередь, подразделяются на хондриты и ахондриты. Хондриты относятся к наиболее многочисленному классу метеоритов. Выделяются они особой структурой. Хондриты состоят из хондр — шариков диаметром 0,1—2 мм («хондрос» по-гречески — зерно, крупа) — и сцементированы мелкозернистой массой такого же минерального состава. Ахондриты — это каменные метеориты, близкие по составу и структуре к земным магматическим породам основного и ультраосновного состава. В ахондритах отмечается повышенная концентрация тяжелых радиоактивных элементов — урана и тория.

К интересным результатам привел химический анализ метеоритов. Хондриты в целом и так называемые угли-

стые хондриты имеют тот же элементарный состав, что и Солнце. Расхождение устанавливается, естественно, только в отношении легких газов, которых много в материи Солнца. Изотопный состав наиболее распространенных химических элементов метеоритов, Земли и Солнца оказался практически одинаковым. Все эти данные весьма убедительно свидетельствуют в пользу того, что хондриты генетически связаны с веществом Солнца. Их можно рассматривать как тугоплавкую часть солнечного вещества.

Из сказанного становится ясным, насколько важно установление возраста метеоритов с максимально возможной точностью.

Каменные метеориты содержат торий, уран, калий, рубидий, самарий. Поэтому их возраст можно определять разными методами: свинцово-изотопным, калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и самарий-неодимовым. Что касается железных метеоритов, то из-за содержания в них ничтожного количества радиоактивных элементов возможности применения к ним геохронологических методов ограничены. Определение возраста этих метеоритов гелиевым методом, выполненное в свое время Ф. Панетом, привело к противоречивым результатам. Слишком широким оказался интервал значений — 6800—200 млн. лет. Кроме того, гелий в железных метеоритах порождается от ядерных реакций своего материала с космическими лучами. Этот космогенный гелий сильно мешает получению надежных чисел возраста. Некоторый выход из положения дают мелкие силикатные включения в железных метеоритах, которые пригодны для датировки калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами.

Впервые в СССР для определения возраста каменных метеоритов был применен Э. К. Герлингом аргоновый метод. Результаты измерений по аргону показывают, что часто величины возраста приходятся для бронзитовых и энстатитовых хондритов на интервал значений 4600—4200 млн. лет, а для углистых и других хондритов — на 4400—4200 млн. лет.

Сравнение изотопного состава свинца каменных метеоритов и земной коры показывает их большую близость (см. табл. 5). Однако радиогенного свинца в железных метеоритах очень мало, поскольку в них отсутствуют практически тяжелые радиоактивные элементы. Если принять свинец железных метеоритов как первичный, то можно выделить долю радиогенного свинца каменных

Таблица 11

Возраст каменных метеоритов и материала верхней литосферы по свинцово-изотопным отношениям

Источник свинца	Соотношение изотопов при $^{204}\text{Pb} = 1$			Радиогенная надбавка				Возраст, млн. лет
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Метеориты								
Нуево-Ларедо	50,28	34,86	67,97	40,72	24,44	38,26	0,60	4570
Форест-Сити	19,27	15,95	39,05	9,71	5,57	9,34	0,57	4500
Кунашак	19,64	16,24	40,04	10,08	5,82	10,33	0,58	4530
Земные породы								
Красная глина	18,95	15,76	38,92	9,39	5,32	9,21	0,57	4500
Базальт (Камчатка)	17,40	14,90	36,60	7,84	4,48	6,89	0,57	4500
Железный метеорит								
Каньон Диабло	9,56	10,62	29,71	—	—	—	—	—

метеоритов или литосферы Земли, накопившегося после образования Солнечной системы. И. Е. Старик и Э. В. Соболевич впервые установили, что изотопный состав свинца железных метеоритов подразделяется на две группы. К первой относится свинец с минимальным содержанием изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb (радиогенных компонентов). Изотопный состав свинца второй группы в общем имеет тот же порядок величин, что и для каменных метеоритов. В геохронологии принято считать, что свинец первичный соответствует свинцу первой группы. Такой свинец впервые был обнаружен американским физиком К. Паттерсоном в железном метеорите Каньон Диабло, затем он был обнаружен в других железных метеоритах — Бургабли, Толука, Биштюбе, Арус.

Возраст каменных метеоритов может быть вычислен по радиогенному свинцу. В данном случае доля радиогенного свинца определяется как разница между изотопным составом свинца каменных метеоритов и изотопным составом первичного свинца. В табл. 11 приведены данные по изотопному составу свинца некоторых каменных метеоритов, земных объектов и возрастны

значения, которые вычислены по известной формуле

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} = \frac{1}{137,8} \frac{(e^{\lambda_{2t}} - 1)}{(e^{\lambda_{1t}} - 1)},$$

где ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ — отношение радиогенных свинцов, указанное как радиогенная надбавка в правой части табл. 11. Обращает на себя внимание то, что возраст по свинцу как в метеоритах, так и в земных объектах практически совпадает в пределах значений 4600—4500 млн. лет. Эти числа находятся в согласии с данными аргонового и стронциевого методов.

Сравнительно позже к метеоритам стал применяться рубидий-стронциевый метод. В настоящее время возраст ряда метеоритных образцов вычислен разными методами. Некоторые определения возраста метеоритов по данным свинцового (${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$), аргонового (${}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K}$) и стронциевого (${}^{87}\text{Sr}/{}^{87}\text{Rb}$) методов представлены в табл. 12. Нетрудно видеть, что в большинстве случаев результаты совпадают. Наибольшее расхождение отмечается для данных аргонового метода, что, по всей вероятности, связано с потерей радиогенного аргона в течение истории метеоритов. Однако чаще максимальные значения возраста по аргону хорошо согласуются с данными свинцового и стронциевого методов. В принципе близки данные свинцового и стронциевого методов. Таким образом, возраст метеоритов равен 4550 ± 100 млн. лет. Это, несомненно, указывает на то, что 4550 млн. лет назад уже существовали планеты Солнечной системы и возраст Земли недалек от этой величины.

Особого внимания заслуживают данные о возрасте горных пород поверхности Луны и о Луне в целом. Доставленный в земные лаборатории материал Луны с помощью экипажей космических кораблей «Аполлон» и автоматических приспособлений «Луна» был подвергнут самому тщательному и всестороннему исследованию. При этом были получены весьма важные и интересные данные.

Поверхность Луны состоит из лунных возвышенностей и лунных морей. Возвышенности более древние и сложены главным образом основными магматическими кристаллическими породами — анортозитами. Лунные моря представляют собой пониженные участки рельефа, залитые застывшей лавой основного состава — лунными базальтами. Радиологические и изотопные измерения,

Таблица 12

Возраст метеоритов по данным разных методов

Метеориты	Возраст, млн. лет		
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$
Хондриты			
Форест-Сити	4500	~4700	4670
Модок	4420	—	—
Саратов	4640	—	—
Кунашак	4530	—	>3800
Еленовка	4420	—	>4000
Холбрук	4660	—	4400
Ричардтон	4560	—	>4150
Альенде	4560	4570	4550
Аби	4580	—	—
Сан-Северин	4550	—	—
Лост-Сити	—	4680	>4100
Ахондриты			
Нуево-Ларедо	4570	—	>3600
Нортон-Каунти	4500	~4700	4500
Пасамонте	4530	4540	>3800
Иовинас	—	4570	—
Ангра-дос-Реис	4550	4620	—
Ибитира	—	4570	—
Железные метеориты (по силикатным включениям)			
Викеру	—	4500	4560
Тодука	—	4600	4540
Фор-Корнерс	—	4500	4640
Гуарена	—	4560	—
Коломера	—	4560	—

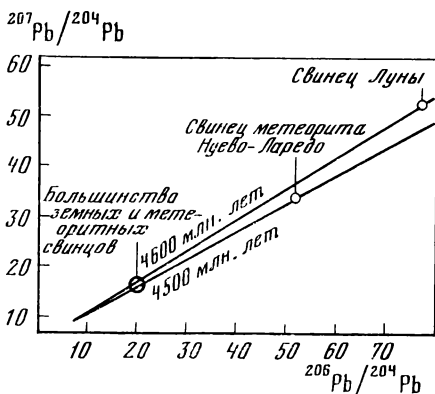
выполненные преимущественно калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, показали, что возраст анортозитов на Луне 4500—4000 млн. лет. Причем возраст самых древних образцов совпадает с возрастом планеты. Значит, первичная лунная кора возникла вскоре после образования самой Луны. Во всяком случае, на Луне сохранились во многих местах участки первичной коры, которые на Земле полностью уничтожены действием геологических агентов. Возраст лунных базальтов находится в пределах 3600—3300 млн. лет. Среди базальтов

выделяются две возрастные группы: более древняя (3600—3500 млн. лет) представлена базальтами из Моря Спокойствия, более молодая (3300—3100 млн. лет) — базальтами из Океана Бурь, Моря Дождей и отчасти из Моря Изобилия («Луна-16»).

Таким образом, поверхность Луны сложена горными породами, возраст которых в одних случаях (например, с «морскими» базальтами) совпадает с возрастом древнейших пород Земли, в других — существенно превышает возраст любых земных пород и приближается к возрасту

Рис. 10. Возраст метеоритов, Земли и Луны по свинцово-изотопным данным

Точки соответствующих изотопных отношений располагаются в пределах возрастов от 4600 до 4500 млн. лет



Луны. Состав и возраст лунных пород определенно указывают, что интенсивная магматическая деятельность прекратилась на Луне очень давно.

Возраст изученных тел Солнечной системы можно вычислить методом изохрон — прямых, наклон которых к оси абсцисс является функцией возраста. На рис. 10 изображен график с двумя изохронами, соответствующими возрастным значениям 4600 и 4500 млн. лет. Точки изотопных отношений свинца $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ земной коры, каменных метеоритов и лунного грунта попадают между этими двумя изохронами. Такое совпадение не случайно, и отсюда можно заключить, что возраст 4550 ± 50 млн. лет соответствует времени завершения формирования Земли, Луны и родоначальных метеоритных тел — астероидов. Вероятно, это и возраст всех других планет Солнечной системы, пока еще не изученных в изотопном и радиологическом отношениях.

Таким образом, изотопные данные неопровержимо свидетельствуют о громадном возрасте Земли. Дальнейшая задача научных исследований в области ядерной гео-

хронологии будет заключаться в уточнении его величины. Сейчас можно полагать, что возраст Земли как самостоятельно эволюционирующей планеты определен с погрешностью не более $\pm 2\%$.

ХРОНОЛОГИЯ РАННЕЙ ИСТОРИИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

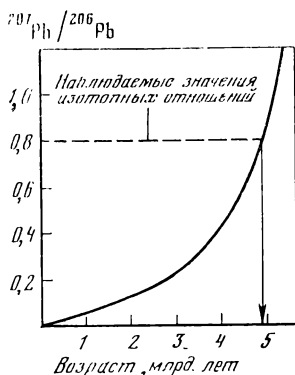
Вещество, из которого сложены Земля и планеты Солнечной системы, представляет собой определенный набор атомов химических элементов. Современная астрофизика рисует самые фантастические картины рождения вещества, связанного с эволюцией расширяющейся Вселенной, а затем с эволюцией крупных звездных систем, где происходили процессы естественного синтеза всех известных и неизвестных еще изотопов.

Те радиоактивные элементы, которые используются для измерения возраста геологических формаций Земли, метеоритов и горных пород Луны, должны были возникнуть в далекой космической предыстории вещества всей Солнечной системы. В противном случае их существование как элементов непрерывно распадающихся было бы просто невозможно. Таким образом, современная радиоактивность Земли и планет — отражение событий далекого прошлого в истории самого вещества. И действительно, каков возраст химических элементов Солнечной системы? Как определить ту дату, с которой ведут отсчет времени естественные радиоактивные изотопы? Какова хронология ранней истории Солнечной системы? Сколько времени прошло между образованием атомов урана и началом возникновения планет, и в том числе нашей Земли?

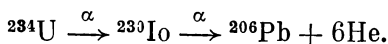
Перечисленные вопросы имеют немаловажное научное значение. Прежде всего остановимся на вопросе о том, каков возраст урана, завершающего таблицу Менделеева. В то же время следует отметить, что возраст Земли не должен превышать возраста урана, так как при любом способе существования нашей планеты в далеком прошлом в ней был невозможен естественный синтез таких элементов, как уран, торий и др.

Возраст урана в первом приближении можно подсчитать, предположив, что все изотопы свинца ^{206}Pb и ^{207}Pb метеоритов, земной коры и Луны возникли исключительно от распада урановых изотопов ^{238}U и ^{235}U . Элементарные расчеты, основанные на известных соот-

Рис. 11. Отношение свинцовых изотопов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ как функция возраста вещества



ношениях $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в изученном материале Солнечной системы, показывают, что образование тяжелых ядер происходило 6000—5000 млн. лет назад. На рис. 11 представлена зависимость возраста урана от отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в известном земном и космическом материале. Однако подобного рода расчеты совершенно игнорируют присутствие собственно нерадиогенных компонентов в составе изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb , что должно приводить к снижению возрастной оценки. Следует отметить, что более вероятно повышенное содержание нерадиогенного компонента в составе изотопа ^{206}Pb , как изотопа четного. Часть его при прочих равных условиях могла образоваться от распада ^{234}U и ^{230}Th по цепочке распада:



Следовательно, изотоп ^{206}Pb мог появиться при ядерном синтезе в повышенном количестве против нормального равновесного соотношения с ^{238}U . В обстановке быстрого процесса нейтронного захвата (о нем будет сказано позже) выполнялись условия для интенсивного образования преимущественно первичного ^{206}Pb . Это обстоятельство снижает высокие значения расчета возраста урана по свинцу.

Впервые вычислять возраст урана с допущением определенного первичного соотношения его изотопов $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ предложил Э. Резерфорд. Для расчета использовалась элементарная формула

$$\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} = \frac{1}{137,8} \frac{e^{\lambda_2 t}}{e^{\lambda_1 t}}.$$

Резерфорд принимал соотношение урановых изотопов в момент завершения их образования равным 1. При этом оказалось, что возраст урана близок к 6000 млн. лет. Но если даже допустить, что первичное отношение $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ равнялось 3, то и в этом случае получается

величина, недалекая от приведенной. Однако первичное отношение урановых изотопов, равное 1 и тем более 3, следует считать завышенным. Если учесть космическую распространенность изотопов в пределах каждого четного элемента, то нетрудно заметить, что по распространению нечетный изотоп всегда уступает четному. Так, отношение изотопов нечетных массовых чисел (A) к изотопам четных составляет не более половины у тяжелых элементов периодической системы Менделеева, непосредственно прилегающих к радиоактивным элементам. Поэтому со значительно большей долей вероятности можно полагать, что первичное отношение $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ приближалось к 0,5. А если принять это последнее значение, то возраст урана окажется 5100 млн. лет.

Более высокие величины возраста урана следует исключить, так как увеличение его приводит к резкому возрастанию и преобладанию изотопа свинца ^{207}Pb . Поэтому можно считать, что истинный возраст урана Солнечной системы недалек от 5000 млн. лет. Отсюда вытекает неизбежный вывод о том, что почти 5000 млн. лет назад вещество Земли и всех планет Солнечной системы находилось в термодинамических условиях, при которых совершался естественный синтез тяжелых радиоактивных, а также тяжелых стабильных элементов.

Поскольку в условиях существования Земли при данной ее массе и любой допустимой температуре синтез ядер происходить не может, то естествен вывод, что около 5000 млн. лет назад Земли еще не существовало, а был лишь создан или создавался материал, впоследствии пошедший на построение всей Солнечной системы.

Следует отметить, что согласно современным астрофизическим представлениям синтез таких тяжелых элементов, как уран, не мог происходить и в Солнце при его современной массе. Поэтому примерно 5000 млн. лет — это, вероятно, дата рождения всего вещества Солнечной системы или, во всяком случае, какой-то его части. Но где мог происходить синтез тяжелых ядер?

Теоретические исследования астрофизиков показывают, что подобного рода синтез мог происходить в массивных звездах, в так называемых Сверхновых. Они характеризуются необычайно яркими катастрофическими вспышками, связанными с особыми процессами сжатия, взрывным сгоранием легких элементов и мощными потоками нейтронов из центральных частей, которые, облучая окружающие легкие и средние ядра, приводят к образо-

ванию тяжелых элементов типа урана и трансурановых. Таким образом, хронология существования тяжелых элементов выходит за рамки собственно геологической хронологии и охватывает время космическое. В связи с этим очень важно установить раннюю хронологию Солнечной системы — между завершением ядерного синтеза и началом формирования в ней твердых тел.

Возраст метеоритов, полученный разными методами, представляется как возраст достаточно обоснованный и надежный. Он выражает время, прошедшее после затвердевания (кристаллизации) родоначального метеоритного тела до современного момента. Оно может быть обозначено t , а промежуток времени между окончанием процессов ядерного синтеза и затвердеванием метеоритного вещества — Δt . В этом случае возраст тяжелых радиоактивных ядер типа урана t_U составит сумму:

$$t_U = t + \Delta t.$$

За последнее время открылась возможность определить Δt разными методами и тем самым уточнить раннюю хронологию Солнечной системы. Интервал времени между моментами окончания естественного ядерного синтеза и застывания метеоритного материала вычисляют по избытку в метеоритах изотопа ксенона ^{129}Xe — продукта распада радиоактивного йода ^{129}I , который к настоящему времени вымер. Затем вычисление можно произвести по тяжелым изотопам ксенона ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe , ^{136}Xe — продуктам спонтанного осколочного деления преимущественно плутония ^{244}Pu .

Указания на хронологию ранних этапов может дать и трековый метод. Так, определенный хронологический интервал вычисляется по сравнению избытка треков, вызванных спонтанным делением ^{244}Pu в метеоритных минералах, с тем числом треков, которые порождены только лишь спонтанным делением ^{238}U .

Р. Л. Флейшер и другие исследователи (1965, 1968 гг.) определили удельную плотность треков от спонтанного деления в разных минералах железного метеорита Толука, содержащего включения силикатных минералов. Возраст, измеренный по этим силикатным включениям, 4550 ± 50 млн. лет (см. табл. 12).

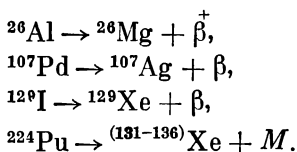
Данные расчетов показывают, что если принять первичное отношение $\text{Pu}/\text{U} = 1 : 45$, то возраст окажется в пределах значений 460—99 млн. лет, а если принять 1:2 (что маловероятно), то 925—535 млн. лет. Метод треков

в данном случае дает мало надежные величины. Он позволяет лишь ориентировочно подсчитать возраст тяжелых элементов — $4550 + 280 \pm 180$ млн. лет. Как видно, точность оставляет желать много лучшего. Однако наиболее существенный недостаток трекового метода заключается в том, что значительная часть треков могла быть вызвана осколочным распадом других вымерших трансурановых изотопов, кроме ^{244}Pu , например кюрием ^{247}Cm .

Это обстоятельство способно сильно снизить расчетные значения величины Δt . Однако эту величину можно вычислить и по другим недолговечным изотопам и продуктам их распада.

Расчет возраста урана показывает, что синтез тяжелых ядер совершался незадолго до образования Земли, планет и родоначальных метеоритных тел. Если это так, то в процессе синтеза должны были возникать многочисленные недолговечные радиоактивные изотопы, которые вскоре вымерли. Определенная их часть с полупериодом 10^6 — 10^8 лет могла дожить до образования твердых тел Солнечной системы и оставить следы своего существования в виде изотопных аномалий.

Те недолговечные радиоактивные изотопы, которые какое-то время существовали в ранней истории Солнечной системы и могут быть использованы в хронологических целях, представлены в табл. 13. Распад этих изотопов происходит по схемам



Доказательства существования в прошлом радиоактивных изотопов, перечисленных выше, в настоящее время найдены в изотопных аномалиях продуктов их распада. Такими местами оказались отдельные фазы известных и изученных к настоящему времени метеоритов. Так, ^{26}Al концентрировался в богатых минералах — полевых шпатах, встречаемых во многих каменных метеоритах. Радиоактивный ^{107}Pd , как элемент сидерофильный, мог накапливаться в металлической фазе каменных метеоритов либо непосредственно в железных метеоритах. Радиоактивный ^{129}I совместно со стабильным изотопом ^{127}I концентрировался в хондритах, обогащенных летучими, а ^{244}Pu ,

Таблица 13

Свойства основных недолговечных радиоактивных изотопов

Радиоактивный изотоп	Период полураспада, лет	Тип распада	Продукт распада	
			Стабильный изотоп	Распространенность, %
Алюминий ^{26}Al	$0,74 \cdot 10^6$	β	^{26}Mg	11,17
Палладий ^{107}Pd	$7 \cdot 10^6$	β	^{107}Ag	51,35
Иод ^{129}I	$1,7 \cdot 10^7$	β	^{129}Xe	26,44
Плутоний ^{244}Pu	$8,2 \cdot 10^7$	α	(^{232}Th)	100,0
		Осколочное деление	$^{131}\text{Xe}, ^{132}\text{Xe}, ^{134}\text{Xe}, ^{136}\text{Xe}$	--

геохимия и космохимия которого близки к таковым тория, урана и актиноидов вообще, — в ахондритах. Какие же в настоящее время данные свидетельствуют о былом существовании ныне вымерших изотопов?

Изотоп ^{26}Al , строго говоря, нельзя считать вымершим. Он существует на Земле и Луне в современную эпоху, но его порождение происходит непрерывно за счет ядерных реакций планетарного материала с космическими лучами. Так, в результате бомбардировки поверхности Луны частицами высоких энергий (протонами, легкими ядрами) возникают довольно многочисленные радиоактивные изотопы, среди которых обнаружен ^{26}Al . В атмосфере Земли также образуются легкие радиоактивные изотопы путем взаимодействия космических протонов и вторичных нейтронов с атомами (нуклидами) атмосферных газов. Однако процессы такого рода дают незначительный количественный эффект. Во всей биосфере Земли ^{26}Al очень мало — 1,7 т, однако в период образования планет Солнечной системы, при интенсивном протонном излучении первичного Солнца, его могло быть больше.

В 1970 г. в зернах полевого шпата двух каменных метеоритов впервые было обнаружено повышенное отношение изотопов $^{26}\text{Mg}/^{25}\text{Mg}$ по сравнению с земными стандартами и образцами пород, обогащенными обычным магнием. В 1977 г. в каменном метеорите (хондрите) Альенде, упавшем в Мексике в 1969 г., Т. Ли и Г. Вассербург нашли избыток изотопа ^{26}Mg (10%) как радиоактивного продукта. Этот избыток строго коррелируется с повышенным содержанием ^{27}Al , и поэтому можно счи-

татъ доказанным, что данный образец метеорита в прошлом действительно содержал радиоактивный изотоп ^{26}Al . Ряд исследователей высказали предположение, что быстрый распад ^{26}Al мог вызвать нагрев и плавление первичных планет и родоначальных метеоритных тел достаточно большого размера.

Радиоактивный изотоп палладия ^{107}Pd , как и шесть его стабильных изотопов, должен был накапливаться в метеоритном металлическом железе. В метеоритной металлической фазе отношение Pd/Ag колеблется в пределах 30—900, однако повышенного содержания изотопа ^{107}Ag как продукта распада ^{107}Pd долгое время обнаружить не удавалось, несмотря на тщательные измерения изотопного состава метеоритного серебра.

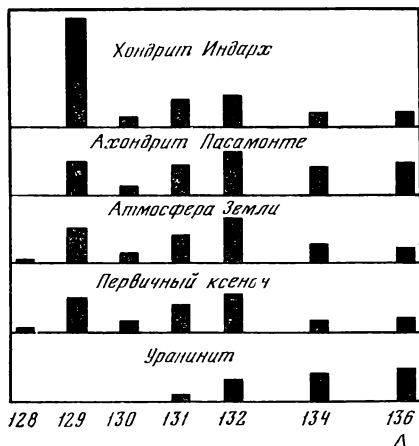
В земных условиях обычное серебро состоит из смеси двух стабильных изотопов — ^{107}Ag и ^{109}Ag , с относительным распространением соответственно 51,35 и 48,65%. Некоторое превышение распространенности ^{107}Ag вполне могло быть связано с вхождением в состав этого изотопа радиогенного серебра. Лишь в 1978 г. В. Келли и Г. Вассербург нашли следы распада палладия (^{107}Pd) в двух железных метеоритах — Санта-Клара и Пиньон. В образце метеорита Санта-Клара отношение $^{107}\text{Ag}/^{109}\text{Ag}$ оказалось на 4% выше, чем в среднем у земных объектов.

В свете полученных данных присутствие радиоактивного палладия ^{107}Pd на ранних этапах развития Солнечной системы несомненно. На основании измеренного масс-спектрометрическим способом отношения $^{107}\text{Ag}/^{110}\text{Pd}$ некоторые исследователи рассчитали первичное отношение $(^{107}\text{Pd}/^{110}\text{Pd}) \geq 2 \cdot 10^{-5}$. В последнее время изотопные аномалии серебра, как и следы распада радиоактивного палладия, были обнаружены также в других железных метеоритах, в частности в метеоритах Гоба и Глаутотенек.

Радиоактивный изотоп ^{129}I оставляет после себя стабильный изотоп ксенона ^{129}Xe , который, как элемент подвижный, накапливается в атмосфере Земли. О радиогенном происхождении ^{129}Xe можно было предполагать на основании того, что из девяти стабильных изотопов ксенона ^{129}Xe по распространению занимает первое место. Однако в 1960 г. Дж. Рейнольдс обнаружил резко повышенное аномальное распространение ^{129}Xe в ряде каменных метеоритов. С помощью аналитических исследований было доказано, что повышенное распространение ^{129}Xe в некоторых хондритовых метеоритах сопровож-

Рис. 12. Изотопный состав ксенона различных источников

Содержание изотопа ^{129}Xe резко повышено у хондрита Индарх; в ахондрите Пасамонте повышено содержание изотопов с массами 131, 132, 134, 136; в уранините устанавливается ксенон осколочного происхождения



дается повышенным содержанием стабильного изотопа йода ^{127}I . Это, естественно, объясняется тем, что вымерший радиоактивный йод, породивший радиогенный ксенон, имел одинаковые химические свойства со стабильным изотопом йода, и накапливались они вместе в отдельных фазах каменных метеоритов. Данные об изотопном составе ксенона из разных источников представлены на рис. 12.

На изотопном составе природного ксенона отразилось осколочное деление тяжелых ядер типа урана и трансурановых элементов, как это видно на рис. 12, где уранинит содержит только продукты осколочного деления урана — изотопы ксенона с массами 131, 132, 134, 136. Из всех изотопов трансурановых элементов наиболее долгоживущим является ^{244}Pu . В последнее время получены многочисленные данные о повышенном содержании ^{244}Pu в прошлом в каменных метеоритах, преимущественно ахондритах.

Первые указания на присутствие плутония в ранней истории Солнечной системы были получены в 1965 г. на основании изотопного анализа метеоритного ксенона. Из всех продуктов спонтанного осколочного деления тяжелых ядер ксенон оказывается наиболее обильным. Он составлял почти 20% всех продуктов деления. Осколочный ксенон к тому же представлен наиболее тяжелыми изотопами ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe , ^{136}Xe . При осколочном распаде плутония происходит образование преимущественно этих изотопов.

Для того чтобы выделить ксенон ядерного распада, необходимо знать изотопный состав обычного первичного ксенона. Этот первичный ксенон Солнечной системы с минимальной примесью ксенона от осколочного деления (физиогенного) отчасти можно обнаружить по данным для лунного грунта. В этом грунте накопилось вещество солнечного ветра, включающее также ксенон. Другим источником сведений о первичном ксеноне могут быть углистые хондриты с наиболее высоким содержанием первичных газов вообще. На рис. 12 видно, что в ахондритовом метеорите Пасамонте и отчасти в атмосфере Земли имеется явный избыток тяжелых изотопов ксенона с массами 131, 132, 134, 136, который не мог образоваться в результате осколочного деления только одного урана, а должен был иметь дополнительный источник. Наиболее вероятно, что таким источником стал изотоп плутония ^{244}Pu . Согласно расчетам, выполненным в 1971 г., около 4600 млн. лет назад, в эпоху образования Земли, отношение $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ было равным 0,015. В связи с этим можно полагать, что в начале существования Земли в ее состав действительно входил ^{244}Pu в количествах, вполне соизмеримых с количеством таких элементов, как золото, скандий, таллий или висмут. Если первоначальное отношение плутония к урану принять равным 0,015, то Земля в эпоху своего рождения содержала примерно $4 \cdot 10^{12}$ т ^{244}Pu . В настоящее время можно считать доказанным, что в ранние эпохи истории Солнечной системы плутоний присутствовал и давал значительную продукцию радиогенного тепла.

Данные по распространению и соотношению изотопов ксенона в материале метеоритов неоднократно были ис-

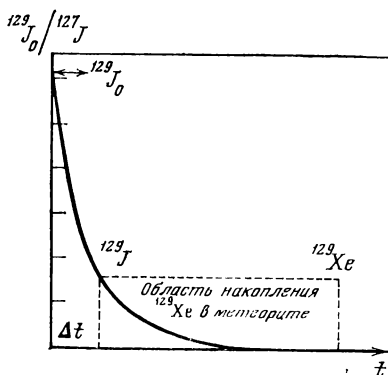


Рис. 13. Распад радиоактивного йода ^{129}I и накопление радиогенного ксенона ^{129}Xe в твердом веществе метеоритов

Δt — промежуток времени от образования $^{129}\text{I}_0$ до затвердевания метеорита

пользованы для вычисления ранней хронологии Солнечной системы. При этом в первом приближении наиболее удобной оказалась изотопная пара ^{129}I — ^{129}Xe .

Накопление ^{129}Xe на ранних этапах развития Солнечной системы представлено на рис. 13. Зная первоначальное количество $^{129}\text{I}_0$ после завершения процессов ядерного синтеза и количество ^{129}I , попавшее в метеорит во время его затвердевания, можно вычислить величину Δt . При этом допускается, что весь ^{129}I , попавший в метеорит, превратился в конце концов в ^{129}Xe .

Допустим, что в конце процессов ядерного синтеза первоначальное отношение изотопов йода было $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_0$, а после истечения времени Δt оставалось $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})$. Обозначая константу распада йода λ и используя экспоненциальный закон радиоактивного распада, можно написать

$$\left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right)_0 = \left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right) e^{\lambda \Delta t},$$

где $\left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right)$ — изотопный состав йода, попавшего в первые твердые тела в Солнечной системе. Поскольку все количество ^{129}I превратилось в ^{129}Xe , то

$$\left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right) = \left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{127}\text{I}}\right),$$

откуда следует, что

$$\left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right)_0 = \left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{127}\text{I}}\right) e^{\lambda \Delta t}.$$

В окончательном виде получаем

$$\Delta t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right)_0 \frac{^{127}\text{I}}{^{129}\text{Xe}} \right].$$

Предполагаемые значения отношения $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_0$ для Δt от 30 до 66 млн. лет. Однако расчеты исходили из того, что возникновение ^{129}I во время ядерного синтеза было процессом кратковременным. Если предположить, что процесс ядерного синтеза, согласно модели Г. Вассербурга, В. Фоулера и Ф. Хойла, длительный, то значения для Δt будут несколько иными. Результаты расчетов по двум моделям представлены в табл. 14. Как видим, величина Δt находится в пределах 254—34 млн. лет. Такое расхождение, вероятно, является результатом различного во времени процесса консолидации родоначальных метео-

Таблица 14

Значения Δt по разным метеоритам в зависимости от моделей ядерного синтеза, млн. лет

Метеорит	Длительный ядерный синтез	Краткий ядерный синтез	Метеорит	Длительный ядерный синтез	Краткий ядерный синтез
Аби	47	$51,5 \pm 2$	Брудерхейм	107	$34,3 \pm 6$
Индарх	77	—	Реназо	—	66 ± 6
Сент-Маркс	52	—	Меррей	128	—
Бирдслей	254	—	Сардис, трои-лит	238	—
Ричардтон	97	$51,5 \pm 2$			

Таблица 15

Значения Δt при разных вариантах расчета, млн. лет

Метеорит	$^{244}\text{Pu} - \text{Xe}$	$^{129}\text{I} - ^{129}\text{Xe}$	Метеорит	$^{244}\text{Pu} - \text{Xe}$	$^{129}\text{I} - ^{129}\text{Xe}$
Брудерхейм	144 ± 46	134 ± 5	Накхла	250 ± 30	210 ± 20
Файетвилль	130 ± 40	130 ± 5	Лафайет	190 ± 20	112 ± 20
Пасамонте	280 ± 10	275 ± 5			

ритных тел. Одни из них возникли раньше, другие на несколько десятков миллионов лет позже.

Дополнительные расчеты были сделаны по тяжелым изотопам ксенона ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe и ^{136}Xe как продуктам осколочного спонтанного деления ^{244}Pu . Допуская различные значения первичного отношения $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$, получим Δt в тех же самых пределах, что и по изотопной паре $^{129}\text{I} - ^{129}\text{Xe}$, а именно 250–50 млн. лет. Значения Δt по разным способам расчета представлены в табл. 15.

В связи с тем что радиоактивные элементы как геологические и космологические хронометры создавались в космической предыстории вещества Солнечной системы, кратко остановимся на процессах формирования самого вещества.

Рождение атомов из других форм материи относится к самым ранним событиям в истории Вселенной. Благодаря развитию астрофизики расширение Вселенной установлено как реальный факт. Галактики, представляющие

сейчас скопления миллиардов звезд, разбегаются в разные стороны. С этим эффектом расширения 18 ± 2 млрд. лет назад было связано рождение первых атомов водорода и гелия. Открытие реликтового космического излучения в 1965 г. в области тепловых волн, равномерно заполняющего всю Вселенную, дает нам первую информацию относительно физических условий ее существования на ранних этапах развития. Вся видимая Вселенная была совершенно непохожа на современную. Довольно ограниченное пространство было заполнено плазмой — горячим газом, состоящим из электронов, ядер водорода и гелия. Частицы излучения — фотоны при этом даже преобладали. В процессе Большого Взрыва началось расширение Вселенной, что привело к преобладанию атомного вещества, состоящего из водорода и гелия. Это примитивное вещество в скором времени пошло на образование галактик. Весьма важным в истории вещества был переход от первоначально изотропной Вселенной к Вселенной анизотропной, наполненной галактиками.

В новорожденных галактиках путем сгущения первичного газа рождались звезды первых поколений, состоящие из водорода и гелия. В дальнейшей эволюции наиболее массивных звезд происходил ядерный синтез, который привел к образованию всех элементов таблицы Менделеева. Синтез химических элементов из водорода и гелия проходил в направлении построения сначала легких, потом средних и наконец самых тяжелых трансурановых элементов путем различного рода ядерных процессов в недрах звезд.

Теория происхождения химических элементов в звездных условиях была разработана астрофизиками Э. Бербидж, М. Бербидж, В. Фоулером и Ф. Хойлем. В нашей стране этой проблемой занимался В. В. Чердынцев. Эволюцию древних звезд связывали с процессами ядерного синтеза. Возникновение элементов из водорода, и поныне господствующего во Вселенной, явилось результатом ряда ядерных процессов.

Поскольку некоторые из них, в частности процессы быстрого нейтронного захвата, могли совершаться в массивных звездах, проходивших стадию интенсивной вспышки, то, естественно, возникли идеи, что часть вещества Солнечной системы в прошлом была связана со взрывом Сверхновой. При этом совершался синтез тяжелых атомных ядер типа урана и трансурановых элементов. Э. В. Собонович, Дж. Рейнольдс и др. допускали, что

взрыв Сверхновой, породивший тяжелые элементы, произошел в окрестности протосолнечной туманности около 4700 млн. лет назад. По мнению Э. В. Собоновича [1974], планетное вещество — это некоторый суммарный продукт непрерывного ядерного синтеза, к которому за 200—100 млн. лет до образования Солнечной системы были добавлены продукты взрыва Сверхновой.

Следует, однако, отметить и более вероятную идею о том, что все вещество Солнечной системы возникло непосредственно из Сверхновой. Детальные измерения изотопного состава целого ряда элементов в метеоритах обнаружили заметные неоднородности. Данные по космохимии изотопов указывают на то, что остатки Сверхновой и примитивное вещество Солнечной системы одно и то же. На основании этих данных американский геохимик О. Мануэл [1981] предложил модель ядерного синтеза, связанную с процессами в Сверхновой при ее предварительном сжатии и последующем взрыве преимущественно в экваториальной плоскости, что определило образование дископодобной туманности. Таким образом, непосредственным предком Солнечной системы была космическая система. В ней формировались химические элементы путем разного рода ядерных реакций, что отразилось на изотопном составе элементов и на неоднородности этого состава.

Проблема космической хронологии в связи с происхождением атомных ядер и Солнечной системы рассматривалась Ю. А. Шуколюковым и Л. К. Левским (1972 г.), Э. В. Собоновичем (1970 г.), А. К. Лаврухиной (1976 г.), В. П. Чечевым и Я. М. Крамаровским (1978 г.).

Одну из моделей космической истории вещества Солнечной системы предложили французские астрофизики Г. Ривс и Ж. Одюз (1968 г.). Они поместили две группы процессов, определивших распространенность элементов.

1. Звездный ядерный синтез, или галактогенез,— группа процессов, происходивших до отделения от первичного Солнца протопланетного материала.

2. Протонное облучение материала, отделившегося от Солнца. Источником его было главным образом Солнце, которое, по ряду астрофизических соображений, в раннюю стадию развития отличалось интенсивной протонной радиацией. Протоны космических лучей от галактических областей создавали значительно меньший эффект.

В результате первой группы процессов образовалось большинство элементов, в том числе ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th ,

^{244}Pu , ^{247}Cm , ^{129}I , ^{107}Pd и другие радиоактивные изотопы. Они служат нам сейчас в качестве хронометров для измерения геологического и космического времени.

Вторая группа процессов, при которых происходили реакции отщепления, привела к возникновению многочисленных легких радиоактивных изотопов, в том числе ^{10}Be и ^{26}Al . Таким образом, ^{10}Be и ^{26}Al образовались как продукты солнечной иррадиации околосолнечного газа, в дальнейшем конденсировавшегося в твердые частицы и пошедшего на построение планет и астероидов.

Основываясь на распаде долгоживущих радиоактивных элементов, Ю. А. Шуколюков и Л. К. Левский составили хронологическую шкалу процессов в Галактике и Солнечной системе, условно разделив их на астрономические и ядерно-физические. Хронологическую последовательность важнейших естественноисторических событий предложил Э. В. Соболевич [1974]:

15 ± 4 млрд. лет назад — начало формирования звезд первого поколения, образование в них первых ядер элементов за счет медленных процессов нейтронного захвата (синтез в звездах продолжается и поныне);

12 ± 2 млрд. лет назад — начало синтеза тяжелых и сверхтяжелых ядер (в том числе урана, тория и др.) в Сверхновых звездах первого типа за счет быстрых процессов нейтронного захвата (начало формирования звезд второго и последующих поколений);

5—4,7 млрд. лет назад — образование протосолнечной туманности, вспышка последней Сверхновой в ее окрестностях, «заражение» вещества туманностей материалом, обладающим радиоактивностью;

4,7—4,6 млрд. лет назад — консолидация зародышей и тел из смеси «зараженного» радиоактивностью и реликтового вещества. Образование Солнца, планет и мелких тел Солнечной системы типа астероидов;

4,6—4 млрд. лет назад — дифференциация вещества наружных частей планет, консолидировавшихся из материала, обогащенного радиоактивностью.

Следует отметить, что датировка важнейших событий до образования Солнечной системы носит еще весьма приближенный характер. Более точно мы знаем величину Δt — интервал времени между концом ядерного синтеза и началом образования твердых тел. Но и здесь встречается ряд неопределенностей.

Общая последовательность событий в космической истории вещества и ранней истории Солнечной системы

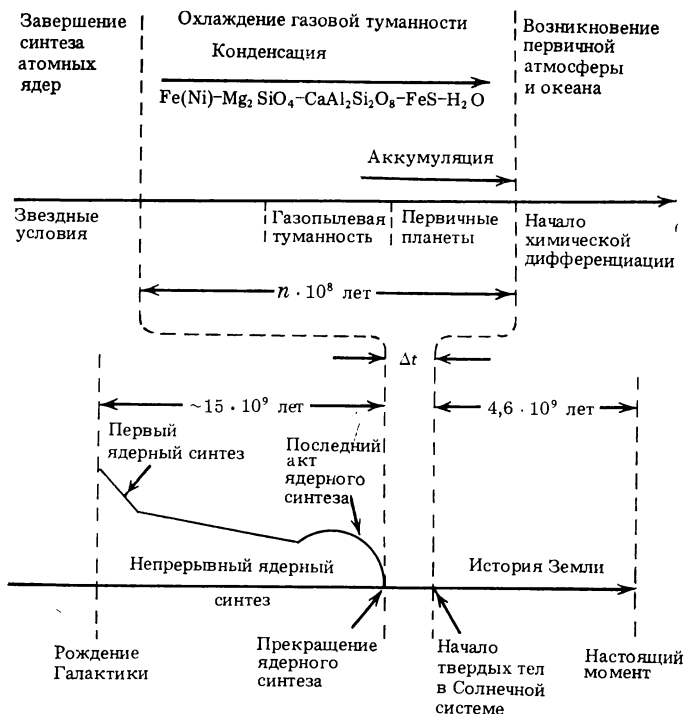


Рис. 14. Хронологическая последовательность основных событий в истории вещества Солнечной системы

представлена на рис. 14. Вещество нашей планеты в далеком прошлом проходило стадии ядерного синтеза, газовой туманности, конденсации этой туманности с образованием твердых частиц, аккумуляции частиц в компактное сферическое тело, собственного развития.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Геохронологическая шкала представляет собой прежде всего шкалу развития земной коры. На ней длительность отдельных геологических эр и периодов выражается обычно в миллионах лет. В настоящее время проблема построения новой шкалы приобрела особо важное практическое и теоретическое значение. Совершенно очевидно, что только после создания единой шкалы геологического

времени, охватывающей всю доступную нам каменную летопись земной коры, науки о Земле получают прочный геохронологический фундамент. А он необходим как для количественных расчетов и обобщений уже собранного геологического, геофизического и геохимического материала, так и для познания последовательности образования древнейших горных поясов нашей планеты и сосредоточенных в них крупнейших минеральных богатств.

В первую очередь важно выяснить длительность тех эр и периодов, которые были установлены на основе чисто геологических и палеонтологических данных. Задача эта в общем довольно трудная. Остановимся на истории создания геохронологической шкалы.

Начало работ в области ядерной геохронологии, как уже говорилось, относится к 1907 г. Первые попытки построения шкалы абсолютного летосчисления истории Земли были основаны на данных общего свинцового метода, который совершенствовался довольно медленно. Гелиевый метод имел лишь вспомогательное значение. В Советском Союзе по инициативе В. И. Вернадского геохронологические исследования развивались в Радиевом институте. Активное участие в них принимали В. Г. Хлопин, И. Е. Старик, Э. К. Герлинг, К. А. Ненадкевич. В 1938 г. была опубликована книга И. Е. Старика «Радиоактивные методы определения геологического времени».

Данные по возрасту минералов и горных пород, полученные преимущественно свинцовым методом, становятся все более убедительными и в конце концов находят признание со стороны тех геологов, которые раньше относились недоверчиво к результатам радиологических возрастных определений. Так, Ч. Шухерт писал: «Автор должен признать, что он поражен полученными им самим результатами, так как он исходил из мысли, что ему не удастся найти достаточной толщи пластов или достаточно перерывов (остановок в их образовании), чтобы ответить требованиям времени, указываемого радиоактивными минералами. Он легко нашел толщи морских отложений с начала палеозоя для оправдания 500 с лишним миллионов лет».

Построение геохронологической шкалы было связано, как уже отмечалось, с развитием свинцового метода. Этот метод стал совершенствоваться тогда, когда американский физик А. Нир в 1938—1941 гг., а затем и другие исследователи начали измерять изотопный состав свинца, из-

влекаемого из радиоактивных минералов по трем независимым процессам распада (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th), и по совпадению результатов оценивать достоверность возрастных величин.

В 1943 г. было обнаружено, что естественный изотоп калия ^{40}K самопроизвольно превращается в аргон путем электронного K -захвата. Это послужило, как известно, основанием для разработки аргонного геохронологического метода, способствовавшего уточнению геохронологической шкалы, особенно в отношении фанерозоя.

Наиболее широкое распространение в свое время получила шкала английского геолога А. Холмса, предложенная им в 1947 г. и охватывавшая фанерозой. Начало палеозоя на этой шкале было принято 520 ± 10 млн. лет. Несколько измененные варианты шкалы были выдвинуты после 1950 г. другими геологами. Ниже мы остановимся на методике составления шкалы. Дело в том, что далеко не все стратиграфические единицы смогли быть датированы по радиологической методике.

При построении своей шкалы Холмс использовал только пять значений радиологического возраста, которые были получены свинцовым методом и имели недостаточно точное стратиграфическое положение. Все остальные числа, выражающие длительность геологических периодов и границ между ними, были выделены Холмсом по данным о мощностях толщ стратиграфических систем. При этом выбирались максимальные известные мощности систем и длительность периодов определялась пропорционально мощностям. Таким образом, шкала строилась методом интерполяции между калибровочными точками с допускаемой стратиграфической привязкой.

Однако более поздние геохронологические исследования в разных странах показали, что шкала Холмса является укороченной. Вскоре в лабораториях разных научных центров был получен исключительно ценный аналитический материал, позволивший уточнить, а главное, значительно расширить фанерозойскую шкалу летосчисления в истории земной коры.

Критически проанализировав этот материал, Холмс в 1960 г. предложил новую геохронологическую шкалу. Начало геологических эр на ней отличалось следующими числами: кайнозойская — 70 ± 2 млн. лет, мезозойская — 225 ± 5 млн. лет, палеозойская — 600 ± 20 млн. лет.

Длительное время эти границы между эрами не подвергались существенному пересмотру, но границы между

периодами существенно уточняются в связи с непрерывным поступлением качественных радиологических данных.

Построение и совершенствование шкалы геологического летоисчисления требуют преодоления двух методических трудностей. Первая связана с получением надежных и точных дат по минералам хорошей сохранности, вторая — геологического порядка. Она заключается в установлении точного относительного возраста тех минералов, числовой возраст которых получен радиологическими методами с максимальной достоверностью.

Точность определения возраста в числовых единицах зависит от методики измерения содержания радиоактивных элементов и продуктов их распада, а также от сохранности этих веществ в минералах. В настоящее время в ряде случаев данные свинцово-изотопного, аргонного и стронциевого методов хорошо согласуются. Примеры возрастных значений для некоторых горных пород и рудных месторождений представлены в табл. 16. Данные свинцово-изотопного метода получены по радиоактивным минералам, аргонного и стронциевого — по слюдам и породам в целом.

В таблице видна согласованность результатов определений возраста. Однако хотя количество подобных данных увеличивается, их еще мало. Только после завершения обширных исследовательских программ, которые сейчас интенсивно разрабатываются, мы сможем построить подробную и обстоятельную шкалу числовой геохронологии.

При построении шкалы важно установить геологический возраст минералов по отношению к известным стратиграфическим подразделениям. В настоящее время согласование чисел возраста с общепринятыми единицами стратиграфической колонки — системами, отделами и ярусами — недостаточно точное. Наиболее надежно по табл. 16 указано время кристаллизации магматических горных пород. Однако их стратиграфическое положение отличается большой неопределенностью. Обычная геохронологическая шкала основана на палеонтологических данных, получаемых исключительно в осадочных породах. На рис. 15 изображен разрез участка земной коры, сложенного меловыми (К) и силурийскими (S) отложениями. Отложения силура смяты в складки и прорваны интрузией (А). С помощью радиологических методов можно узнать ее изотопный возраст. Из условий залегания пород видно, что интрузия А моложе вмещающих

Таблица 16

Возраст некоторых горных пород по данным разных методов

Порода, местонахождение	Возраст, млн. лет			Относительный геологический возраст
	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	
Гранит, Нью-Хэмпшир, США	187	182	185	Триас (?)
Пегматит, Коннектикут, США	265	265	—	Карбон
Гранит, Акчатау, СССР	300	320	—	Последевон
Пегматит, Северная Каролина, США	360	350	375	Послеордовик
Гранит, пояс Гренвилл, Канада	1050	1010	1030	Докембрий
Гранит, Колорадо, США	1370	1420	1400	То же
Пегматит, Южная Дакота, США	1620	1600	1600	»
Свекофенский гранит, Балтийский щит, Финляндия	1845	1725	1820	»
Пегматит, Бикита, Южная Африка	2650	2550	2640	»
Каменный метеорит Альенде	4560	4550	4570	»

силурийских пород и древнее покрывающих ее меловых слоев. Таким образом, магматические породы по условиям своего залегания попадают в определенный геохронологический перерыв, который иногда может быть очень большим.

В связи с этим встал вопрос о возможности оценки возраста непосредственно осадочных пород или, точнее, минералов этих пород, возникших при их осаждении. В этом отношении известные надежды связываются с применением калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов.

В лабораториях СССР впервые была исследована возможность определения возраста глауконитов — минералов, широко распространенных в осадочных горных породах. В результате выяснилось, что в одних случаях глауконит дает хорошие результаты, а в других теряет аргон при сравнительно низких температурах. Так что далеко не все образцы пригодны для измерения возраста. Мысль о том, что именно глаукониты можно использовать в этих целях, была высказана в 1956 г. советским ученым М. М. Рубинштейном. Обширные измерения воз-

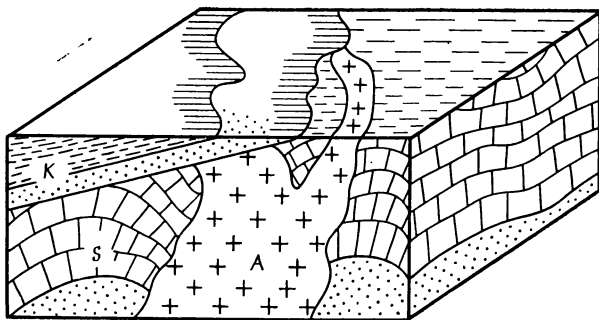


Рис. 15. Блок-диаграмма участка земной коры

S — комплекс пород силурийского возраста;
 K — напластование пород мелового возраста;
 A — интрузивные породы, секущие комплекс S

раста глауконитов из разных геологических формаций были выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ под руководством Н. И. Полевой.

Некоторые вулканические породы, например базальты, нередко сохраняют радиогенные продукты и залегают среди осадочных толщ с ясной стратиграфической позицией. Кроме того, базальтовые породы по своим магнитным свойствам пригодны для палеомагнитной датировки, что сейчас широко используют геологи. Поэтому на основе палеомагнитных и радиологических данных можно устанавливать широкие корреляции между вулканогенными породами разных районов. Эти корреляции будут способствовать построению максимально детальной (что особенно вероятно для отложений преимущественно кайнозоя) возрастной шкалы. Дело в том, что только относительно молодые базальты сохраняют радиогенный аргон.

В общем современная геохронология пытается разрешить противоречие, возникшее между осадочными и изверженными породами. Толщи осадочных пород стратиграфически хорошо выражены, но редко содержат материал, подходящий для радиологической датировки. Кристаллические породы, которые стратиграфически плохо выражены, довольно часто обладают таким материалом.

В табл. 16 отмечены магматические проявления, связанные с процессами складчатости и горообразования.

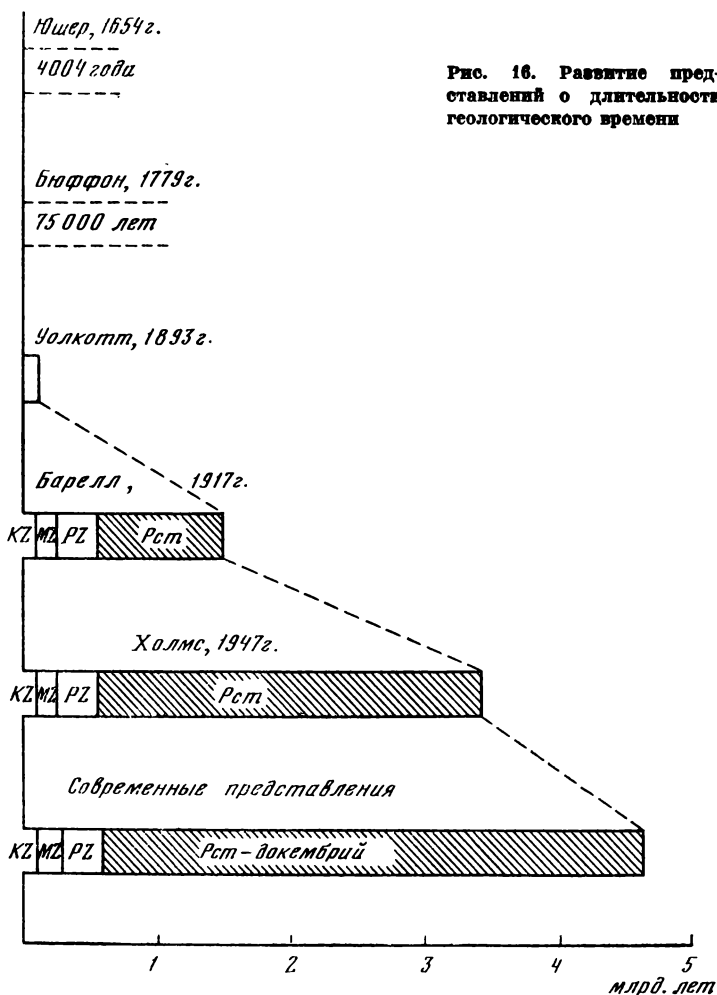
Эти данные соответствуют времени усиления интрузивной магматической деятельности, которая приурочена обычно к концу определенного тектонического цикла. В общих чертах тектонический цикл можно себе представить как длительное прогибание подвижного участка земной коры (геосинклинали). Оно сопровождается мощным накоплением осадков и завершается складчатостью, поднятием и внедрением крупных масс магмы. Отсюда очевидно, что наиболее надежные величины радиологического возраста изверженных горных пород также позволяют построить геохронологическую шкалу, и не столько по обычным стратиграфическим комплексам, сколько по тектоническим циклам.

Успешное применение радиологических методов датировки возраста пород резко изменило представление о длительности геологического времени вообще. Развитие этих представлений показано на рис. 16.

Докембрий, или криптозой, занимает большую часть истории Земли и поэтому заслуживает особого внимания. Следует в связи с этим отметить, что вообще проблема геохронологического и стратиграфического подразделения докембрия остается во многом не решенной.

Советские геологи хорошо изучили самую верхнюю часть докембрийских отложений на территории нашей страны, которая получила название рифея, или рифейских отложений, соответствующих группе. Аналогичные отложения в Восточной Азии были названы синием. На многих материках эта группа представлена горизонтально залегающими осадочными породами, которые подстилают отложения кембрия и покрывают кристаллический фундамент более древних геологических формаций докембрия. Возраст нижних отложений рифея 1500 млн. лет и выше. В связи с этим возникает важный вопрос относительно стратиграфической терминологии докембрия. Формации докембрия нуждаются в единой геохронологической классификации. Советский геолог Б. М. Келлер предложил следующие варианты.

1. Протерозойская эра подразделяется на нижний протерозой (2500—1500 млн. лет) и верхний (1500—600 млн. лет) — рифей. Недостаток этой классификации заключается в том, что протерозойская эра необычайно длинна. По существу, она становится синонимом докембрия вообще, так как определение возраста горных пород древнее 2500 млн. лет уже довольно приблизительно и нижнюю границу протерозоя нельзя установить достаточно точно.



Кроме того, по мнению ряда геологов, следует уменьшить объем протерозоя, включив в него породы с возрастом 1800 млн. лет, а все более древние образования считать архейскими. Но в этом случае рифей будет охватывать три четверти протерозоя.

2. Объем протерозоя может быть сокращен за счет исключения из него рифейской группы, как вполне самостоятельной. Но если сохранить термин «протерозой» за его нижней частью, а верхнюю обозначить как «рифей»,

то нарушается строгость в названиях групп (эр) в истории Земли (протерозой, рифей и далее вновь палеозой, мезозой, кайнозой). По-видимому, целесообразнее было бы оставить название «протерозой» за верхней частью докембрия, подразумевая под этим названием рифей (синий) и одновозрастные с ним подразделения. Это деление изменило бы сложившиеся представления и придало бы строгость всей системе стратиграфических терминов.

3. Термин «протерозой» из-за его нечеткости и расплывчатости необходимо устранить, так как следы древней жизни найдены не только в протерозойских отложениях, но и в отложениях, относимых к архею. В связи с этим можно было бы выделить два крупных подразделения докембрия для всего земного шара — архей, или до-рифей, с возрастом свыше 1500 млн. лет и рифей с возрастом 1500—600 млн. лет.

Как следует из сказанного, в установлении единой геохронологической номенклатуры мы встречаемся со значительными противоречиями. В стратиграфической терминологии наиболее типичными сохраняются термины «архей» — для более древней части докембрия и «протерозой» — для более молодой. Однако в отношении границы между этими двумя крупными подразделениями существуют различные мнения. Чаще граница проводится по датам 2600—2500 млн. лет.

Однако для выбора геохронологической терминологии важно учесть результаты изучения докембрия в целом по земному шару. И в самом деле, огромный период в истории Земли, до начала палеозойской эры, остается наименее исследованным. К 1970 г. советские ученые пересмотрели и систематизировали геохронологические данные всех материков, относящиеся к докембрию.

В перспективе для дальнейшего геохронологического подразделения докембрия должны быть использованы наиболее точно датированные тектоно-магматические циклы, выражающие эпохи формирования гранитов и связанные с этим процессы рудообразования. На рис. 17 представлена гистограмма распределения возрастных величин, полученных для изверженных пород земной коры и метеоритов. Вполне очевидно, что за геологическое время отмечались периоды усиления (максимумы) и относительного затухания (минимумы) магматической деятельности.

Наиболее существенные тектоно-магматические эпохи датируются возрастом 2000—1800 млн. и 2700—2500 млн. лет назад. В связи с этим снова возникает воп-

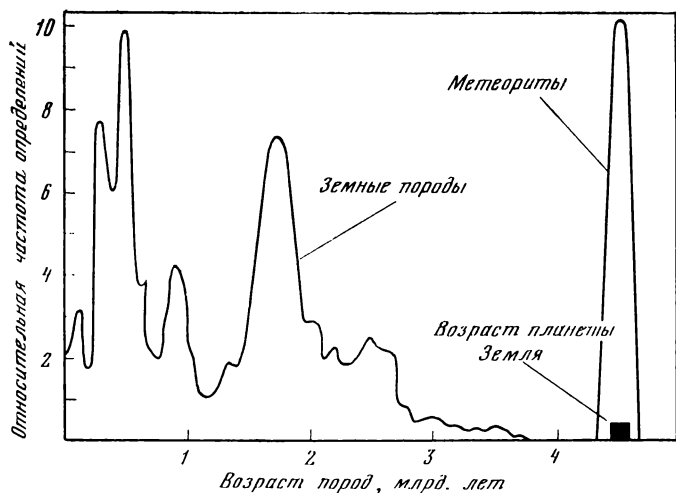


Рис. 17. Гистограмма величин возраста магматических горных пород и метеоритов на шкале геологического времени

Максимумы соответствуют эпохам усиления интрузивной деятельности (по: [Шульц, 1982])

рос: по какому циклу проводить границу между протерозоем и археем? Если ее провести по дате 1900 ± 100 млн. лет, то длительность протерозоя (около 1300 млн. лет) будет отражать общую ранее установленную закономерность для фанерозоя: молодая геологическая эра в принципе всегда значительно короче более древней, ей предшествующей. Если же границу провести по рубежу 2600 ± 100 млн. лет, как считают большинство геологов, то эта закономерность резко нарушается и древний архей становится короче весьма длительного протерозоя.

Несмотря на многочисленные исследования в разных странах, докембрийская геохронология находится еще на начальных стадиях разработки. В свете современных данных геохронологии, весь фанерозой охватывает в общем небольшой интервал времени истории земной коры. Эры фанерозоя характеризуются неодинаковой длительностью. У более древних эр она существенно возрастает. Но в какой мере эта закономерность может быть перенесена на докембрийские эры?

Здесь можно лишь отметить, что общая длительность докембрийского времени, фиксированная каменной летописью, от даты древнейших пород составляет 3200 млн. лет,

а от даты завершения формирования земного шара — около 4000 млн. лет. Поэтому разделение докембрия всего на две геологические эры — протерозойскую и архейскую — едва ли можно признать удовлетворительным на современном этапе познания земной коры. Докембрийские эры по времени должны быть соизмеримы в какой-то мере с палеозойской — наиболее продолжительной эрой фанерозойского этапа.

Вполне рационально границы между докембрийскими эрами проводить по некоторым наиболее крупным геологическим событиям, имеющим надежную датировку радиологического возраста. Таковыми, несомненно, являются горообразовательные процессы, связанные с магматизмом и складчатостью и занимавшие сравнительно небольшой интервал на шкале геологического времени. Наиболее распространенным на разных материках будет так называемый гренвиллский цикл, складчатость и магматические процессы которого происходили 1100—1000 млн. лет назад. Более древний цикл Браун-Дерби, соответствующий раннебайкальскому на территории СССР, также имеет достаточно широкое распространение. Карельско-свекофеннский цикл (2000—1800 млн. лет назад) развит в пределах северных материков. Наконец, более древний цикл с хорошей радиологической датировкой (2650 млн. лет назад) установлен А. Холмсом в Южной Африке и назван им шамваянским. К нему примыкают события на других материках, имевшие место 2700—2500 млн. лет назад. С учетом этих обстоятельств А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич в 1970 г. разработали геохронологическую схему общего расчленения докембрия (табл. 17).

Граница между криптозоом (докембрием) и финерозоом (кембрием) продолжает оставаться неуточненной. Она оценивается в пределах 600—500 млн. лет. Последний фанерозойский эон в истории Земли расчленен наиболее детально и лучше изучен в стратиграфическом и палеонтологическом отношении. Начало фанерозоя, по Холмсу, 600 ± 20 млн. лет назад.

В СССР фанерозойская шкала геологического времени построена в 1960 г. преимущественно по данным аргонного метода. Второй, более точный вариант 1964 г. был утвержден Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций Академии наук СССР. В том же 1964 г. в Англии была предложена новая фанерозойская геохронологическая шкала, обозначенная

Таблица 17

Геохронологическое деление докембрия (по: [Тугаринов, Войткевич, 1970])

Эра	Деление		Возраст, млн. лет	Тектоно-магматический цикл
	общее	частное (преимущественно для платформ)		
Протерозойская	Поздний докембрий R_{cm3}	Верхний рифей R_3	630 ± 30	Катангский
		Средний рифей R_2	1000 ± 100	Гренвиллский
		Нижний рифей R_1	1400 ± 100	Медвежье-озерный
	Средний докембрий R_{cm2}	Преимущественно фундамент древних платформ	1750 ± 100	Карельско-свекофенский
			1900 ± 100	Беломорский
			2600 ± 100	Шамваянский
Архейская	Ранний докембрий R_{cm1}	Преимущественно древние ядра щитов	3000 ± 100	Кольский
			3500 ± 100	Белозерский
			3800 ± 100	Древнейший магматизм
	Древний докембрий R_{cm0}	Единичные участки древней земной коры	Возраст Земли 4550 ± 50	

Q.J.G.S. по первым буквам английского геологического журнала «Quarterly Journal of the Geological Society of London», где она впервые была опубликована. Шкала Q.J.G.S. основана на 380 определениях возраста, при этом 85% всех определений выполнено по калий-аргоновому методу, 8% — по рубидий-стронциевому и остальная часть — по свинцово-изотопному. По существу эта шкала мало чем отличалась от принятой в СССР.

Таким образом, при построении фанерозойской геохронологической шкалы достигнута общая согласованность. Дальнейшее уточнение было выполнено Международной геохронологической комиссией в 1965 г. Вариант этой шкалы представлен в табл. 18. Некоторые поправки в эту шкалу с учетом более точной константы распада калия внесли в 1975 г. Г. Д. Афанасьев и С. И. Зыков.

До настоящего времени введено сравнительно мало поправок в геохронологическую шкалу фанерозоя. По мнению японских исследователей Т. Матсумото и К. Шибата, пересмотревших геохронологические данные в свете уточненных констант распада, граница между кайнозойем и

Таблица 18

Геохронологическая шкала фанерозоя

Эра	Период	Начало периода, млн. лет	
		Международная шкала, 1965 г.	(по: [Афанасьев, Зыков, 1975])
Кайнозойская	Плейстоцен	$1,5 \pm 0,5$	$1,5-2,0$
	Плиоцен	9 ± 3	9
	Мноцен	25 ± 2	25
	Олигоцен	37 ± 2	37
	Эоцен	58 ± 4	58
	Палеоцен	67 ± 3	66
Мезозойская	Мел	137 ± 5	132
	Юра	195 ± 5	185
	Триас	230 ± 10	235
Палеозойская	Пермь	285 ± 10	280
	Карбон	350 ± 10	345
	Девон	405 ± 10	400
	Силур	440 ± 10	435
	Ордовик	500 ± 10	490
	Кембрий	570 ± 10	570

мезозоем приходится на 65—64 млн. лет, между мезозоем и палеозоем — на 242—225 млн. лет, начало палеозоя (кембрия) находится в пределах 590—564 млн. лет назад. Некоторые уточнения в пределах палеозойского интервала шкалы были выполнены Р. Мак-Кероу, Р. Ламбертом и В. Чемберленом (1980 г.). Они считают, что основание девона датируется 410 млн. лет, силура — 437 млн. лет, а ордовика — 519 млн. лет назад. Исследователи провели также геохронологическое расчленение отдельных ярусов девонской, силурийской и ордовикской систем.

Довольно обстоятельное поярусное расчленение отложений мезозоя было выполнено французскими учеными Г. Одином и В. Кеннеди (1982 г.).

Одной из существенных проблем современной геохронологии является граница между неогеном и антропогеном. Основа для решения этой задачи — установление объективной шкалы времени для последних 5 млн. лет. Целый ряд эффузивных пород, преимущественно базальтов, получили датировку калий-аргоновым методом в сочетании с измерениями векторов остаточного намагничивания образцов. Это позволило построить палеомагнитную геохронологическую шкалу для последних 4,5 млн. лет в истории Земли. Главными хронологиче-

скими единицами этой шкалы являются палеомагнитные эпохи, названные в честь выдающихся исследователей земного магнетизма (рис. 18). На ней выделяются эпохи прямого и обратного поля: Брюнеса (прямой полярности), Матуямы (обратной полярности), Гаусса (прямой полярности) и Джилльберта (обратной полярности). В пределах каждой из эпох отмечаются эпизоды инверсий продолжительностью от 10 тыс. до первых сотен тысяч лет.

Планетарный характер инверсий древнего магнитного поля Земли и их синхронность в глобальном масштабе позволили разработать палеомагнитную шкалу для стратиграфических корреляций плейстоценовых и верхнеэоценовых отложений из разных районов земного шара, что для территории СССР нашло отражение в работах Н. В. Кинд [1974], Ю. П. Сильвестрова [1981] и других исследователей антропогена.

Изучение характера осадочных отложений позднего кайнозоя, а ископаемой флоры и фауны от верхнего плиоцена (3,3 млн. лет на-

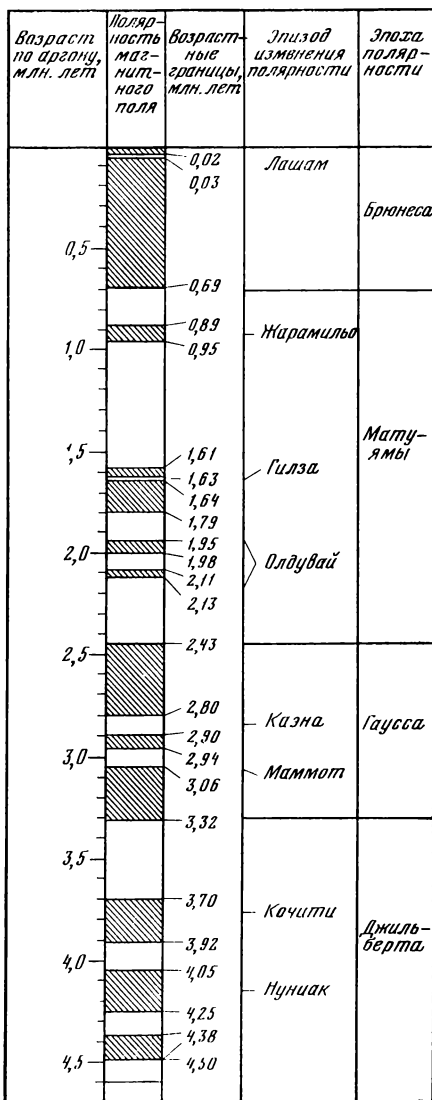


Рис. 18. Палеомагнитная шкала времени

Шкала охватывает верхний неоген и антропоген; заштриховано — эпохи нормальной полярности, не заштриховано — обратной (по: [Фокс, Дозе, 1975])

зад) позволило установить **четыре** возрастных рубежа, отмечаемые изменениями палеогеографической обстановки и органического мира в **обоих** полушариях планеты.

Эти рубежи приблизительно совпадают с границами палеомагнитной шкалы. Первый — с границей эпохи Джилберта (3,3 млн. лет назад) характеризовался теплым климатом и южнобореальным комплексом моллюсков в морях северного полушария. Второй рубеж приходится на границу палеомагнитных эпох Гаусса и Матуямы (около 2,5 млн. лет назад). Он отличался значительным похолоданием, понижением уровня Мирового океана, началом оледенения Антарктиды. Имеются данные, что оледенение Антарктиды началось десятки миллионов лет назад. На последнем этапе отмечены колебания климата — смена теплых и холодных эпох.

Третий рубеж совпадает с эпизодом Олдувай в пределах эпохи Матуямы (около 1,8 млн. лет назад). Он ознаменовался новым понижением уровня Мирового океана, глобальным похолоданием и сменой органического мира. На последнем этапе начинаются колебания климата.

Четвертый рубеж (около 0,75 млн. лет назад) приурочен к границе палеомагнитных эпох Матуямы и Брюнеса. С этого рубежа постепенно распространяется похолодание, происходит оледенение на материках. Последующий этап в связи с колебаниями климата характеризуется сменой ледниковых и межледниковых эпох.

Все перечисленные рубежи можно выбрать в качестве границы между неогеном и антропогеном. Однако в этом отношении среди геологов нет единодушного мнения. Большинство из них приходят к заключению, что эту границу следует провести по палеомагнитному эпизоду Олдувай.

Как отмечает К. В. Никифорова, именно по рубежу 1,8 млн. лет назад могут быть сопоставлены основания типичных морских отложений стратотипных геологических разрезов Италии (где антропогеновые отложения изучены наиболее детально) и апшеронских отложений в бассейне Каспийского моря.

Последний интервал в истории нашей планеты, наступивший после великого оледенения, принято называть голоценом. К настоящему времени собран огромный материал по датировке новейших голоценовых отложений, преимущественно радиоуглеродным методом, который позволил уточнить их стратиграфию во многих районах и произвести широкие корреляции. Результаты этой работы

Таблица 19

Схема расчленения голоцена (по: [Сильвестров, 1981])

Подразделение	Возраст, лет назад	Климатические периоды (по Блитту — Сернандеру)
Поздний голоцен	0—2500	Субатлантический Суббореальный Атлантический
Средний голоцен	2500—7700	
Ранний голоцен	7700—9800	Бореальный, начало улучшения климата
Древний голоцен	9800—12 000	Субарктический Арктический

освещены В. А. Зубаковым [1980], Ю. П. Сильвестровым [1981]. Радиоуглеродное датирование в настоящее время тесно сочетается со спорово-пыльцевым анализом соответствующих отложений материков. Для установления хронологии молодых океанических отложений используются радио-иониевый и радиоуглеродный методы. В связи с полученными данными голоцен расчленяется по климатическим изменениям (табл. 19).

ДРЕВНОСТЬ ЖИЗНИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЕЕ РАЗВИТИЯ

Жизнь — уникальный процесс в Солнечной системе. Она относится к наиболее развитым формам движения материи.

По отношению к внешней среде все живые организмы подразделяются на автотрофные и гетеротрофные. Автотрофные организмы питаются непосредственно минеральными веществами внешней среды. К ним относятся большая часть растений. Гетеротрофные организмы питаются остатками либо свежими телами автотрофных организмов.

Все живые организмы Земли (животные, растения и микроорганизмы) образуют единое целое — живое вещество планеты. Количество его определяют как биомассу. Биосфера представляет собой земное пространство, в котором присутствуют живые организмы в любых возмож-

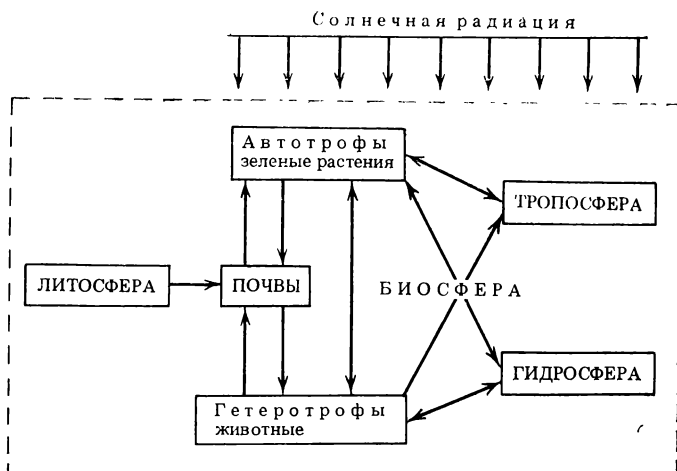


Рис. 19. Взаимоотношение различных частей биосферы Земли

ных концентрациях — от единичных бактерий и спор на кубометр воздуха до мощных тропических лесов экваториального пояса и следов жизни в придонных слоях Мирового океана.

Большинство организмов относится к аэробным, живущим в присутствии свободного кислорода атмосферы планеты, меньшая часть, куда входят некоторые микроорганизмы, — к анаэробным, обитающим вне кислородной среды.

Организмы расселяются по условиям своего обитания в верхних слоях планеты: атмосфере, гидросфере, осадочной оболочке — стратисфере. Поэтому реальная современная биосфера включает в себя всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и нижнюю часть атмосферы — тропосферу. Материальное взаимодействие различных частей биосферы представлено на рис. 19.

Население биосферы Земли в морфологическом и видовом отношении разнообразно. Общее число видов растений и животных приближается к двум миллионам. Тем не менее в настоящее время углубленное изучение структур клеточных организаций позволяет произвести более обстоятельную и новую систематизацию.

Самыми низкоорганизованными представителями живых существ являются бактерии и синезеленые водоросли. Они отличаются от всех других живых организмов отсутствием истинного ядра и особым положением ДНК,

которая располагается в клетках свободно, не отделяясь от цитоплазмы ядерной мембраной. Эти организмы получили название прокариотов (Procaryota — доядерные). У всех остальных одноклеточных и многоклеточных организмов имеется настоящее ядро, окруженное мембраной и резко ограниченное от цитоплазмы. Такие организмы названы эукариотами (Eucaryota — ядерные). Кроме дифференцированного ядра и цитоплазмы, у них есть митохондрии, а у многих также пластиды с ясными жгутиками. Различия между прокариотами и эукариотами гораздо резче, чем, например, между высшими животными и высшими растениями (и те и другие эукариоты). Именно эукариоты подразделяются на два царства — растений и животных. Однако из царства растений исключаются бактерии и синезеленые водоросли. Спорным еще остается систематическое положение грибов. Большинство специалистов считают, что происхождение грибов от какой-либо группы растений в общем маловероятно. Значительно более вероятным остается происхождение грибов от гетеротрофных амебоидных двужгутиковых простейших. Близость грибов к животным подтверждается данными современной биохимии.

Таким образом, согласно современным представлениям органический мир нашей планеты состоит из четырех царств: доядерных прокариотов, животных, грибов и растений. Древнейшими в геологической истории Земли были прокариоты, следы жизнедеятельности которых выявлены морфологически и биохимически в формациях глубокого докембрия.

Живые организмы любой ступени организации теснейшим образом связаны с водой. Все типы животных имеют представителей, для которых вода — единственная среда обитания. Если в атмосфере жизнь рассеяна в виде взвешенных микробов, уносимых на далекие расстояния воздушными течениями, а в литосфере она приурочена к горизонтам почвенного слоя, то в Мировом океане жизнь встречается повсеместно и ее геохимические проявления в морской среде выступают наиболее полно. Однако максимальна концентрация живых существ в океане на небольших глубинах, куда проникают солнечные лучи, используемые фитопланктоном. Значительная часть сухопутных животных имела своих предков в морской среде. На рис. 20 показано распределение главных классов животного мира между водной средой и сушей.

Принципиальное значение имеет выяснение биологиче-

ской природы тех остатков, которые обнаружены в самых древних отложениях докембрия. Наиболее древней и в то же время слабометаморфизованной является система Онвервахт в разрезе свазилендской серии в Южной Африке. В ней были обнаружены сложные органические соединения типа жирных кислот и изопреновых углеводов. В этой системе неоднократно описывались морфологические водорослеподобные формы.

В кремнистых аргиллитах и карбонатных породах системы Онвервахт найдены органогенные микроскопические образования в шлифах и препаратах. Они представляют собой сферические тельца с преобладающим диаметром 6—20 мкм. Самые крупные имеют диаметр 200 мкм. Общее количество изученных форм превышает 590 образцов. Они похожи на аналогичные образования из вышележащей системы Фигового Древа в том же районе Южной Африки и из свиты Ганфлинт в докембрии Канадского щита. По заключению Дж. Ч. Шопфа, проводившего тщательное исследование этих образований (1975 г.), некоторая и, возможно, основная часть углеродистого вещества, сохранившаяся в архейских осадочных породах (с максимальными датировками 3440 млн. лет), — результат биологической деятельности. Вещество, по-видимому, отчасти обязано своим происхождением примитивным и, вероятно, бактериоподобным автотрофам.

По существу это заключение не ново, а лишь перефразирует ранее высказанное мнение В. И. Вернадского, который писал: «В результате трехвековой истории геологии можно утверждать, что нигде на нашей планете не встречены отложения, в которых жизнь отсутствовала бы, и нет таких даже косвенных данных, чтобы мы могли научно допустить ее отсутствие в данных геологических явлениях».

Новые находки следов древней жизни в докембрии лишь подтверждают это блестящее предвидение ученого. В древнем разрезе Пилбара в Западной Австралии обнаружены строматолиты — особые формы структур, связанные с деятельностью водорослей. Возраст пород, в которых найдены эти древнейшие формы строматолитов, оценивается величиной, близкой к 3500 млн. лет.

Представление о большой древности жизни существенно расширяется в свете новых изотопных исследований древних докембрийских формаций. Геохимический крутой поворот серы и углерода в биосфере нашей планеты, связанный с основными функциями жизни, приводит к

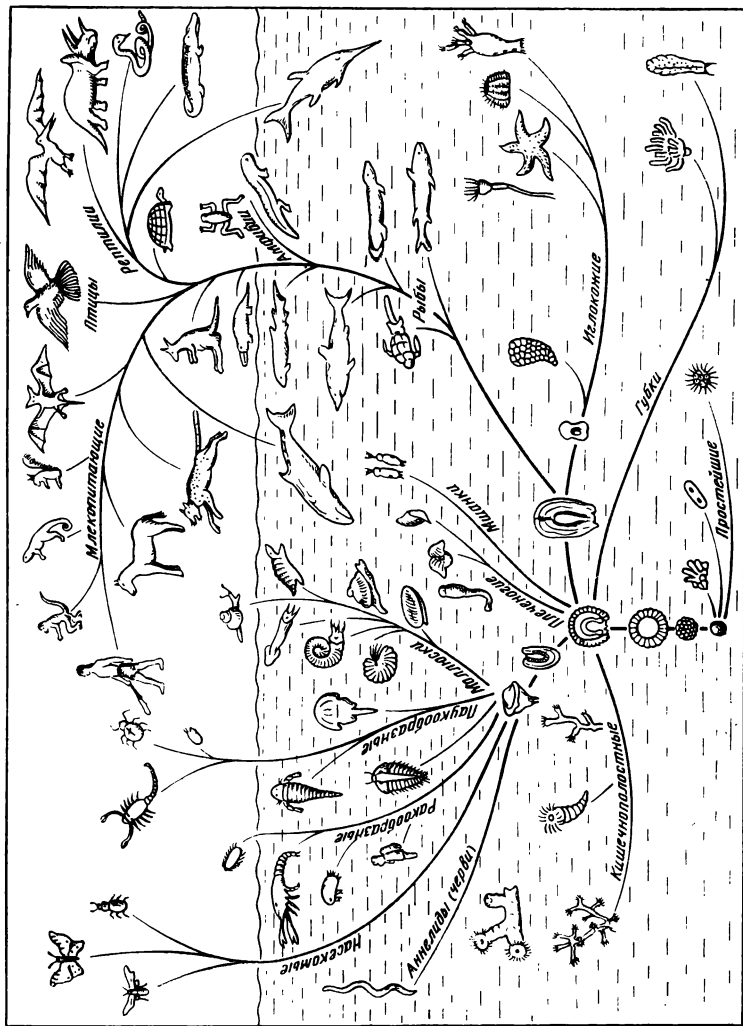


Рис. 20.

распределение

основных

классов животных

по средам обитания

Животные, помещенные ниже волнистой линии, обитают в море, выше ее относятся к сухопутным

разделению изотопов этих элементов. Поэтому вполне естественно, что изотопный состав серы и углерода из докембрийских геологических образований может свидетельствовать о древности биосферы.

Обстоятельные измерения изотопного состава серы из раннедокембрийских формаций Северной Америки, Южной Африки и СССР показали фракционирование изотопов, вызванное участием сульфатредуцирующих бактерий.

По данным Г. Тода, который давно начал проводить исследования по геохимии изотопов серы в докембрийских формациях, в слабометаморфизованных железистых отложениях района Мичипикотен в Онтарио (Канада) изотопный разброс между сульфатными и сульфидными проявлениями серы оказался $\delta^{34}\text{S}$ от -2 до $+20\text{‰}$, что может свидетельствовать об энергичной сульфатредуцирующей деятельности бактерий в водоемах железорудного накопления древнее 2700 млн. лет назад. Однако исследования более древних пород из разреза докембрия в районе Исуа (Западная Гренландия) не показали существенного разброса изотопов серы в сульфидах и сульфатах, что может свидетельствовать об отсутствии явлений бактериальной сульфатредукции. По мнению М. Шидловского [1980], изотопные свидетельства редукции сульфатов впервые обнаруживаются в верхнем архее Алданского щита Сибири (около 3000 млн. лет) и железисто-полосчатой формации Вумен-Ривер в Канаде (примерно 2800 млн. лет), что сокращает дату появления сульфатного дыхания до 3100–2800 млн. лет назад.

Но в то же время в раннем докембрии в формации Исуа отсутствуют образцы, которые по величине изотопных смещений серы можно было бы отнести к продуктам микробиологической сульфатредукции. Диапазон колебаний изотопного состава серы, характерный для железистой формации Исуа (до 3800 млн. лет), очень узок и полностью совпадает с диапазоном, характерным для вулканических пород мантийного происхождения.

Как отмечает Шидловский, несколько групп доказательств указывают на то что ион SO_4^{2-} , перерабатываемый первыми сульфатредуцирующими микроорганизмами, образовался, скорее всего, в результате окисления восстановленных соединений серы фотосинтезирующими серобактериями. В общем представляется, что фотосинтез как процесс, освобождающий свободный кислород в биосферу планеты, и как геохимический процесс большого планетарного значения предшествовал процессам бакте-

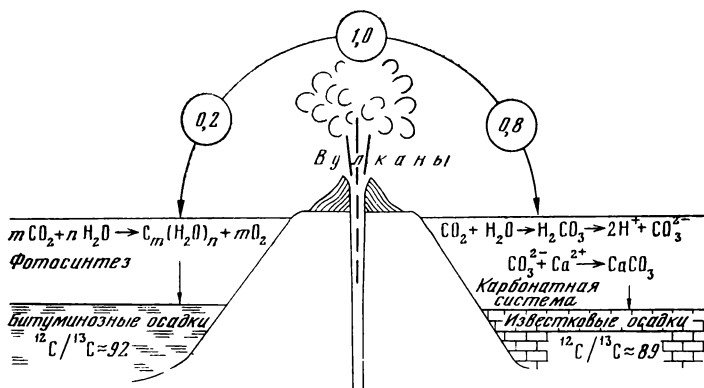


Рис. 21. Основные пути геохимической миграции углерода в биосфере Земли

риальной редукции серы в древних докембрийских водоемах. Поэтому изучение изотопного состава углерода — указателя древности фотосинтеза, а следовательно, и биосферы приобретает особо важное значение.

Главные черты геохимической миграции углерода, естественно, органически связаны с деятельностью живого вещества. Некоторые особенности геохимического круговорота углерода в биосфере Земли представлены на рис. 21. Из рисунка видно, что первичный углерод Земли, поступающий в атмосферу в виде углекислого газа из глубин планеты, мигрирует в примерной пропорции 1 : 4 (по: [Ронов, 1980]) двумя путями.

Первый путь связан с поглощением углекислого газа в процессе фотосинтеза зеленых растений с последующим захоронением в форме органического вещества в осадочных породах. Второй путь создает сложную карбонатную систему между атмосферой и гидросферой. Он приводит к формированию карбонатных ионов, которые осаждаются биогенным или небигенным путем ионами кальция и магния с образованием огромных толщ известковых осадков.

Эти два миграционных пути характеризуются разным изотопным составом углерода. Углерод органических соединений — продуктов фотосинтеза — обогащается легким изотопом ^{12}C в большей степени, чем углерод карбонатных отложений. Шидловский и его сотрудники (1979, 1981 гг.) измерили изотопный состав углерода 124 об-

разцов карбонатных пород из разреза Исуа. Полученные данные показали, что органический и карбонатный углерод присутствовали в древней докембрийской биосфере Земли в пропорции, близкой к современной. Таким образом, земной геохимический углеродный цикл, связанный с фотосинтезом в биосфере, стабилизировался более 3800 млн. лет назад.

Поскольку фотосинтез связан с выделением свободного кислорода, то естественно, что в древних геологических разрезах он должен проявиться в виде оксидов железа и других поливалентных элементов. Так, поступление органического углерода в древний бассейн седиментации должно сопровождаться выделением свободного кислорода, освобождающегося при фотосинтезе водных организмов. Действительно, в разрезе Исуа обнаружены полосчатые железистые формации осадочного происхождения, относящиеся к так называемой окисной фации, т. е. они реально отражают наличие свободного кислорода в то далекое время. Окисные железистые формации убедительно свидетельствуют о присутствии автотрофных фотосинтезирующих организмов (предположительно сине-зеленых водорослей), производящих свободный кислород. Однако 3800 млн. лет назад и ранее постоянное количество свободного кислорода в атмосфере было незначительным. Общий кислород, выделяемый при фотосинтезе, поглощался земной корой, особенно при формировании полосчатых железистых пород.

Большая древность разреза заинтересовала многих исследователей. Так, по последним данным, в древних породах Западной Гренландии в графитовых включениях выявлены бензиноподобные и нефтеноподобные соединения при изотопном отношении $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$, соответствующем углероду фотосинтетического (биологического) происхождения.

По данным биохимии, цитологии и молекулярной биологии, автотрофный фотосинтез является вторичным процессом в развитии жизни и ему обязательно должны были предшествовать другие формы жизни. Как отмечал академик А. И. Опарин [1960], автотрофные организмы, в частности фотосинтезирующие, развились спустя какой-то промежуток времени. Способность к фотосинтезу возникла у них значительно позднее, как бы наложившись на прежний гетеротрофный механизм обмена веществ. Но в этом случае аэробному фотосинтезу должен был предшествовать анаэробный фотосинтез.

Как считает советский биолог Л. Б. Меклер [1980], рождение живого вещества из неживой материи совершалось путем последовательной смены следующих процессов: образования простых соединений — водорода, углерода, кислорода, азота; формирования составных частей живого вещества — аминокислот, углеводов, углеводов; полимеризации макромолекул; появления протоклеток; возникновения клеточной мембраны; анаэробного метаболизма; образования пигментированных клеток.

Все это предшествовало фотосинтезу. Следовательно, в течение первых 800 млн. лет истории Земли совершались процессы, послужившие основой фотосинтеза. Естественно, что начало жизни как таковой должно отодвигаться в глубь еще более далеких эпох.

Современные данные биологической науки позволяют предполагать, что химическая эволюция вещества предшествовала биологической, и перед нами возникает проблема времени этого перехода. Долго считалось, что он измеряется едва ли не 1 млрд. лет. Однако сейчас эти представления следует отбросить как нереальные.

Химическая эволюция вещества Земли совершалась еще в космических условиях, в период, предшествовавший образованию планеты. Общие космические предпосылки возникновения жизни заложились в самом процессе формирования Солнечной системы.

Заключительные этапы остывания солнечной туманности знаменовались образованием сложных органических соединений, создавших реальные предпосылки формирования живого вещества. Это подтверждают обнаруженные в метеоритах сложные органические соединения абиогенного происхождения. Напомним, что возраст метеоритов, а следовательно, и древнейших органических веществ в Солнечной системе оценивается в 4550 ± 50 млн. лет назад. В углистых хондритовых метеоритах обнаружены аминокислоты, азотистые соединения, амины, альдегиды, спирты, жирные кислоты, углеводороды. Судя по формам их нахождения, они возникали в солнечной туманности путем каталитических реакций, при которых на первых порах главными катализаторами выступали частицы железа и гидратированных силикатов.

В связи с этим следует отметить, что наиболее перспективную теорию происхождения жизни развивает А. П. Руденко [1980]. Решающую роль в построении высокомолекулярных соединений он отводит катализу.

В общем можно допустить, что каталитические реакции, начавшиеся в эпоху завершения остывания солнечной туманности, продолжались и дальше и все время усложнялись по мере появления и изменения органических катализаторов. И если на последних стадиях аккумуляции Земли в ее состав поступил материал типа углистых хондритов, то он неизбежно привнес сложные органические соединения. В дальнейшем в появившихся водоемах они имели возможность развиваться, а затем образовать саморегулирующие системы — начало жизни.

В процессах раннего вулканизма на заре развития нашей планеты могли дополнительно возникать сложные органические соединения согласно механизму, который был предложен Е. К. Мархининым и Н. Е. Подклетновым [1979], а также Л. М. Мухиным [1980]. Однако следует подчеркнуть, что мы не знаем, где произошел переход от химической эволюции вещества к эволюции биологической — в родоначальной туманности или в ранней Земле. Как отмечают американские биохимики С. Фокс и К. Дозе [1975, с. 303], «точные данные о переходе от предбиологической эволюции к биологической отсутствуют, хотя, по-видимому, это произошло по крайней мере 3 млрд. лет назад. В настоящее время нет даже полной уверенности в том, что это событие произошло на Земле, поскольку нельзя совершенно исключить возможность присутствия „зародышей жизни“ в облаках планетезималей, в пыли и газах, в результате агрегации которых образовалась Земля и другие тела Солнечной системы. Согласно представлениям Робинсона, первые микроорганизмы попали на нашу планету из космического пространства и развивались на углеводородах и других веществах абиогенного происхождения. Эту концепцию не следует рассматривать как перепев идей „панспермии“, распространенных в XIX в. и изложенных в книге А. И. Опарина. Согласно гипотезе „панспермии“ зародыши жизни вечны и едины, а следовательно, проблема возникновения жизни не может быть решена экспериментально. Современные представления о внеземном происхождении жизни, однако, не исключают возможности экспериментального подхода к этой проблеме. Необходимость получения данных для решения вопроса о земном или внеземном возникновении жизни не вызывает сомнений».

Тщательный анализ современных изотопных, геохимических и космохимических данных в сравнении с данными ядерной геохронологии приводит к выводу о том,

что жизнь на Земле существует столько, сколько существует сама Земля.

От самых древних эпох зарождения жизни начался эволюционный биологический процесс, приводящий к появлению все новых организмов и к их усложнению. Учитывая данные, полученные к 1974 г., американский палеонтолог Дж. У. Шопф выделил в истории Земли 10 крупных эволюционных событий:

	Эволюционное появление	Приближенный возраст, млн. лет
Фанерозой	10. Человек	$2 \pm 0,5$
	9. Цветковые растения	150 ± 10
	8. Теплокровные животные	225 ± 10
	7. Сосудистые растения	425 ± 25
	6. Позвоночные животные	450 ± 25
Криптозой	5. Мегаскопические многоклеточные	700 ± 75
	4. Половые организмы	1000 ± 200
	3. Эукариоты	1500 ± 300
	2. Синезеленые водоросли	3000 ± 300
	1. Жизнь! прокариотные гетеротрофы	~ 3300

Однако время рождения первых представителей данного типа растений или животных, документально фиксированное в геологической летописи, еще не означает действительное их появление, поскольку любые ископаемые имели своих предков, длительность эволюции которых неизвестна, но может быть весьма продолжительной.

В целом современные данные о докембрийской жизни свидетельствуют о большой древности ископаемых остатков сравнительно высокоорганизованных животных и о еще большей древности остатков фотосинтезирующих растений. Следовательно, все даты появления различных организмов, представленные Шопфом, должны быть пересмотрены в сторону увеличения. Есть основания полагать, что эволюция главных типов многоклеточных животных, по крайней мере в отношении наиболее примитивных классов, могла начаться в среднем докембрии.

Развитие животного мира совпало с увеличением содержания свободного кислорода в биосфере выше так называемой точки Пастера (минимальное парциальное давление кислорода, необходимое для окислительного обмена в аэробных организмах). Эта точка не является постоянной величиной, а изменяется от организма к организму в зависимости от факторов внешней среды и

адаптации. Для большинства современных животных организмов она составляет несколько процентов от концентрации свободного кислорода в атмосфере, для докембрийских беспозвоночных животных неизвестна. Однако наличие весьма древних окисных фаций полосчатых железистых пород можно принимать как указание на возникновение того количества свободного кислорода, которое обеспечивало дыхание первых аэробных организмов.

По имеющимся данным, первыми животными организмами были простейшие. Несомненные остатки их найдены в кремнистых сланцах раннего докембрия серии Киватин провинции Онтарио в Канаде. Встречено семь видов простейших (эвглены, жгутиковые и хемозоа). Возраст вмещающих пород 2800—2600 млн. лет.

На ранних этапах развития Земли, когда жизни на суше еще не было, основная масса живых организмов была сосредоточена в Мировом океане. Первичный фитопланктон доставлял свободный кислород, шедший на геохимическое окисление окружающей среды. Следует отметить, что в освещенной зоне гидросферы Земли издавна создавались идеальные условия для размножения организмов. Поэтому первые автотрофные фотосинтезирующие организмы фактически моментально (с точки зрения геологического времени) заняли верхнюю зону океана. В этих условиях установилась вполне определенная тенденция к образованию постоянной биомассы.

Мир животных, потребляющих растения в качестве пищи, возник в условиях окислительной биосферы Земли. Жизнь животных стала связанной с процессами окисления путем дыхания и фиксации кислорода в пигментах крови. Животные получили возможность развивать свои функции в течение криптозойского эона, активно перемещаться в пространстве и завоевывать новые места обитания. Длительное время эволюция животных проходила в морской среде — в зоне моря, насыщенной кислородом. В криптозое тело животных состояло из мягких тканей. Эволюция скелетов сильно задерживалась, так как твердые скелеты делали организм более тяжелым и животные погружались ниже кислородного слоя моря, в среду, где не было условий для их жизни. Поэтому твердые скелеты могли возникнуть только у тех организмов, которые приобретали плавательный аппарат или могли перемещаться по дну в зоне мелководных побережий.

В развитии органического мира в фанерозое (рис. 22) произошли существенные изменения: появились позво-

ночные животные, цветковые и другие растения, наконец, человек.

После установления длительности отдельных промежутков геологического времени по изотопным данным было обнаружено, что более древние геологические эры фанерозоя имели большую продолжительность, чем более молодые. Так, сравнительная длительность отдельных геологических эр показывает, что каждая более молодая эра по сравнению с предыдущей короче ее в 2,5 раза. Эти соотношения времени отражают ускорение темпов эволюции различных классов и групп животных. Естественно, можно было бы предположить, что данная особенность развития органического мира характерна и для докембрия. Однако органический мир докембрия изучен гораздо хуже из-за исключительно плохой сохранности остатков флоры и фауны, что в первую очередь связано с отсутствием твердого скелета.

Ускорение темпов развития органического мира от древних времен к современной эпохе было отмечено еще крупным палеонтологом-эволюционистом В. О. Ковалевским свыше 100 лет назад. В письме к брату от 27 декабря 1871 г. он писал: «Интересен факт ускорения хода жизни, так сказать от Лаурентианской до Силлурийской прошло, конечно, больше времени, чем от Силлурийской до нашей эпохи; каждая следующая большая эпоха Земли короче предыдущей, и в это короткое время успевало народиться и вымереть больше разнообразных форм, чем в предыдущую эпоху, начиная с третичной эпохи жизнь мчится на всех парах: с эоцена большие типы, целые семейства появляются и вымирают и развиваются новые... времени, очевидно, прошло сравнительно немного, а перемена большая; наконец явился человек, совсем овладел миром, и дело пошло быстрее»¹.

Ускорение темпов развития органического мира как естественной исторической закономерности отмечал Ф. Энгельс: «По отношению ко всей истории развития организмов надо принять закон ускорения пропорционально квадрату расстояния во времени от исходного пункта»².

Важным событием, способствовавшим ускорению темпов эволюции, стал выход живых организмов на сушу.

¹ Давиташвили Л. Ш. История эволюционной палеонтологии от Дарвина до наших дней. М.: Изд-во АН СССР, 1948, с. 413.

² Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 20, с. 620.

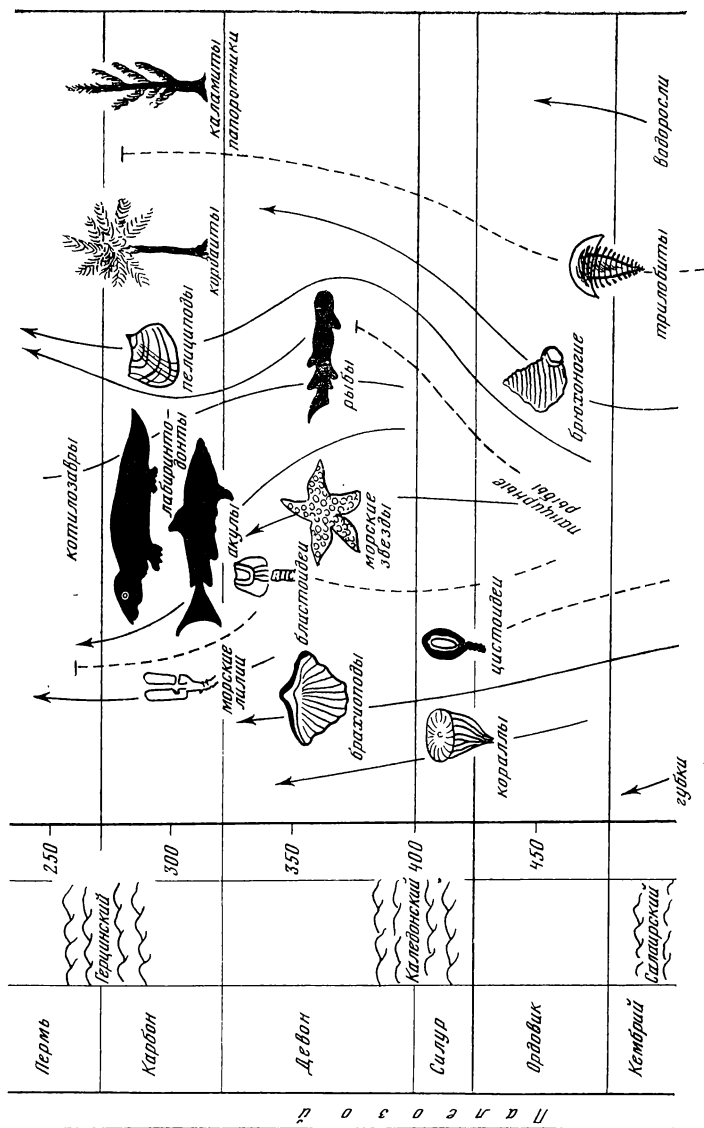


Рис. 22. Таблица геологических периодов фанерозоя и схема развития органической жизни

Стрелки показывают, что данные группы организмов дожили до настоящего времени; пунктирные линии обозначают полностью вымершие группы

В связи с этим следует отметить, что растительная жизнь на суше появилась очень давно, во всяком случае локально — во влажном климате и на границе мелководных заливов и лагун. Впервые эту мысль высказал Л. С. Берг, который писал, что поверхность суши не представляла собой безжизненной пустыни ни в кембрии, ни в докембрии. Давиташвили также допускал, что в докембрии на материках, вероятно, уже было какое-то население, состоявшее из очень низкоорганизованных растений и, возможно, даже животных. Однако общая биомасса была невелика.

Массовое завоевание суши растениями произошло в силурийский период палеозоя. Первыми представителями наземной флоры, по всем данным, считаются псилофиты — своеобразные споровые растения, напоминающие плауны. Извилистые стебли псилофитов были покрыты щетинистыми листьями или оставались голыми. Как отметил М. М. Камшилов [1974], выход растений на сушу представлял собой подлинную революцию в развитии биосферы. При этом резко выросло количество массы живого вещества и сухопутная значительно превысила морскую (по современным оценкам, биомасса континентов почти в 800 раз превышает биомассу океанов). Далее открылись широкие возможности для дальнейшего развития органического мира, увеличения его разнообразия. Одним из важных факторов, определивших появление растительности на суше, были поднятия земной коры, связанные с каледонской эпохой складчатости и горообразования. Уже в следующий, девонский период появились папоротники, хвощи, семенные папоротники. Развитие наземной растительности и образование почв создали предпосылки для выхода на сушу животных: скорпионов, клещей, насекомых. Вслед за ними появились наземные позвоночные животные, использующие растения в качестве пищи. В морях необычайное развитие получили рыбы.

Карбоновый, или каменноугольный, период был периодом исключительного расцвета растительности. Возникли древовидные плауны, достигавшие высоты 30 м, огромные хвощи, папоротники, начали развиваться хвойные. Важным событием в развитии органического мира карбона было приобретение некоторыми амфибиями способности размножаться вне воды. Появились первые пресмыкающиеся — предки мезозойских динозавров. Увеличилось разнообразие насекомых, начавших завоевывать

воздушную среду. Появились гигантские стрекозы, жуки и тараканы. В пермский период произошла перестройка флоры и фауны. Пышного развития достигла наземная растительность, расширив места своего нахождения по сравнению с карбоном. Возникли новые формы пресмыкающихся. В пермских морях вымерли трилобиты и началось развитие головоногих моллюсков — аммонитов.

В мезозойской эре происходят существенные изменения в составе флоры и фауны. Большое развитие получают хвойные, цикадовые растения, а в меловой период появляются настоящие цветковые растения. Среди животных господствующее положение занимают пресмыкающиеся, завоевывая все области обитания: воздушную (летающие ящеры), водную (плавающие формы) и сухопутную (травоядные и хищные формы). Наиболее обильной группой пресмыкающихся были динозавры, давшие большое разнообразие различных форм. В триасе в морской среде древние плеченогие уступают место моллюскам, развиваются аммониты и белемниты. Среди морских позвоночных появляются настоящие костистые рыбы.

В конце мелового периода происходит коренное преобразование органического мира. Вымирают многие группы высших растений. В морях исчезают аммониты и основные группы белемнитов. На суше вымирают динозавры, а также летающие и плавающие их формы. Вымирание динозавров представляло собой весьма драматическое событие в истории органического мира. О его причинах были высказаны различные гипотезы, и этот вопрос до настоящего времени остается неясным. По всей видимости, конкуренция млекопитающих как теплокровных животных и более гибких форм по отношению к внешней среде может быть принята в качестве одной из важнейших причин массового вымирания динозавров.

В самом начале нижнемеловой эпохи еще продолжают существовать юрские формы растений. Но в течение всего мелового периода происходят существенные изменения в составе флоры. В конце нижнемеловой эпохи встречается множество покрытосеменных растений. С самого начала верхнемеловой эпохи они оттесняют голосеменных и занимают господствующее положение. В целом в наземной флоре мелового периода отмечается постепенная смена мезозойской растительности голосеменных (хвойных, цикадовых, гинкговых) растительно-

стью кайнозойского облика. Растительность верхнемеловой эпохи характеризуется уже присутствием значительного количества таких современных форм, как дуб, бук, ива, береза, платан, лавр, магнолия. Эта перестройка растительности подготовила кормовую базу для развития наземных позвоночных животных, преимущественно млекопитающих и птиц.

В кайнозойской эре наступила очередная перестройка органического мира. В результате геологических процессов строение поверхности Земли приближается к современному. На суше продолжается развитие лиственных деревьев и злаков. Среди животного мира на первый план выступают млекопитающие, давшие большое разнообразие форм. Появились сначала клоачные сумчатые и плацентарные, в частности насекомоядные, а в морях — китообразные и ластоногие. Особое место заняли крупные двустворчатые моллюски.

Широко развивается класс птиц. Еще в юрский период существовала промежуточная форма между пресмыкающимися и птицами — археоптерикс. У него уже появились некоторые признаки современных птиц, в частности перья или пероподобные образования. Дальнейшая тенденция в развитии птиц во второй половине мезозоя и в кайнозое связана с улучшением возможностей их передвижения и с приобретением способности к полету. Хотя нелетающие формы птиц встречаются и в настоящее время, но большинство их вымерло или стоит на пути к вымиранию. Наибольшего расцвета в кайнозое достигают относительно некрупные, но хорошо летающие группы, которые и среди современных птиц оказываются наиболее многочисленными. Свобода и быстрота передвижения давали птицам большое преимущество перед другими классами позвоночных в борьбе за существование.

Завершается кайнозойская эра четвертичным периодом, или антропогенем, который знаменуется крупным оледенением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заключительным и наиболее выдающимся событием в истории Земли было появление человека. С развитием цивилизации в пределах биосферы впервые в истории возникает ноосфера — сфера человеческого разума, представление о которой было введено в науку В. И. Вернадским.

Одна из важнейших задач в проблеме происхождения и эволюции человека, породившего ноосферу, — установление возраста его ближайших и отдаленных предков. В этом отношении с помощью радиологических и палеомагнитных методов достигнуты выдающиеся успехи, проливающие новый свет на старую научную проблему о древности человеческого рода.

Еще Ч. Лайель интересовался останками древнего человека и посетил в свое время ряд районов, где были найдены первобытные орудия. В своей книге «Древность человека» [1864] он привел веские доказательства в пользу того, что грубо обработанные ископаемые камни — орудия труда древнего человека. Их древность вытекала из условий залегания на значительной глубине совместно с ископаемыми животными, кости которых найдены вместе с орудиями и костями человека.

В 1871 г. Ч. Дарвин выпустил обширный труд «Происхождение человека и половой отбор», в котором рассматривал появление человека как результат эволюции животного мира. Однако в то время еще не были известны останки древних предков человека, которые отражали бы этот процесс. Таковые были найдены несколько позже и стали известны Ч. Дарвину лишь впоследствии.

В 1856 г. в Германии в долине Неандертала были обнаружены черепная крышка, кусок ключевой кости и остатки конечности ископаемого человека. Позже его называли неандертальцем. В 1891—1893 гг. военный врач Е. Дюбуа (1858—1940), проводя раскопки на острове Ява, находит черепную крышку, бедро и зубы человека более древнего, чем неандерталец. Находка получила название «питекантроп» (*Pithecanthropus erectus*).

В 1918—1923 гг. шведский геолог Г. Андерсон у местечка Чжоукоутянь, в 40 км юго-восточнее Пекина, находит куски обработанного кварца и вместе с костями животных обнаруживает зубы человека. В результате упорных и самоотверженных поисков канадца Д. Блэка к 1938 г. были извлечены останки не менее 38 человек. Возраст находок 400—350 тыс. лет. Сама находка получила название «синантроп» (*Pithecanthropus pekinensis*).

В 1924 г. профессор Иоганнесбургского университета Р. Дарту изучил ископаемый череп из местечка Таунг в Южной Африке и назвал ископаемое австралопитеком (*Australopithecus*) — южной обезьяной. Он же высказал предположение, что эта находка могла быть связующим звеном между высшей обезьяной и человеком. Вскоре

останки австралопитеков были обнаружены и в других районах Африки. На основании изучения этих останков можно сделать вывод, что австралопитеки имели прямую походку, умели изготавливать орудия из костей животных и занимались охотой. Возраст находок первоначально оценивался в 1 млн. лет.

Однако открытия последних лет показали, что существовавшие представления о происхождении и древности человека нуждаются в коренном пересмотре. Многочисленные находки в Африке позволили установить, что древнейшие обезьяноподобные люди, изготавлившие грубые примитивные орудия и охотившиеся на крупных животных, выделились из мира позвоночных животных не 1 млн. лет назад, а свыше 2,6 млн. лет. Поисковые работы в ущелье Олдувай, которое расположено между горой Килиманджаро и озером Виктория, начали проводиться еще с 1931 г. Л. Лики совместно с немецким геологом Г. Рекком. (Раскопки в этом районе продолжают и в настоящее время.) Вскоре в ущелье Олдувай был найден череп, который оказался меньше черепа гориллы и современного человека, но черты его лица напоминали человеческие (походка была прямой). Л. Лики назвал его зинджантроп (*Zinjanthropous*), что означало восточноафриканский человек. Возраст находки по калий-аргоновой датировке оказался неожиданно большим — 1,75 млн. лет! Вскоре обнаружили новые останки, которые получили название *Homo habilis*, т. е. человек умелый. Вместе с останками нашли и каменные орудия.

Наиболее важная находка была сделана в 1972 г. на восточном берегу озера Рудольф, у местечка Каоби-Фора.

Поскольку осадочные наслоения чередовались с туфовым материалом, то определение возраста было выполнено аргоновым методом именно по этому материалу. Найденный череп больше напоминал череп современного человека, чем питекантропа и тем более австралопитека. Слой, в котором он был захоронен, относится к промежутку времени от 3,18 до 2,61 млн. лет назад.

Таким образом, согласно современным данным палеонтологии и радиогеохронологии древнейшим человеком был не яванский питекантроп и не китайский синантроп, а восточноафриканский *Homo habilis*. Предок его существовал совместно с австралопитеками. По мнению антропологов, морфологически они почти идентичны, но существенно отличаются от современных человекообразных

обезьян. Отмечается, что наиболее надежный критерий их различия — следы деятельности в виде орудий труда.

Антропологи считают, что одновременно с человеком *Homo habilis* существовали разнообразные виды ископаемых гоминид. Но затем австралопитеки и близкие к ним формы вымерли, а человек продолжал жить и развиваться. Вместе с тем последние данные исторической антропологии позволяют заключить, что прародиной человека была Африка.

Появлению человека предшествовала длительная эволюция позвоночных животных в течение второй половины фанерозойского эока. Еще в 1851 г. американский геолог, минералог и биолог Д. Дана (1813—1895) указал, что за геологическое время непрерывно изменялась и развивалась нервная система животных, головной мозг.

Примерно к дате 80 млн. лет (верхний мел) относится появление древнейших приматов, которые обитали на деревьях. В палеогене (40—20 млн. лет назад) происходит разделение древних приматов на низших и человекообразных обезьян, а 20—10 млн. лет назад в Индии и Африке появляются рамапитеки — древнейшие из известных приматов, обладающие чертами сходства с человеком. В верхнем неогене (около 6 млн. лет назад) в Африке появляется австралопитек — ближайший предшественник человека среди приматов, ходивший на двух ногах и применявший первые орудия. Весь промежуток времени существования австралопитеков оценивается интервалом 6—1 млн. лет назад. Время перехода некоторой части австралопитеков к систематическому труду относится приблизительно к дате 2,6 млн. лет, что отмечается обстоятельным изучением материала из Олдувая.

В эпоху нижнего палеолита, 1 млн.—0,8 млн. лет назад, появляется первый настоящий человек (*Homo erectus*). Он приобретает навыки хранения и использования огня и заселяет зоны умеренного климата Старого Света. Со времени овладения огнем человек становится относительно независимым от климата. Позже, 200—80 тыс. лет назад, в Европе появляются неандертальцы, а 40—30 тыс. лет назад — кроманьонцы (*Homo sapiens*). Человек заселяет Америку, добирается до Австралии.

В дальнейшем человек овладевает богатствами и силами природы. На смену охоте приходит скотоводство, а затем растениеводство и земледелие. Мы еще пока не можем хронологически различить границы между первобытным обществом и первым классовым рабовладельчес-

ким обществом. Но здесь мы ставим точку, ибо дальнейшая история Земли и ее поверхности становится не столько объектом изучения геолога, сколько задачей историка и археолога. Здесь лишь мы отметим высказывание Ч. Дарвина, который писал: «...земля долго готовилась к принятию человека, и в одном отношении это строго справедливо, потому что человек обязан своим существованием длинному ряду предков. Если бы отсутствовало какое-либо из звеньев этой цепи, человек не был бы тем, кто он есть. От обезьян Старого Света произошел в отдаленный период времени человек, чудо и слава мира»¹.

В заключение мы приведем хронологическую последовательность важнейших событий в истории Земли по данным Дж. Барроу и Дж. Сили (1980 г.) с некоторыми дополнениями:

	Время, лет назад		Время, лет назад
Большой Взрыв	$20 \cdot 10^9$	Простейшие одноклеточные животные	$2,8 \cdot 10^9$
Ядерный синтез дейтерия и гелия	$20 \cdot 10^9$		
Начало формирования галактик	$18-19 \cdot 10^9$	Шамваянский магматический цикл	$2,5-2,7 \cdot 10^9$
Сжатие нашей протогалактики	$16 \cdot 10^9$	Эукариоты	$1,8 \cdot 10^9$
Образование звезд первого поколения	$16 \cdot 10^9$	Карельско-свекофенский магматический цикл	$2-1,7 \cdot 10^9$
Образование звезд населения II	$15 \cdot 10^9$	Половые организмы	$1 \cdot 10^9$
Образование звезд населения I	$10 \cdot 10^9$	Гренвиллский цикл	$1,0-0,9 \cdot 10^9$
Взрыв Сверхновой — рождение туманности	$4,7 \cdot 10^9$	Позвоночные животные	$450 \cdot 10^6$
Твердые тела Солнечной системы	$4,6-4,5 \cdot 10^9$	Наземные растения	$425 \cdot 10^6$
Завершение формирования Земли	$4,55 \cdot 10^9$	Хвойные растения	$300 \cdot 10^6$
Зарождение жизни	$4,6-4 \cdot 10^9$	Первые теплокровные животные	$225 \cdot 10^6$
Начало автотрофной жизни	$>3,8 \cdot 10^9$	Цветковые растения	$150 \cdot 10^6$
Древнейшие сохранившиеся участки земной коры	$3,8 \cdot 10^9$	Первые птицы	$150 \cdot 10^6$
Древнейшие строматолиты	$3,5 \cdot 10^9$	Первые приматы	$80 \cdot 10^6$
		Рамапитеки	$20 \cdot 10^6$
		Австралопитеки	$6 \cdot 10^6$
		Человек умелый	$>2,6 \cdot 10^6$
		Человек разумный	$0,04 \cdot 10^6$

¹ Дарвин Ч. Происхождение человека. — Соч. М.: Изд-во АН СССР, 1950, т. 4, с. 132.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых констант. М.: Наука, 1975.
- Варшавский А. С. В поисках предков. Происхождение человека: миф и действительность. М.: Моск. рабочий, 1982.
- Вернадский В. И. Радиоактивность и новые проблемы геологии. О некоторых очередных проблемах радиогеологии. О значении радиогеологии для современной геологии.— Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965.
- Войткевич Г. В. Проблема построения геохронологической шкалы.— В кн.: Проблемы радиогеологии. М.: Наука, 1983.
- Гамильтон Е. Прикладная геохронология. Л.: Недра, 1968.
- Дарвин Ч. Происхождение видов путем естественного отбора.— Соч. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 3.
- Зубаков В. А. Современное состояние геохронологической шкалы позднего кайнозоя и методические проблемы ее разработки. Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.
- Кальвин М. Химическая эволюция. М.: Мир, 1971.
- Камшилов М. М. Эволюция биосферы. М.: Наука, 1974.
- Келлер Б. М. Принципы и методы построения геохронологической шкалы. (Итоги науки и техники. ВИНТИ, общая геология), Новосибирск: Наука, 1980.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Крылов А. Я. Сравнение результатов определения абсолютного возраста пород, слюд и полевых шпатов, выполненных аргонным методом.— В кн.: Тр. 11-й сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Кузнецов Ю. В. Радиогеохронология океана. М.: Атомиздат, 1976.
- Лайель Ч. Древность человека. СПб., 1864.
- Мануэл О. К. Гетерогенность изотопного и элементарного состава в метеоритах: доказательство локального синтеза элементов.— Геохимия, 1981, № 2.
- Маршинин Е. К., Подклетнов Н. Е. Вулканизм и образование живой материи.— Природа, 1979, № 11.
- Матюшин Г. Н. У истоков человечества. М.: Мысль, 1982.
- Меклер Л. Б. О происхождении живых клеток: эволюция биологически значимых молекул — переход химической эволюции в биологическую. Новый подход к проблеме.— Журн. ВХО им. Менделеева, 1980, т. XXV, № 4.
- Мухин Л. М. Планеты и жизнь. М.: Мол. гвардия, 1980.
- Нейштадт М. И. История лёссов и палеогеографии СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Никифорова К. В. Проект — граница между неогеном и четвертичной системой.— Вестн. АН СССР, 1980, № 7.
- Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н., Хохлов Е. К., Овчинников Л. В., Сазонова О. Ф. Датирование древних биотитов Кольского полуострова калий-кальциевым методом.— В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказ—Карпат. системы. М.: Наука, 1978.
- Опарин А. И. Жизнь, ее природа, происхождение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

- Происхождение и эволюция галактик и звезд. М.: Наука, 1976.
- Рогинский Я. Я., Левин М. Г. Антропология. М.: Высш. шк., 1978.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980.
- Руденко А. П. Эволюционная химия и естественноисторический подход к проблеме происхождения жизни.— Журн. ВХО им. Менделеева, 1980, т. XXV, № 4.
- Сильвестров Ю. П. Некоторые проблемы изучения плейстоцена и голоцена.— В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981, с. 5—12.
- Соболевич Э. В. Изотопная космохимия. М.: Атомиздат, 1974.
- Соколов Б. С. Современное значение палеонтологии для стратиграфии.— В кн.: Тр. 24-й сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1982.
- Старик И. Е. Ядерная геохронология. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970.
- Уайт Э., Браун Д. М. Первые люди. М.: Мир, 1978.
- Фокс С., Дозе К. Молекулярная эволюция и возникновение жизни. М.: Мир, 1975.
- Чечев В. П., Крамаровский Я. М. Радиоактивность и эволюция Вселенной. М.: Наука, 1978.
- Шевлягин Е. В. Геологическая интерпретация палеомагнитных векторов горных пород. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982.
- Шидловский М. Изотопный состав серы в докембрии: Свидетельства возникновения сульфатного дыхания.— Геохимия, 1980, № 2.
- Шуклюков Ю. А. Часы на миллиард лет. М.: Атомиздат, 1977.
- Burbidge E. M., Burbidge G. R., Fowler W. A., Hoyle F. Synthesis of the elements in stars.— Revs Mod. Phys., 1957, vol. 29, N 547.
- Cayeux A. de. Extrait de la Terre. Bordos; Paris, 1981.
- Compston W. The oldest minerals.— New Scientist, 1983, vol. 98, N 1358.
- De Laert J. R., Fletcher J. R., Rosman K. J. et al. Early archaean gneisses from the Yilgarn Block, Western Australia.— Nature, 1981, vol. 299, N 5821.
- De Paolo D. J. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth structure and evolution.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1981, vol. 62, N 14.
- Heumann K. G., Schwaben W., Stadler I., Kubassek E. K/Ca — alterbestimmung an Kalifeldspäten.— Ztschr. Naturforsch. A, 1977 Bd. 32, N 11.
- Kaiser T., Kelly W. R., Wasserburg G. J. Isotopically anomalous silver in the Santa Clara and Pinon iron meteorites.— Geophys. Res. Lett., 1980, vol. 7, N 4.
- Kelly W., Wasserburg G. J. Evidence for the existence of ^{107}Pd in the early solar system.— Geophys. Res. Lett., 1978, vol. 5, N 12.
- Newton I. The Chronology of Ancient Kingdoms amended. L., 1728.
- Patterson C. C. Age of meteorites and the Earth.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, vol. 10, N 4.
- Reynolds J. H. Clues in the rare gas isotopes to early solar system history.— Moon, 1974, vol. 11, N 3/4.
- Schultz L. Meteoriten als Zeugen des Ursprung unseres Sonnensystems.— Naturwissenschaften, 1982, Bd. 35, N 7.
- Thode H. G. Sulfur isotope ratios in late and early precambrian sediments and their implications regarding early environments and early life.— Orig. Life, 1980, vol. 10, N 2.
- York D., Farquhar R. M. The Earth's age and geochronology. Oxford etc.: Pergamon press, 1973.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Возникновение геологической хронологии	5
Радиоактивность — основа методов измерения геологического времени	18
Изотопные методы измерения геологического времени	33
Возраст Земли, Луны и метеоритов	68
Хронология ранней истории Солнечной системы	76
Геохронологическая шкала истории Земли	90
Древность жизни и основные этапы ее развития	105
Заключение	122
Литература	127

Георгий Витольдович Войткевич

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ ЗЕМЛИ

Утверждено к печати

редколлегией серии научно-популярных изданий Академии наук СССР

Редактор издательства Л. И. Приходько

Художественный редактор Н. А. Фильчагина

Технический редактор Н. Н. Плохова

Корректоры В. А. Богров, В. А. Петрова

ИБ № 28101

Сдано в набор 13.06.84. Подписано к печати 21.08.84. Т-05764.

Формат 84×108¹/₃₂ Бумага типографская №1 Гарнитура обыкновенная

Печать высокая Усл. печ. л. 6,72. Уч.-изд. л. 7,2 Усл. кр. отт. 7,02

Тираж 16.000 экз. Тип. зак. 312 Цена 45 коп.

Издательство «Наука» 117864 ГСП-7, Москва В-485. Профсоюзная ул., 90

2-я тип. издательства «Наука» 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



ИЗДАТЕЛЬСТВО

«НАУКА»

ВЫШЛА

ИЗ ПЕЧАТИ

КНИГА

ГАВРИЛОВ В. П.

Кладовая океана.

1983, 9 л., 55 к.

Цель книги — познакомить читателя с минеральными богатствами Мирового океана. Часть из них находится внутри земной коры, другие лежат на океаническом дне, третьи растворены в океанической воде. Наконец, сама вода океанов представляет большую ценность как неисчерпаемый источник для получения пресной воды. При добыче океанических сокровищ человек сталкивается с большим количеством технических и экологических проблем.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 **Алма-Ата**, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 **Баку**, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 **Днепропетровск**, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95; 252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4; 277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148; 443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2; 197345 **Ленинград**, Петрозаводская ул., 7; 220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72; 117192 **Москва**, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6; 450059 **Уфа**, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42; 310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87.