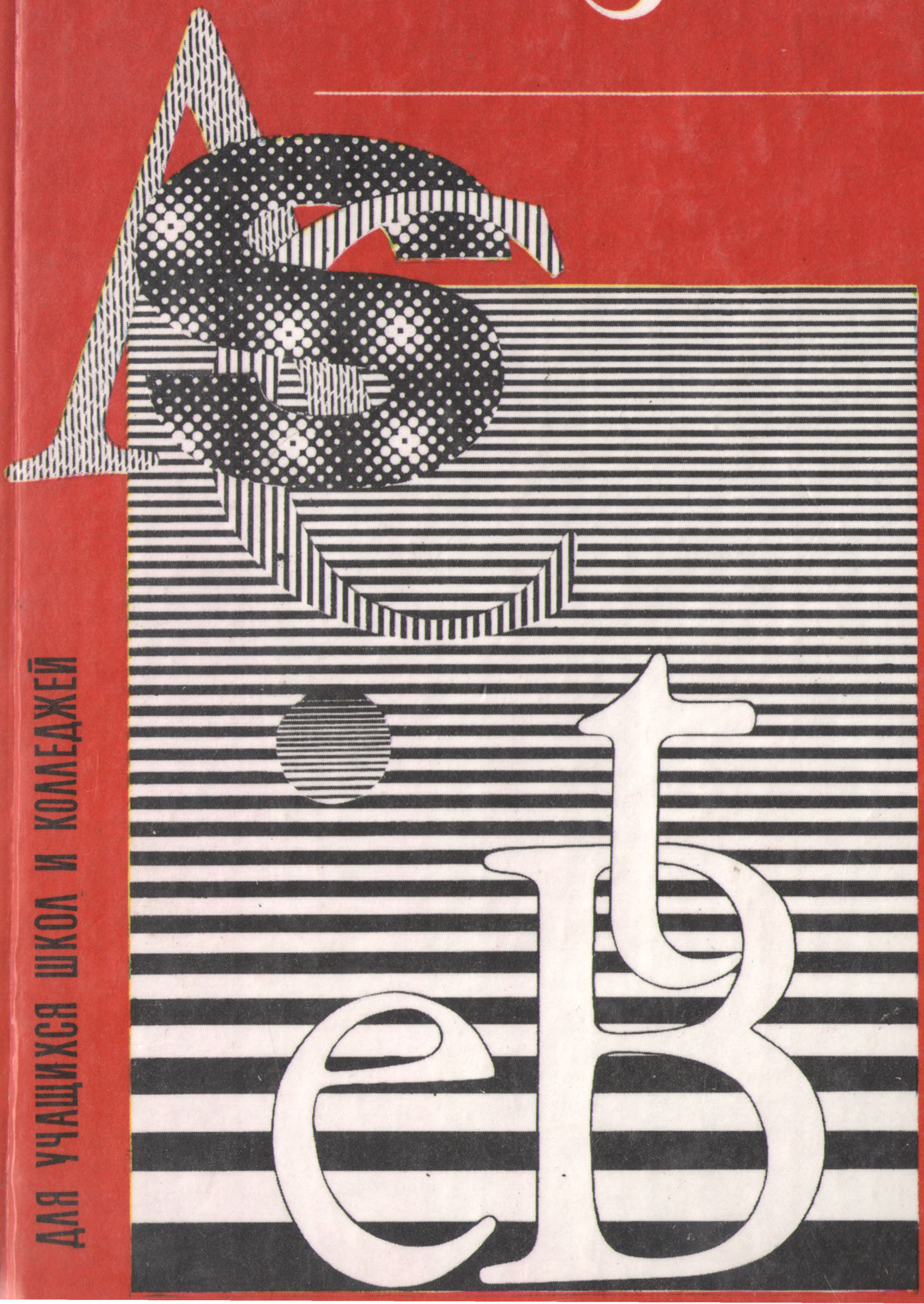
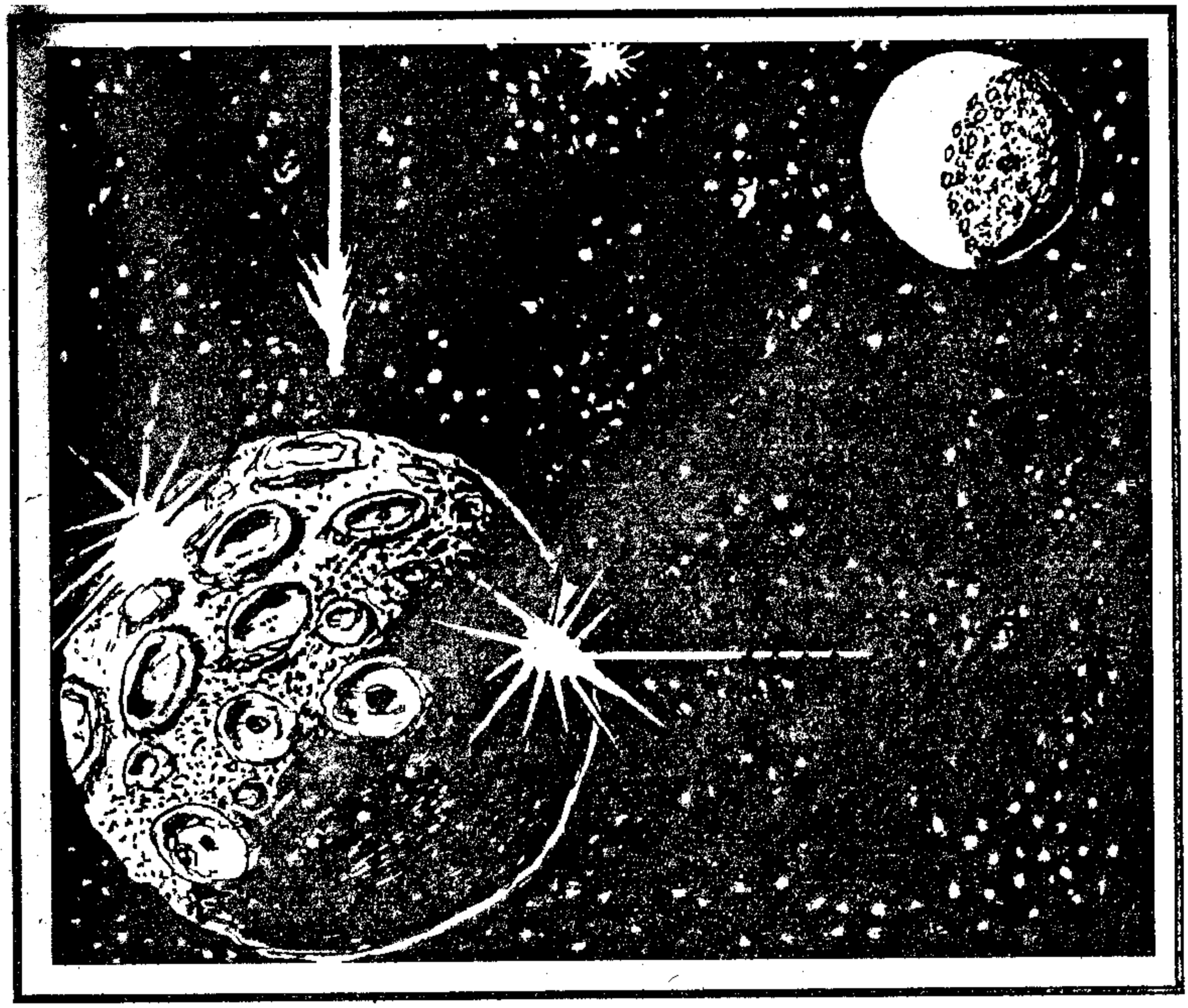
Г.В. Войткевич

Рождение Земли



ДЛЯ УЧАЩИХСЯ ШКОЛ И КОЛЛЕДЖЕЙ



Г. В. Войткевич

Рождение земли

Для учащихся школ, лицеев, колледжей

Издание второе, расширенное и дополненное
Рекомендовано в качестве дополнительного учебного пособия
Департаментом образования при Администрации Ростовской области

Феникс
Ростов-на-Дону
1996

ББК 88

Г. В. Войткевич
«Рождение Земли» — Ростов-на-Дону: «Феникс», 1996. — 480 с.

В книге в общедоступной форме изложена одна из важнейших проблем науки — проблема происхождения Земли в свете новых данных последних исследований космических тел: вещества метеоритов, астероидов и планет. Показано, что эти данные свидетельствуют о физико-химических процессах в протопланетном веществе, определивших состав Земли и планет. Происхождение Солнца и протопланетной туманности связывается с происхождением химических элементов — последнего акта нуклеосинтеза в космической эволюции вещества. Описана последовательность формирования главных оболочек Земли из газового вещества солнечного состава, как последовательный процесс его охлаждения, конденсации и аккумуляции. Образование верхних оболочек Земли — атмосферы, гидросферы и литосферы — представлено как результат вторичных процессов — химической дифференциации Земли. Возникновение Земли и жизни рассматривается как единый процесс, органически связанный с химической эволюцией протопланетного вещества.

Книга рассчитана на широкий круг читателей.

Рисунков 54, таблиц 40.

В $\frac{4108020000}{4МО(03)-96}$ — без объявл.

ISBN 5-85880-157-9

© Войткевич Г. В., 1996
© Бабкин О., оформление, 1996
© Изд-во «Феникс», 1996

Предисловие

Проблема происхождения Земли и планет Солнечной системы относится к старейшим и важнейшим проблемам науки. Она привлекала к себе выдающихся деятелей науки в течение многих столетий. Но в настоящее время основные вопросы космогонии Солнечной системы оказываются тесно связанными с развитием космической химии, которая достигла больших успехов. Благодаря усиленному исследованию околосолнечного пространства космическими аппаратами, оснащенными автоматическими измерительными приборами, а также благодаря детальному изучению метеоритов в земных лабораториях, мы получаем новые ценные данные о химическом составе отдельных тел Солнечной системы. Этих данных были лишены прежние космогонические исследования и поэтому реставрация ранних событий в истории нашей планетной системы не могла быть полной и надежной. Новые данные все более настойчиво свидетельствуют о том, что химический состав Земли и планет возник как следствие космической эволюции вещества, *которая была связана с физико-химическими процессами*, когда возникли определенные соотношения атомов химических элементов. Эти соотношения предопределили в дальнейшем весь ход развития отдельных планет. Поэтому физико-химический подход к решению космогонических проблем рождения Земли и всех других планет солнечного семейства является совершенно неизбежным на современном уровне знаний. В атомных количественных соотношениях различных тел Солнечной системы, в структуре и химическом составе метеоритов мы сейчас видим *исторические свидетельства*, позволяющие восстановить доплanетную стадию развития вещества.

Несомненно, что в проблеме образования нашей

родной планеты еще много неясного, еще многое предстоит узнать и решить. Следы творения, по которым можно восстановить раннюю историю Земли и Солнечной системы, еще очень скудны, не позволяют принять однозначного решения. Однако последние достижения в области химического изучения планет и метеоритов уже сейчас дают основание нам совершенно по-новому подходить к реставрации истории вещества Земли и на этой базе наметить реальные границы тех условий, при которых происходило рождение нашей планеты — формирование ее химического состава и зонального оболочечного строения. К тому же сейчас становится все более ясным, что происхождение жизни и биосферы на Земле связано со способом ее образования. В связи с изложенным возникла необходимость более полно осветить в предлагаемой книге данные по космохимии, имеющие отношения к формированию состава Земли, а также данные по ее строению, возрасту и радиоактивности.

Глава I

Зарождение и развитие представлений о происхождении Земли и планет

В экономии природы мы не встречаем ни следов начала, ни признаков конца.
Дж. Хеттон

Рождение Земли... Величайшая загадка природы! Оно было органически связано с единым процессом образования всей Солнечной системы, частью которой и является наша планета. Проблема происхождения Земли является важной проблемой космогонии — науки о происхождении и развитии небесных тел и их систем.

Победа гелиоцентрической системы Н. Коперника, которая нанесла непоправимый удар господству церкви в области естественных наук и свела положение Земли к роли рядовой планеты Солнечной системы, подготовила почву для возникновения научных гипотез о происхождении нашей планеты, что, естественно, предполагало единство вещества Земли и Космоса. Идеи о материальном единстве земных и космических тел были высказаны такими выдающимися учеными как Р. Декарт (1590 — 1650), Х. Гюйгенс (1629 — 1695), М. В. Ломоносов (1711 — 1765).

Выходец из обеспеченной дворянской семьи Рене Декарт провел свою молодость на военной службе,

затем много путешествовал, а в 1624 г. переехал в Голландию, где протекала его плодотворная научная деятельность. По Декарту, во Вселенной существует великое множество миров, и каждая звезда представляет собой Солнце и в то же время является центром какого-то мира. Материя, из которой состоят небесные тела, повсеместно одинакова, и развитие мира строго подчинено тем самым законам природы, которые действуют и сейчас. Декарт допускал, что 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. По Декарту, Бог создал материю и движение. Далее материя развивалась по своим законам.

Впрочем, фигура Бога в космогонии Декарта отодвигалась на задний план. Это хорошо подметил выдающийся французский математик, но глубоко верующий человек Б. Паскаль (1623 — 1662), который писал: «*Я не могу простить Декарту следующее: во всей философии он охотно бы обошелся без Бога, но не мог удержаться, чтобы не дать ему щелчка по носу, заставив его привести мир в движение. После этого он более никаких дел с Богом не имел*».

Космогония Декарта несомненно имела прогрессивный характер. Образование небесных тел он впервые связывает с корпускулярным строением вещества, хотя, естественно, его представления об этом строении были примитивными. Декарт имел большое превосходство над своими учеными коллегами XVII века, которое состояло в методическом подходе сознательного эволюциониста к изучению явлений природы. О материальных телах он писал: «*Их природа более доступна пониманию, когда можно видеть их постепенное возникновение, чем рассматривать их как совершенно*

готовые».

Выдающийся голландский ученый второй половины XVII века Христиан Гюйгенс за несколько недель до смерти в 1695 г. завершил свой научный труд «Косотеорос», в котором были изложены достижения астрономии того времени. В этой книге был утвержден принцип большого научного значения — мысль о единстве материального состава и природных сил во всем Космосе. Звезды являются телами, ничем не отличающимися от Солнца, и вокруг них обращаются системы планет, подобных планетам Солнечной системы.

По распоряжению Петра Великого эта книга была переведена Яковом Брюсом на русский язык и дважды издавалось в России в 1717 и 1724 гг. под названием «Книга мировоззрения, или мнение о небесно-земных глобусах, и их украшениях». Книга была враждебно встречена православным духовенством, а директор Петербургской типографии Михаил Аврамов фактически сорвал первое издание, отпечатав тайком от Петра всего 38 экземпляров, вместо запланированных 1200. При этом он заявил: «*... оная книжица самая богопротивная, богомерзкая и ее автора и переводчика не мешало бы сжечь в срубе*».

В течение всей своей научной деятельности М. В. Ломоносов мужественно выступал в защиту передовых идей своего времени, утверждая материальное единство мира на основе атомистической — корпускулярной теории. Его понимание природы Космоса было основано на совершенно ясном представлении о единстве и неуничтожаемости материи. Непосредственно об этом представлении свидетельствуют следующие высказывания М. Ломоносова: «*Во всех системах Вселенной элементы и начала одни и те же,* — писал он в 1756 г. в своих заметках о теории электричества, — *и материя пылающего Солнца — та же самая, что и внутренняя (материя) в раскаленных телах*». Далее: «*Я натуру нахожу везде себе подобную: я вижу,*

что лучи, от самых отдаленных звезд к нам преходящие, тем же законам в отвращении и преломлении, которым солнечного и земного огня лучи последуют, и для того же сродство и свойство имеют». В сочинении «О слоях земных», отмечая общую изменчивость в природе, он пишет, что «*главнейшие величайшие тела мира, планеты и самые неподвижные звезды изменяются, теряются в небе, показываются вновь*». М. Ломоносов ясно представлял себе огромную длительность геологического времени и тонко высмеивал библейское летоисчисление, общепринятое в обществе того времени.

Ровесник и современник М. В. Ломоносова, один из крупнейших натуралистов XVII века — Ж. Л. Бюффон (1707 — 1788), завоевал своим огромным сочинением «Естественная история, общая и частная» мировую славу. Более ста лет это многотомное сочинение читалось широкой публикой и изучалось специалистами. Ж. Л. Бюффон выдвинул космогоническую гипотезу о происхождении Земли как обломка Солнца, который был от него оторван ударом гигантской кометы. Таким образом, согласно выдвинутым предположениям, первоначально наша Земля находилась в раскаленном состоянии, а затем медленно остывала. Основные идеи Ж. Л. Бюффона были изложены в популярной форме в книге «Теория Земли» (1749 г.). В 1779 г. он опубликовал большое сочинение под названием «Эпохи природы», в котором история Земли была подразделена на семь эпох общей продолжительностью 75000 лет. Эта величина значительно превышала библейское летоисчисление в интерпретации отцов церкви. За это Ж. Л. Бюффон подвергался нападкам со стороны духовенства.

Выдающийся немецкий философ Иммануил Кант (1724 — 1804) в 1755 г. опубликовал книгу — «Общая история и теория неба», в которой изложил новую космогоническую гипотезу. Согласно этой гипотезе — Солнце в далеком прошлом когда-

то было окутано туманностью, состоящей из частиц, движущихся вокруг Солнца в разных направлениях. В течение определенного времени, вследствие столкновения частиц между собой, произошло упорядочение этого движения, и туманность стала вращаться вокруг Солнца. Из этой вращающейся туманности возникли впоследствии планеты.

Знаменитый французский математик, оставивший после себя обобщающие труды в области небесной механики, Пьер Лаплас (1749 — 1827) независимо от И. Канта и не зная о его космогонических построениях, предложил свою космогоническую гипотезу, близкую к гипотезе И. Канта. Согласно гипотезы П. Лапласа, первоначально существовала раскаленная вращающаяся газовая туманность, по своим размерам превышающая современную планетную систему. Допускалось, что туманность имела сплюснутую форму. С течением времени под влиянием охлаждения и притяжения к центру эта туманность сжималась. При сжатии туманности повысилась ее температура, и в результате увеличения центробежной силы от нее оторвались отдельные газовые кольца, которые при сгущении превратились в планеты. Первоначально все планеты представляли собой раскаленные газовые тела, которые медленно остывали. Аналогичным образом и Земля первоначально возникла в расплавленном состоянии и затем остыла, покрывшись корой. Во второй половине XIX века выдающийся английский физик В. Томсон (лорд Кельвин), основываясь на теории теплопроводности, вычислил возраст Земли как период времени ее остывания от раскаленного состояния до современных температур. Он оказался равным 24 млн лет. Но эта величина оказалась малой по сравнению с другими оценками геологического времени.

Гипотеза П. Лапласа получила почти всеобщее признание и до 1900 годов была господствующей в космогонии. Однако впоследствии оказалось, что

гипотеза не может объяснить ряд особенностей Солнечной системы. Превращение газовых колец, оторвавшихся от первичного Солнца, в планеты было невозможным, поскольку предполагаемая масса этих колец неизбежно должна была расширяться и рассеиваться в пространстве. Кроме того, после отделения колец Солнце должно было сохранить большую часть момента вращения, обладая огромной массой. В этом случае при теперешнем состоянии Солнца оно должно было бы иметь большой момент вращения и вращаться настолько быстро, что центробежная сила на экваторе должна была быть соизмеримой по величине с силой тяжести. Между тем Солнце вращается медленно и центробежная сила на экваторе ничтожно мала по сравнению с силой тяжести. На долю планет приходится 98% момента количества движения, а на долю массивного Солнца всего лишь 2%. В целом, при построении космогонической гипотезы были использованы только законы механики, что оказалось недостаточным.

После гипотезы П. Лапласа в начале XX века был предложен ряд других космогонических гипотез, которые не получили широкого распространения, за исключением гипотезы Дж. Джинса — Г. Джеффриса. Американский астроном В. Мак-Кри в 1963 г. удачно подразделил все предложенные космогонические гипотезы на три класса:

1. Гипотезы, согласно которым Солнце полностью завершило свое образование планет, а вещество планет произошло непосредственно от выброса материи Солнца под воздействием внешних факторов.

2. Гипотезы, согласно которым Солнце и планеты сформировались одновременно из вращающейся туманности, которую часто называют облаком или *небулой*. Образование планет рассматривается как результат эволюции этого облака.

3. Гипотезы, согласно которым Солнце полностью образовалось раньше планет, но планетное

вещество было захвачено из межзвездных облаков или другого источника, после чего образовалась газово-пылевая туманность. Из этой туманности впоследствии возникли планеты.

К началу XX века были предложены космогонические гипотезы американских ученых В. Чемберлена и Ф. Мультона и английских — Дж. Джинса и Г. Джеффриса.

Согласно В. Чемберлену и Ф. Мультону, в результате близкого прохождения или даже касательного столкновения Солнца с другой звездой образовался выброс солнечного вещества, из которого, в конце концов, образовались планеты и их спутники. Предполагалось, что выброшенное указанным способом солнечное вещество — солнечный газ — быстро остынет и затвердеет, образуя малые сгущения вещества, названные *планетезималями*. Объединение планетезималей приводит к формированию планет.

По Дж. Джинсу и Г. Джеффрису, первичное одинокое Солнце некогда встретилось со звездой. При этом сближении, произошедшем на расстояниях порядка величины их диаметров, под приливным воздействием Солнце выбросило огромную сигарообразную струю вещества в сторону проходящей звезды. Из этой струи в результате ее разделения и последующей конденсации образовались планеты. Эта гипотеза в течение нескольких десятков лет господствовала в научной и научно-популярной литературе. Однако статистические подсчеты показали, что столь тесное сближение двух звезд — явление очень редкое в нашей звездной системе — галактике. Все рассмотренные гипотезы однозначно приводили к горячему началу нашей планеты — Земли, ранняя история которой представлялась как процесс остывания первоначально газового, а затем жидкого сферического тела. Однако скоро были предложены космогонические построения, допускающие относительно холодное начало Земли.

Развитие планетной космогонии в нашей стране связано главным образом с деятельностью двух крупных ученых-академиков — В. Г. Фесенкова (1898 — 1972) и О. Ю. Шмидта (1891 — 1956).

В. Г. Фесенков стремился связать проблемы планетной космогонии с проблемами звездной космогонии. Он разработал теорию изменения вращательного момента звезды в результате истечения из нее массы вещества. Применяя эту теорию к Солнцу, В. Г. Фесенков предположил, что некогда Солнце представляло собой быстро вращающуюся звезду с линейной скоростью вращения на экваторе порядка 300 км/с и выше. Из этой звезды происходило быстрое истечение вещества, в результате чего она теряла вращательный момент. Если планеты образовались в период времени, когда Солнце было горячей гигантской звездой, то затруднения, связанные с необходимостью объяснить большой момент количества движения планет, отпадают. В последних своих публикациях В. Г. Фесенков отмечал, что все данные относительно процесса звездообразования показывают — первичное Солнце должно быть окруженным газово-пылевой средой в виде довольно плоского диффузионного облака, уплотненного в средней части. Ныне существующие планеты образовались из этого облака и сохраняют часть его вращательного момента. Это газово-пылевое облако, обладающее тем же составом, что и первоначальное Солнце, могло, кроме того, непрерывно пополняться газовыми струями вследствие интенсивного корпускулярного излучения, происходящего на этой стадии также преимущественно в экваториальной плоскости. Сгущения в отдельных частях протопланетного диска привели к образованию планет.

О. Ю. Шмидт в своих исследованиях первоначально развивал идею захвата Солнцем части метеорного облака и рассматривал механизм преобразования его в отдельные сгущения — будущие планеты — в результате взаимных столкновений и «слипания» пылевых частиц. Дальнейшие иссле-

дования показали малую вероятность такого захвата.

Впоследствии О. Ю. Шмидт и его ближайшие сотрудники Б. Ю. Левин и В. С. Сафронов приняли точку зрения о совместном образовании Солнца и околосолнечной газово-пылевой среды. Основные усилия этих исследователей были направлены на изучение эволюции газово-пылевого облака, окружавшего Солнце. За время существования облака происходил процесс оседания пыли в экваториальной плоскости Солнца, при этом самые большие пылинки успевали вырасти до сантиметровых размеров. Железные частицы, в отличие от каменных, чаще объединялись при столкновениях и быстрее образовали тонкий диск, создавая предпосылки для образования планет.

По Б. Ю. Левину, весь процесс формирования планет можно разделить на два этапа. На первом этапе в облаке происходило образование роя относительно крупных тел — промежуточных между первоначальными пылевыми частицами и теперешними планетами. На втором этапе произошло объединение промежуточных тел в планеты. В этом случае Земля возникла как относительно холодное тело более-менее однородного состава. В дальнейшем началось разогревание первичной Земли от распада присутствующих в ней радиоактивных элементов. В результате разогрева появились расплавленные участки с последующей дифференциацией. За счет расплавленных масс, излившихся на поверхность планеты, возникла при застывании земная кора.

В настоящее время, оставляя в стороне неведомые детали процесса возникновения Солнечной системы, представляется несомненным, что планеты возникли из некоторой газово-пылевой среды, первоначально окружавшей Солнце. Однако в отношении происхождения этого первоначального облака нет еще единого мнения. Кроме того, до сих пор все космогонические гипотезы не касались химических процессов, которые привели к образо-

ванию первоначальной пыли и образованию различных планет, по существу, разного химического состава. Как это ни странно, решение космогонических проблем производилось без строгого учета строения и свойств атомов химических элементов, слагающих все, что есть в Солнечной системе.

Первый шаг в познании химической истории планет Солнечной системы при их возникновении был сделан выдающимся американским ученым, лауреатом Нобелевской премии Гарольдом Юри (1893 — 1981) в 1952 г. в книге «Планеты, их происхождение и развитие». Он разработал систему представлений о Земле, Луне и земных планетах, которая была основана на оригинальных идеях, разрушавших многие предшествующие традиционные представления. Г. Юри рассчитал ряд химических равновесий между элементами в процессе остывания газа солнечного состава. Он допустил, что Земля и планеты земной группы возникли из почти однородной смеси силикатов и металлического железа. Различный нагрев первичных планетезималей, а впоследствии и самих планет от радиоактивного тепла определил различную интенсивность окисления вещества, что привело, в конце концов, к различию состава новорожденных планет. В этом случае Земля возникла путем аккумуляции планетезималей, в разной степени потерявших летучие вещества, при относительно низких температурах — ниже температур плавления материала этих планетезималей.

Таким образом, общая тенденция развития космогонических исследований привела к холодному навалу Земли. Однако для выяснения всех обстоятельств возникновения нашей планеты необходимо опираться на недавно полученные космохимические данные и строго учитывать основные свойства атомов, которые во многих случаях определили ход событий в далеком прошлом Солнечной системы.

Глава II

Химические элементы в Космосе

Химическое единство мира, единство химических элементов есть научный факт.

В. И. Вернадский

Периодический закон и распространенность атомов

В вечном круговороте движутся атомы химических элементов, наполняя видимую область Космоса мириадами звезд и рассеянным межзвездным веществом. Видимая застывшей, величественная картина звездного неба отражает лишь мгновение в жизни Вселенной. Ни на одну секунду не останавливаются газовые вихри звездных атмосфер, рассеивающие атомы в межзвездное межгалактическое пространство. С громадной скоростью движутся потоки космических лучей. В мощных взрывах громадных космических систем рождаются новые атомы вселенной.

В 1859 г. Г. Кирхгофф и Р. Бунзен в Германии открыли спектральный анализ. Наличие в спектре характерных линий, присущих атомам данного элемента, и их интенсивность позволили определять присутствие этого элемента и его содержание в исследуемом материале. Спектральный анализ стал широко применяться в научных исследованиях. С его помощью были открыты новые химичес-

кие элементы. В 1868 г. новый элемент гелий был обнаружен на Солнце и лишь в 1895 г., спустя 27 лет, он был найден на Земле В. Рамзаем в радиоактивном минерале клевеите. Благодаря спектральному анализу необычайно расширились возможности химического познания далеких миров. Тождественность земных и космических атомов стала обоснованным научным фактом.

В 1869 г. Д. И. Менделеев сформулировал периодический закон и предложил первый вариант таблицы. Трудно назвать другое научное обобщение, которое сыграло бы в развитии наших знаний о природе и свойствах материи, как периодический закон и периодическая система химических элементов. Открытие Д. И. Менделеева во многом способствовало переходу химической науки на более высокий качественный уровень. Оно оказало огромное влияние на развитие других наук, некоторых разделов физики, связанных с проблемой строения вещества; без периодического закона не смогла бы возникнуть атомная физика, основные положения которой связаны со структурой периодической системы элементов. Периодическая система оказала существенную помощь в становлении новых наук — геохимии и космохимии. Сам Д. И. Менделеев впервые отметил, что в природе более распространены химические элементы начала построенной им таблицы, а более редкие находятся в ее конце.

В становлении и развитии геохимии огромную роль сыграли работы В. И. Вернадского (1863 — 1945), который рассматривал геохимию как науку об истории атомов земного шара, как часть космической химии. Геохимия в нашей стране возникла на основе новой атомистики, новой химии и физики в тесной связи с генетической минералогией, которую развивал В. И. Вернадский в Московском университете. В. И. Вернадский много внимания уделял изучению химического состава земной коры, океана, атмосферы и живых организмов. Он уточнил химический состав оболочек Земли, разделил

все элементы по распространению на декады, установил более точное содержание редких элементов в земной коре. В. И. Вернадский глубоко интересовался проблемой изучения метеоритов. По его инициативе в 1935 г. при Академии Наук СССР была создана Комиссия по метеоритам, которая в 1939 г. была преобразована в Комитет по метеоритам. Он был председателем этого Комитета до самой своей смерти, наступившей в 1945 г.

Ученик и последователь В. И. Вернадского, выдающийся ученый А. Е. Ферсман (1883 — 1945) разрабатывал основные проблемы геохимии. Среди этих проблем его особое внимание привлекла проблема распространенности химических элементов в космических и земных объектах, которую он стремился разрешить на основе теории атома. Им был введен в науку термин *кларк*, означающий среднее распространение какого-либо элемента в природной системе. Этот термин он предложил в честь американского химика Ф. Кларка (1847 — 1931), который проделал громадную работу по изучению химического состава земной коры. А. Е. Ферсман с максимальной полнотой использовал данные атомной физики и астрофизики своего времени для выяснения путей миграции химических элементов в космических телах и в пределах Земли. Величественную картину химического состава космических тел он блестяще нарисовал в своей книге «Химические элементы Земли и Космоса» (1923).

В настоящее время можно считать, что вещество изученной части Вселенной находится в трех основных формах.

Первая форма — концентрированные атомы, образующие планеты, метеориты, кометы, звезды различных типов, газовые туманности. Степень концентрации вещества во всех перечисленных телах резко различна: от белых карликов со средней плотностью порядка 10^6 г/см^3 до газовых туманностей с плотностью 10^{-6} г/см^3. Наиболее рассеянные состояния атомов удерживаются гравитационными силами или находятся на грани их

преодоления.

Вторая форма — рассеянные атомы, образующие межзвездный межгалактический газ, состоящий из свободных атомов, ионов, молекул, электронов. Средняя плотность его оценивается ~10^{-25} г/см^3. Количество этого рассеянного вещества в нашей Галактике соизмеримо с веществом, сосредоточенном в звездах и газовых туманностях. Межзвездный газ находится в различных стадиях разреженности.

Третья форма — интенсивно мигрирующие, движущиеся с громадной скоростью атомные ядра, элементарные частицы, составляющие космические лучи.

Несомненно, что все эти формы вещества связаны материальным единством, которое, в частности, проявляется в сходстве относительного распространения главных химических элементов. Следует, однако, отметить, что существует еще «безатомная» материя, состоящая из одних нейтронов, что обнаружено в недавно открытых особых космических объектах — *пульсарах*.

На рис. 1 представлена диаграмма относительного распространения элементов в концентрированном веществе — метеоритах и звездах, рассеянном веществе и космических лучах. Эта диаграмма отражает среднюю галактическую распространенность элементов и показывает решающее преобладание в Космосе водорода и гелия. Другие элементы имеют значительно более низкую распространенность.

Изученные космические тела и предметы нашей Земли построены из известных химических элементов, и в каждом отдельном случае состав этих тел характеризуется определенным сочетанием атомов. Однако поразительное разнообразие звездного, планетного и земного миров в конечном счете определяется ограниченным числом химических элементов, комбинация которых по определенным законам создает всю красочность природы, неотразимое чарующее великолепие биосферы нашей планеты. В свою очередь атомы химических

Z	Элемент	Концентрированное вещество		Рассеянное вещество Межзвездный газ	Космические лучи Первичная компонента
		Метеориты	Звезды		
1	H	•	●	●	●
2	He	•	●		●
3	Li	•	•		●
4	Be	•	•		●
5	B	•	•		●
6	C	●	•	●	●
7	N	•	•	●	●
8	O	●	•	●	●
10	Ne	•	●		●
11	Na	●	●	●	
12	Mg	●	•		●
13	Al	●	●		
14	Si	●	•		●
16	S	●	●		
19	K	•	•	●	
20	Ca	●	●	●	
21	Sr	•	•		
22	Ti	•	•		
23	V	•	•		
24	Cr	●	●		
25	Mn	•	●		
26	Fe	●	●		●
27	Co	•	•		●
28	Ni	●	●		●

Рис. 1

Распространенность главных химических элементов в Космосе. Величина кружков означает порядок распространения элементов

элементов состоят, по существу, только из трех сортов элементарных частиц — протонов, нейтронов и электронов. Протоны и нейтроны, называемые нуклонами, составляют центральную часть атомов — ядра или нуклиды (размером порядка 10^{-13} см), а электроны вращаются вокруг ядер, создавая ажурную электронную оболочку, от которой зависят химические свойства элементов (размеры атомов порядка 10^{-8} см). Основными характеристиками атомных ядер (нуклидов) являются электрический заряд и масса. Каждое ядро обладает положительным электрическим зарядом, равным числу протонов (Z) и соответствуют порядковому номеру элемента в таблице Менделеева. Значение Z определяет химическую природу элемента, которая остается неизменной, пока оно не изменится.

Масса ядра, составляющая большую часть массы любого атома, зависит от входящих в его состав нуклонов — протонов и нейтронов. Масса обычно выражается в целых числах по отношению к числу нуклонов и представляет собой массовое число, которое обозначается A. Соответственно мы можем написать:

$$A = Z + N$$

где N — число нейтронов. Атомы с одинаковым числом протонов и разным числом нейтронов **называются изотопами** данного элемента. Атомы с одинаковым значением A, но разными значениями Z и N называются **изобарами.** Примерами изобар могут быть:

$$^{40}\mathrm{Ar} - {}^{40}\mathrm{K} - {}^{40}\mathrm{Ca}$$
$$^{50}\mathrm{Ti} - {}^{50}\mathrm{V} - {}^{50}\mathrm{Cr}$$

Все известные и искусственно полученные изотопы подразделяются на стабильные и неустойчивые (нестабильные) — радиоактивные. В настоящее время известно около 1700 изотопов. Однако устойчивых — стабильных изотопов — сравнительно

немного. Их насчитывается 273. Все остальные радиоактивны. У элементов с четным Z стабильных изотопов больше, чем у нечетных. Количество изотопов у каждого элемента увеличивается с возрастанием Z и достигает максимума у олова ($Z = 50$), которое представлено 10 изотопами. Затем число изотопов у более тяжелых элементов несколько снижается. У нечетных элементов число стабильных изотопов не превышает двух.

Состав и природа ближайшего космического окружения — Солнечной системы — определяется наличием химических элементов в пределах порядковых номеров таблицы Менделеева (Z) от $Z = 1$ (водород) до $Z = 92$ (уран). Однако в этом интервале нет элементов $Z = 43$ (технеций) и $Z = 61$ (прометий). Их отсутствие на Земле связано с тем, что они вовсе не имеют устойчивых изотопов.

По отношению к альфа-радиоактивному распаду и спонтанному осколочному делению все известные элементы таблицы Менделеева можно разделить на две большие группы — устойчивую и неустойчивую. Устойчивая группа охватывает элементы от водорода ($Z = 1$) до висмута ($Z = 83$), а неустойчивая — всю трансвисмутовую область, начиная от полония ($Z = 84$) и кончая неизвестными трансурановыми элементами. В первой группе в пределах Солнечной системы отсутствуют: технеций ($Z = 43$) и прометий ($Z = 61$). Однако эти элементы существуют в условиях непрерывного порождения в некоторых звездах.

В 1952 г. П. Мерилл обнаружил в спектрах красных гигантов присутствие линий технеция, который впоследствии был обнаружен и в других звездах. В 1971 г. Марго Фридель Аллер и Чарлз Ковлей из Мичиганского университета сообщили об открытии следов прометия по особенностям спектра звезды HP 46,5, находящейся в созвездии Андромеды. Таким образом, элементы 43 и 61 существуют в космических телах, естественно, в условиях непрерывного порождения.

Вторая группа трансвисмутовых элементов со-

стоит исключительно из радиоактивных изотопов. Большинство из них недолговечны и имеют периоды полураспада от нескольких секунд до нескольких суток. Наиболее долгоживущие в этой группе являются изотопы тория и урана (^{232}Th, ^{235}U, ^{238}U), которые завершают современный облик периодической системы. По существу, в современной природе нашей планеты мы встречаем значительный пробел в таблице Менделеева в интервале от висмута ($Z = 83$) до тория ($Z = 90$), поскольку стоящие в этом интервале элементы являются недолговечными промежуточными продуктами распада тория и урана.

В современную эпоху вещество Солнечной системы имеет 340 изотопов, 273 из которых являются относительно стабильными. В пределах нашей планеты значение A меняется от 1 (водород) до 238 (уран). В этом интервале значений отсутствуют изотопы с $A = 5$ и $A = 8$. Они очень неустойчивы и при искусственном получении переходят в устойчивые изотопы гелия.

Простая классификация изотопов основана на делимости массового числа на 4. В этом случае изотопы делятся на четыре группы $4n$, $4n + 1$, $4n + 2$, $4n + 3$, где числа 1, 2, 3 означают остаток после деления массового числа на четыре.

На рис. 2 представлена нейтронно-протонная диаграмма всех известных природных изотопов. На оси абсцис отложены значения Z, а на оси ординат $-N$. Очевидно, что изотопы располагаются вдоль довольно узкой полосы, которая представляет собой полосу устойчивости.

Основные закономерности относительной распространенности изотопов заключаются в следующем:

1. Элементы с четным значением Z имеют значительно больше изотопов, чем элементы с нечетным Z.

2. У нечетных элементов число стабильных изотопов не превышает двух. При этом преобладает изотоп с четным значением N.

3. У четных элементов число изотопов увеличи-

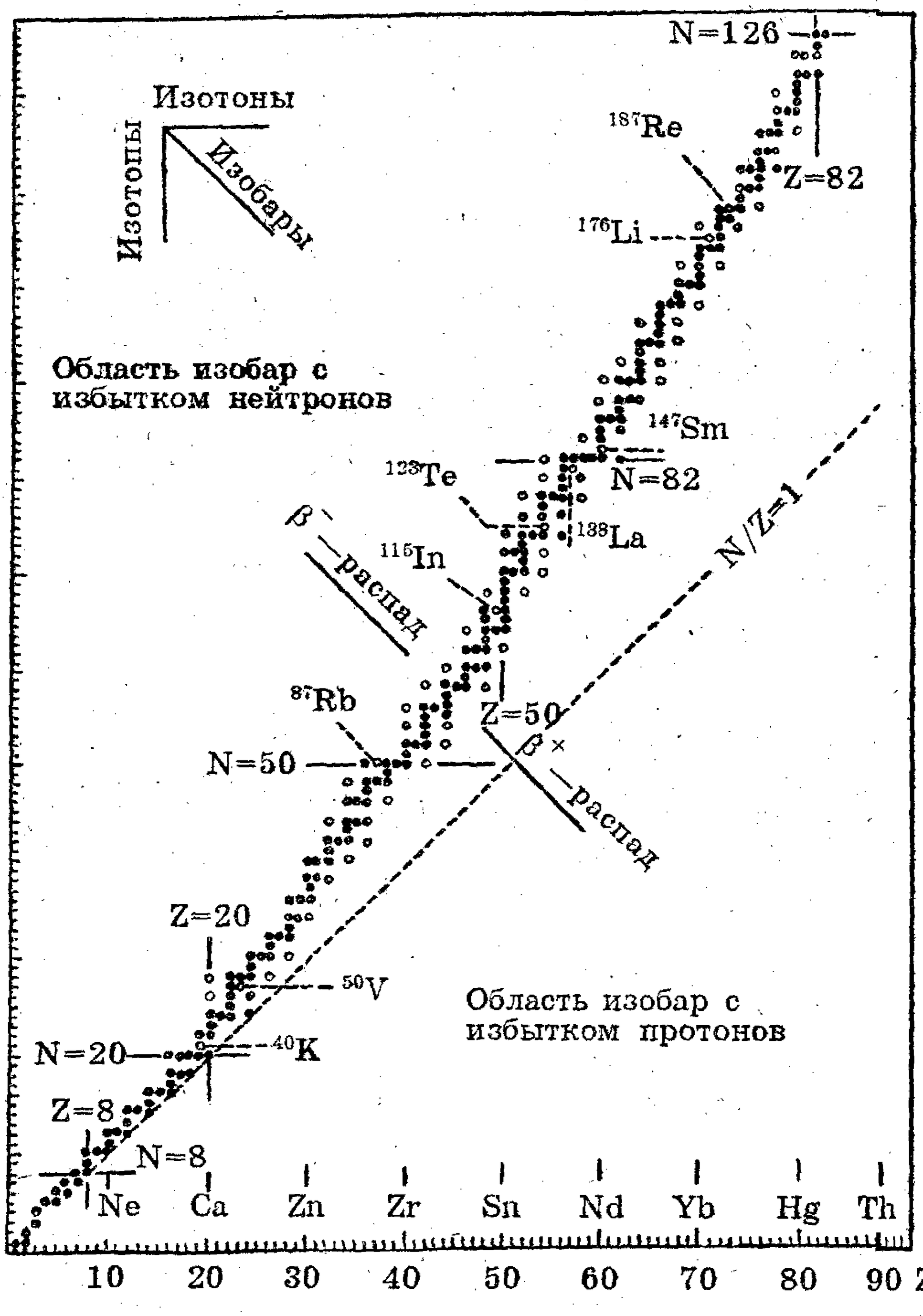


Рис. 2

Нейтронно-протонная диаграмма. Обозначены ядра с магическими значениями Z и N (темные кружки — стабильные изотопы, светлые — радиоактивные)

вается по мере возрастания Z и, достигнув максимума у олова ($Z = 50$, имеет 10 изотопов), уменьшается к концу таблицы Менделеева. Последний четный стабильный элемент свинец ($Z = 82$) имеет четыре изотопа.

4. У четных легких элементов (в пределах Z от 1 до 32) повышенным распространением отличаются легкие изотопы, которые являются доминирующими в изотопных плеядах.

5. У средних и тяжелых элементов (с $Z > 32$) характерным является повышенное распространение тяжелых изотопов, т. е. нуклидов, максимально обогащенных нейтронами. При этом у тяжелых элементов отсутствует резко доминирующий изотоп.

В современную эпоху на нашей планете периодическая система завершается номером 92 — ураном. Но принципиально важной остается проблема нижней границы периодической системы. Характерным свойством известных трансурановых элементов является их неустойчивость, возрастающая с увеличением Z. На основании данных скорости распада тяжелых ядер, полученных искусственно, сложилось представление о резком ограничении возможности существования сверхтяжелых трансуранидов. В 1965 г. один из выдающихся исследователей трансурановых элементов Г. Сиборг полагал, что нижняя граница таблицы Менделеева должна проходить в области немногим более $Z = 10^8$. Однако ряд теоретических расчетов с учетом оболочечных ядерных эффектов показал ошибочность такого заключения.

Как известно, устойчивость ядерных видов определяется в значительной степени четным сочетанием нуклонов, при котором достигается насыщение сил ядерного взаимодействия. Четно-четные изотопы отличаются резко выраженным повышенным распространением и относительно высокими значениями ядерной упаковки (дефект масс). Отметим, что наиболее долгоживущие тяжелые ядра ^{232}Th, ^{238}U, ^{244}Pu относятся к четно-четному типу.

Особый эффект устойчивости создают замкнутые ядерные оболочки, которые характеризуются следующими магическими числами:

2, 8, 20, 28, 40, 50, 82, 114, 126, 184.

Можно привести много ярких примеров влияния замкнутости ядерных оболочек на распространенность соответствующих изотопов. Так, дважды магические ядра ^{4}He, ^{16}O, ^{40}Ca, ^{208}Pb отличаются повышенным космическим распространением по сравнению со своими соседями по периодической системе.

Исходя из принципа замкнутости ядерных оболочек, как важного фактора устойчивости, теоретически были вычислены протонные и нейтронные оболочки в области трансурановых элементов, в которых можно ожидать $Z = 114$, $Z = 126$ и $N = 184$. Наиболее интересные результаты были получены физиком-теоретиком С. Нильсоном в 1968 г., который оценил стабильность элементов $Z = 106 — 116$ и близких к 184 с помощью электронно-вычислительных машин. Оказалось, что в пределах указанных чисел имеются небольшие островки устойчивости элементов и некоторые изотопы могут иметь период полураспада 10^8 лет, что вполне достаточно для их обнаружения в космических лучах за время их прохождения от источника к наблюдателю. Прогнозирование свойств сверхтяжелых элементов выполнено рядом исследователей. Общий вид расширенной периодической системы в интерпретации Г. Сиборга представлен на рис. 3.

В принципе последним тяжелым элементом в периодической системе Менделеева можно было бы считать такой, который распадался бы моментально после своего образования. Еще Э. Ферми рассчитал возможность существования элемента с $Z = 137$, выше которого в силу высокого заряда ядра происходит моментальный захват электрона с понижением Z. Д. Н. Трифонов считал, что необходимо ввести поправку на размеры ядра, так как прежние

I	II	II	IV	V	VI	VII	VIII			I	II	III	IV	V	VI	VII	O
																H	He
Li	Be	B	C											N	O	F	Ne
Na	Mg	Al	Si	P											S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
Fr	Ra	Ac	Ku	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118
119	120	121	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168

Лантаноиды и актиноиды

Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lw

Суперактиноиды

122	123	124	...	153

Рис. 3

Форма периодической системы, указывающая предсказанное положение в ней новых тяжелых элементов (по Г. Сиборгу)

расчеты исходили из представления о «точечном» характере ядра, т. е. рассматривали ядро как точку, в которой сконцентрирован положительный заряд. С учетом поправок на пространственное распределение зарядов в системе ядра Z оказывается на 10 — 15 единиц больше. В этом случае обрыв элементов наступает в области $Z \approx 150$. Это значение может быть принято условно в качестве предела существования элементов.

Природа и состав звезд

Большая часть вещества изученного Космоса (~ 97%) сосредоточена в звездах. Видимые звезды образуют непрерывный ряд от наиболее горячих — голубых звезд до холодных — оранжевых и темно-пурпурных. Термодинамические условия звездных атмосфер определяют различные характерные черты их спектров.

Звезды представляют собой скопления вещества в виде сфер разной величины, находящихся в условиях высоких температур. Температура их поверхностных слоев находится в интервале значений 100 000 — 1600 К. Солнце представляет собой обыкновенную звезду, ближе всего расположенную к нашей планете. В пределах нашей Галактики звезды встречаются одиночные и двойные. В ближайшем прилегающем к Солнечной системе пространстве 1/3 всех звезд двойные.

Размеры звезд колеблются в исключительно широких пределах. Диаметры самых крупных звезд в сотни тысяч раз больше диаметров малых звезд. Например, диаметр звезды Бетельгейзе в 360 раз больше диаметра Солнца, а Геркулес имеет диаметр в 800 раз больше солнечного, т. е. в обоих случаях размеры диаметров превосходят диаметр орбиты Земли в Солнечной системе. Массы, установленные для двойных звезд, колеблются в более узких пределах. Массивные звезды обычно в 20 раз превышают массу Солнца. Нижним пределом массы звезды считается масса, составляющая 1/20 часть массы Солнца. Ниже этой массы идут холодные планетные тела или невидимые темные космические массы — темные карлики. Средняя плотность звезд находится в пределах от $3{,}9 \cdot 10^{7}$ г/см^3 до $6 \cdot 10^{-7}$ г/см^3. Таким образом, минимальная плотность отличается от максимальной в 10^{15} раз!

Изучение звездных спектров позволило создать спектральную классификацию звезд, которая наи-

более полно выражена в *гарвардской классификации*. Согласно этой классификации, каждый спектральный класс получил буквенные обозначения в следующем порядке:

$$P - O - B - A - F - \begin{matrix} S \\ | \\ G \\ | \\ R - N \end{matrix} - K - M$$

Так называемые побочные классы S, R, N отличаются не столько температурой, сколько особенностями спектров, которые определяются различием химического состава и степенью ионизации вещества. Классы R и N охватывают углеродные звезды, спектры которых отличаются сильными полосами молекул углерода и циана. Для спектров класса S характерны полосы монооксиси циркония (ZrO).

Каждый класс гарвардской классификации характеризуется определенным цветом и температурой поверхности звезд, что может быть представлено в следующем виде:

O — голубой	25 000 — 30 000 K
B — голубовато-белый	15 000 — 20 000
A — белый	10 000
F — желтовато-белый	7 500
G — желтый	6 000
K — оранжевый	5 000
M — красный и темно-красный	3 600

Указанная классификация является приближенной. Поэтому в астрофизике разделяют каждый спектральный класс еще на десять частей. Так, выделяются звезды спектральных подразделений B0, B1, B2, B3... до B9. Затем следуют A0, A1, A2, A3... A9 и т. д. У звезд со спектральным номером более высокого значения температура поверхности ниже.

По спектрам звезд определяются: их светимость,

температура, размеры, скорость движения в пространстве и вращения вокруг оси, химический состав верхних оболочек.

Если нанести на диаграмму, у которой на оси абсцисс отложить спектры (или соответствующие им цвета), а на оси ординат — светимость звезд в абсолютных значениях, то оказывается, что звезды будут располагаться определенными группами и полосами. Такая диаграмма, получившая название диаграммы Герцшпрунга-Рессела, показана на рис. 4. Подавляющее большинство звезд располагается вдоль относительно узкой полосы, которая простирается от верхнего левого угла диаграмма вниз вправо. Эта полоса представляет собой так называемую главную последовательность.

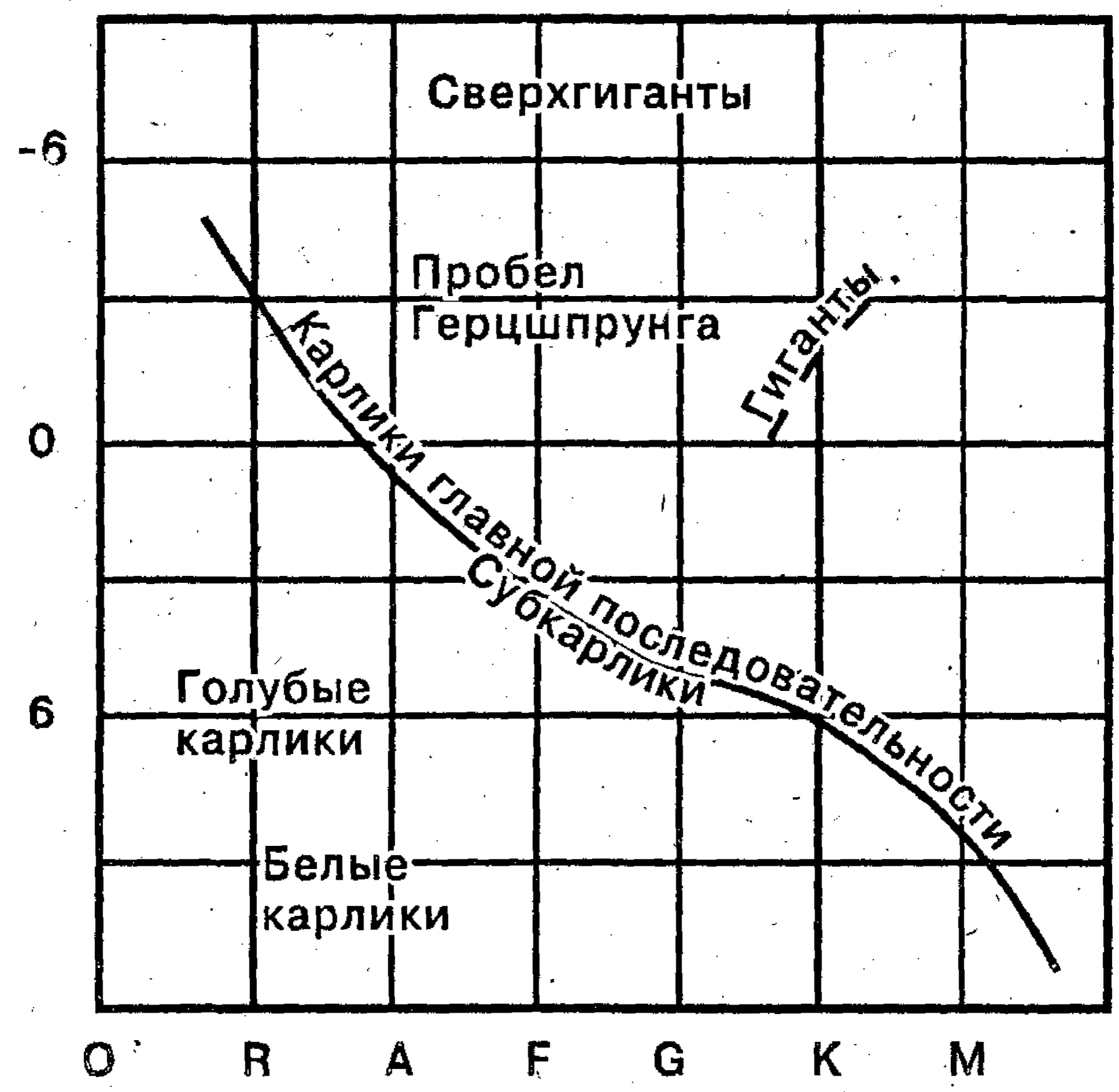


Рис. 4
Диаграмма Герцшпрунга-Рессела

Слева от главной последовательности, в нижней части диаграммы располагаются горячие звезды низкой светимости, что свидетельствует об их относительно малых размерах. Они были названы *белыми карликами.*

В верхнем правом углу диаграммы находятся звезды высокой светимости с низкими температурами поверхности, относящиеся к спектральным классам К и М. Из этого следует, что они представляют собой разреженные газовые сферы с низкой плотностью. Звезды этого типа получили название *красных гигантов.*

Главные особенности звезд различных классов заключаются в следующем.

Класс — О — наиболее горячие звезды. Преобладают линии водорода и гелия, а также многократно ионизированных Si, C, N, O. Среди звезд этого класса встречаются разновидности с яркими линиями излучения в спектре, что свидетельствует об интенсивной потере вещества. Такие звезды называются звездами типа Вольфа-Райе. У них наиболее высокая температура поверхности, достигающая 100 000 К.

Класс — В — гелиевые звезды с интенсивными линиями гелия. Наблюдаются сильно ионизированные C, N, O, Mg, Si, S, Ca. В наиболее холодных подклассах появляются линии металлов. Примером может служить ε—Ориона.

Класс — А — водородные звезды. Они характеризуются интенсивными линиями водорода. С уменьшением температуры в пределах класса усиливаются линии кальция. К звездам этого класса относится Сириус.

Класс — F — кальциевые звезды. Для них характерны интенсивные линии кальция, линии водорода ослабевают. Появляются линии ионизированных Fe и Ti. В них обнаружены углеводороды по молекулярным полосам поглощения. К звездам этого типа относится Процион в созвездии Малого Пса.

Класс — G. Здесь линии кальция продолжают оставаться интенсивными. Линии железа усиливаются. Появляются многочисленные линии металлов. В структуре вещества обнаружено свыше десятка химических соединений. К этому классу относится Солнце.

Класс — K. Линии металлов становятся все более интенсивными. Увеличивается интенсивность полосы поглощения окиси титана TiO и других молекулярных соединений. Примером может быть Арктур созвездия Волопаса.

Класс — M. Это холодные звезды. В спектре этих звезд преобладают полосы поглощения титана TiO и других молекулярных соединений. К звездам этого класса относится Бетельгейзе созвездия Ориона.

Анализируя спектры различных звезд, нетрудно прийти к заключению, что они имеют разный химический состав. Однако это не соответствует действительности. Исследования индийского физика М. Саха показали, что основная причина различия звездных спектров связана не с составом, а с условиями возбуждения спектра, которые в первую очередь определяются температурой. При высоких температурах атомы большинства элементов ионизированы и в спектрах мы встречаем лишь линии наиболее трудно возбудимых атомов гелия и водорода. По мере понижения температур усиливаются линии металлов, а линии водорода и гелия уменьшаются. В целом состав большинства звезд довольно однообразный. Он близок к составу Солнца, хотя встречаются также и отклонения. Большинство звезд представляют собой грандиозные скопления водорода и гелия при второстепенной роли остальных химических элементов. Соотношение водорода и гелия меняется в зависимости от возраста звезд, поскольку водород — основной «горючий» материал у звезд главной последовательности. Основные сведения о различных звездах в ближайших окрестностях Солнца представлены в

табл. 1. В ней приводятся данные о массе, светимости и радиусе звезд по отношению к Солнцу.

Выделяют еще два ряда спектров звезд — N и S. В атмосферах звезд класса N отмечается повышенное количество Ti, Cr, Fe, Co, Ni, V, Na, причем Na > K. Спектральный класс S отличается присутствием Na, Sr, Ba, Zr, Ti и отсутствием Co

Таблица 1

Основные параметры некоторых звезд

Название звезды	Масса M = 1,00	Светимость M = 1,00	Радиус M = 1,00	Средняя плотность г/см^3	Температура поверхности	Спектральный класс
Главная последовательность						
i Ориона	27	2 300	7	0,13	28 000	O9
Спика	11	730	5	0,14	20 000	B2
Вега	2,8	50	2,2	0,28	12 000	A0
Процион	1,2	5,8	1,8	0,28	7 000	F5
Солнце	1	1	1	1,41	5 760	G2
ξ Волопаса B	0,58	0,07	0,65	2,8	4 200	K4
Крюгер 60 A	0,3	0,003	0,41	6,3	3 000	M3
Гиганты						
Капелла B	3,3	69	7	0,015	6 500	F5
Капелла A	4,2	111	12	0,0033	5 500	G0
Арктур	11	100	26	0,001	4 200	K0
β Пегаса	14	310	141	$7 \cdot 10^{-6}$	3 000	M2
Сверхгиганты						
Ригель	40	13 000	33	0,0014	13 000	B8
Денеб	35	10 000	35	0,0011	11 000	A2
Канопус	50	24 000	85	0,00011	8 000	F0
Антарес A	50	3 100	328	$1,4 \cdot 10^{-6}$	3 200	M0
Белые карлики						
40 Эридана B	0,31	0,003	0,016	110 000	12 500	B9
Сириус B	0,89	0,009	0,029	52 000	9 400	A6
Звезда ван-Маанена	0,12	0,0002	0,007	420 000	8 000	F0

и Ni. В обоих типах звезд присутствуют молекулярные соединения.

Несмотря на общую близость химического состава звезд, все же имеются реальные различия в составе звезд «холодных» спектральных классов M, N, R, S, а также среди наиболее горячих звезд типа Вольфа-Райе. Намечены также различия большого масштаба среди разных населений звезд нашей Галактики. Сейчас все более утверждается мнение, что атомарный состав звезд — результат ядерной эволюции их вещества в ходе образования и развития самих звезд.

Большой интерес представляют так называемые *новые звезды*, испытывающие наиболее бурные изменения в течение своей жизни. Спектры новых звезд довольно разнообразны и относятся к разным спектральным классам. Но наиболее часто вспышки новых звезд связаны со звездами класса A.

В настоящее время нет никаких сомнений в том, что звезды представляют собой водородно-гелиевые газовые сферы, слегка разбавленные примесью остальных химических элементов. В астрофизике чаще всего при построении звездных моделей используются только три величины: X — массовое содержание водорода, Y — массовое содержание гелия, Z — массовое содержание суммы остальных химических элементов. На основании теории внутреннего строения звезд, содержание водорода и гелия внутри звезды определяется расчетным путем.

Вариации отношения He/H заслуживают особого внимания, поскольку водород является первым ядерным горючим, а гелий — продуктом водородного сгорания. Для большинства звезд нашей Галактики отношение гелия к водороду изменяется в небольших пределах и имеет значение, близкое к солнечному $\mathrm{He/H} \approx 0{,}1$, в атомных единицах, что соответствует $X = 0{,}72$ и $Y = 0{,}27$ в единицах массы. Что касается различных отношений He/H,

то они могут быть связаны с ядерными реакциями в течение больших промежутков времени.

Газовые туманности состоят из сильно разреженных газов, которые являются продуктами извержения звездной материи в пространство. Наиболее мощный источник их — взрывы новых и сверхновых звезд, которые иногда сбрасывают свои оболочки, а также звезды типа Вольфа-Райе. Главная особенность атомарного состава газовых туманностей — это резкое преобладание водорода над другими химическими элементами.

Природа и состав Солнца

Солнце относится к наиболее изученным звездам ввиду своей близости. Вещество видимых частей Солнца находится в благоприятных условиях для изучения химического состава с помощью спектрального анализа. В самом спектре Солнца обнаружено свыше двух десятков тысяч линий, которые не все еще идентифицированы с линиями известных элементов.

Солнце представляет собой раскаленную газовую сферу, видимый размер (диаметр) которой составляет 1391000 км. Масса Солнца равна $1{,}983 \cdot 10^{33}$ г, что соответствует 333 434 земным массам. Средняя плотность равна 1,41 г/см^3. Эффективная температура поверхности равна 5780 К. Каждую минуту Солнце теряет $240 \cdot 10^6$ т своей массы путем лучеиспускания. В энергетическом отношении каждый квадратный сантиметр солнечной поверхности излучает 375 860 Дж/мин. Элементарные расчеты показали, что только атомно-ядерные превращения могут служить реальным источником внутренней энергии Солнца, обеспечивая его высокую светимость.

Внутреннее строение Солнца представлено на рис. 5. Видимая поверхность Солнца представляет собой фотосферу — границу газового солнечного шара, выше которой располагаются различные слои

солнечной атмосферы. Фотосфера дает непрерывный спектр. На поверхности Солнца наблюдаются пятна до 90 000 км в диаметре, имеющие температуру ниже фотосферы (4000 — 4800 К). Овальные образования с повышенной яркостью, по сравнению с фотосферой, названы *гранулами*. Температура их на 100 — 200 К выше температуры фотосферы. Волокнистые, светлые, более яркие, чем сфера, образования, часто окаймляющие пятна и иногда образующие сплошные поля, названы *факелами*. Все эти образования — внешние проявления бурной деятельности Солнца. Солнце вращается как газовый шар. Разные части его поверхности вращаются с разной скоростью. На экваторе полный оборот происходит за 25 суток, у полюсов за 35 суток.

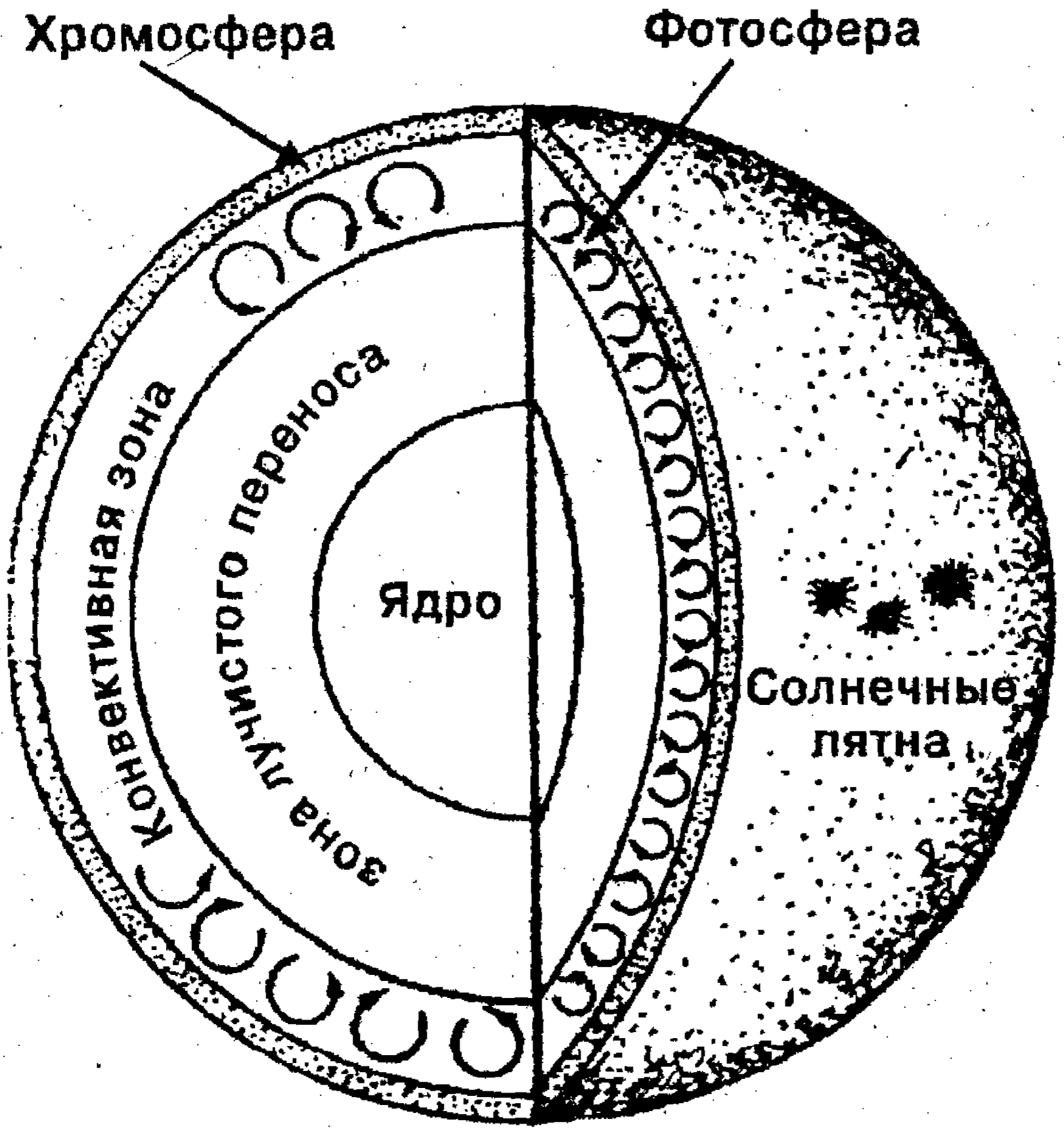


Рис. 5
Схема строения Солнца

Атмосфера Солнца менее яркая (на 16%), чем средняя часть фотосферы. Она вызывает видимое потемнение солнечного диска по краям. Условно солнечную атмосферу подразделяют на три слоя: обращающийся слой, хромосферу и корону.

Обращающийся слой мощностью 500 км состоит из раскаленных газов многих химических элементов, которые определяют появление в солнечном спектре темных линий поглощения. Температура слоя равна 4400 К.

Хромосфера располагается выше обращающегося слоя на 15 000 км, ярко-красного цвета. Из хромосферы вверх до высоты 1 000 000 км выбрасываются мощные фонтаны газа — солнечные протуберанцы самой разнообразной формы. Относительно спокойные облакообразные протуберанцы состоят из H, He, Ca^+ и паров металлов.

Корона — представляет собой ажурную оболочку Солнца, расположенную выше хромосферы. Она простирается на расстояние нескольких солнечных радиусов. Корона имеет вид радиально расходящегося сияния желтовато-серебряного цвета. Она состоит из чрезвычайно разреженных солнечных газов и свободных электронов. В ее спектре обнаружены некоторые яркие линии, ранее приписываемые загадочному элемента «коронию». К настоящему времени доказано, что они принадлежат многократно ионизированным (от 9 до 15 раз) атомам железа, никеля и кальция.

Атомарный состав солнечной атмосферы в основном отражает средний состав Солнца в целом, несмотря на то, что центральные его части могут содержать иное количество тяжелых элементов. На Солнце обнаружено 75 химических элементов. Можно полагать, что в нем присутствуют и другие элементы таблицы Менделеева, известные в Солнечной системе вообще, но они находятся в столь малых количествах, что современный спектральный анализ не смог их пока обнаружить.

Количественная оценка распространенности хи-

мических элементов на Солнце встречается с большими трудностями. Атомные спектры для различных химических элементов зависят от температуры, определяющей степень возбуждения атомов и степень ионизации. Поэтому интенсивность спектральных линий поглощения далеко не всегда будет равномерно соответствовать количеству данного химического элемента.

Количественный анализ атмосферы Солнца проводился рядом крупных астрофизиков. Используя теорию ионизации горячих газов, разработанную М. Саха, Г. Рессел в 1929 г. дал первую количественную оценку распространенности элементов на Солнце, убедительно показав ведущее значение водорода и гелия. Более поздние определения были выполнены немецким астрофизиком А. Унзольдом.

К настоящему времени наиболее обстоятельная оценка количественного распространения элементов дана Дж. Россом и Л. Аллером (1976), Н. Гревессом (1981). Количественное распространение элементов на Солнце обычно дается по отношению к 10^6 атомам кремния. Кремний выбран потому, что он относительно более распространен и менее летуч, чем другие элементы. Атомная распространенность элементов на Солнце показана в таблице 2.

Пропорции многих элементов в солнечной атмосфере очень хорошо согласуются с аналогичными пропорциями в хондритовых метеоритах, и особенно соответствуют им углистые хондриты. Поэтому, по идее В. Гольдшмидта, данные углистых хондритов экстраполируются на солнечное вещество для оценки содержания редких элементов. Оказалось, что за исключением лития, бериллия и бора, нелетучие элементы солнечной атмосферы по своему относительному распространению близки к углистым хондритам. Но эти элементы могут разрушаться ядерными процессами у основания солнечной конвективной зоны.

Кроме классического спектрального анализа,

Таблица 2

Атомная распространенность элементов на Солнце, по отношению к $Si = 10^6$

Z	Элемент	Содержание	Z	Элемент	Содержание
1	H	$2{,}72 \cdot 10^{10}$	15	P	$1{,}04 \cdot 10^4$
2	He	$2{,}18 \cdot 10^9$	16	S	$5{,}15 \cdot 10^5$
3	Li	59,7	17	Cl	5240
4	Be	0,78	18	Ar	$1{,}04 \cdot 10^5$
5	B	24	19	K	3770
6	C	$1{,}21 \cdot 10^7$	20	Ca	$6{,}11 \cdot 10^4$
7	N	$2{,}48 \cdot 10^6$	21	Sc	33,8
8	O	$2{,}01 \cdot 10^7$	22	Ti	2400
9	F	843	23	V	295
10	Ne	$3{,}76 \cdot 10^6$	24	Cr	$1{,}34 \cdot 10^4$
11	Na.	$5{,}7 \cdot 10^4$	25	Mn	9510
12	Mg	$1{,}07 \cdot 10^6$	26	Fe.	$9 \cdot 10^5$
13	Al	$8{,}49 \cdot 10^4$	27	Co	2250
14	Si	$1 \cdot 10^6$	28	Ni	$4{,}93 \cdot 10^4$

состав солнечного вещества может быть установлен по измерению частиц солнечного ветра, непосредственно доходящего до нас, как продолжение солнечной короны. Однако на этом пути встречаются некоторые сложности. Во-первых, имеются трудности технические, связанные с измерением очень малой плотности солнечного ветра. Во-вторых, соотношение частиц в солнечном ветре может быть искажено, по сравнению с первичным составом, процессами ускорения.

Проведенные до настоящего времени исследования обнаружили сходство состава солнечного ветра с другими данными, но в то же время и существенные расхождения для частиц разных скоростей.

Особое место в корпускулярной радиации Солнца занимают частицы высоких энергий — солнечные космические лучи. Можно полагать, что атомные распространенности солнечных вспышек

и потока высоких энергий (солнечные космические лучи) дают нам более важную информацию о структуре солнечной атмосферы и физических процессах ускорения заряженных частиц, чем о среднем атомарном составе солнечного вещества.

Особо важное значение в проблемах космохимии и космогонии имеет информация об изотопном составе вещества Солнца. Солнечные изотопные отношения или их пределы измерены для 16 элементов. Ни одно из этих отношений не отклоняется от земных, лунных и метеоритных значений больше, чем ошибки измерений, за исключением отношения дейтерия к протию D/H, которое в веществе Солнца имеет значение ниже $2{,}5 \cdot 10^{7}$. Это различие вполне естественно может быть связано с израсходованием дейтерия в процессе термоядерных реакций в недрах Солнца. Самые последние изотопные измерения были выполнены для магния и никеля, которые показали результаты, сходные с земными и метеоритными значениями. Таким образом, измеренный состав ряда элементов Солнца вполне согласуется с изотопным составом тех же химических элементов Земли, Луны и метеоритов. Эти данные несомненно свидетельствуют о глубоком генетическом единстве всего вещества Солнечной системы в целом. Существенные отклонения от земных значений наблюдаются только для тех элементов, которые связаны с термоядерными реакциями в течение эволюции Солнца, как, например, D/H и $^{4}He/^{3}He$.

Большая часть атомов Солнца ввиду высоких температур находится в сильно ионизированном состоянии. По всем термодинамическим данным и моделям, по направлению к центру температура возрастает и достигает значений порядка $14—16 \cdot 10^{6}$ К, как это показано на рис. 6. В этих условиях атомы полностью лишаются своих электронов и вещество находится в плазменном состоянии, представляя собой смесь голых атомных ядер и электронов. При высоких температурах в центральных областях

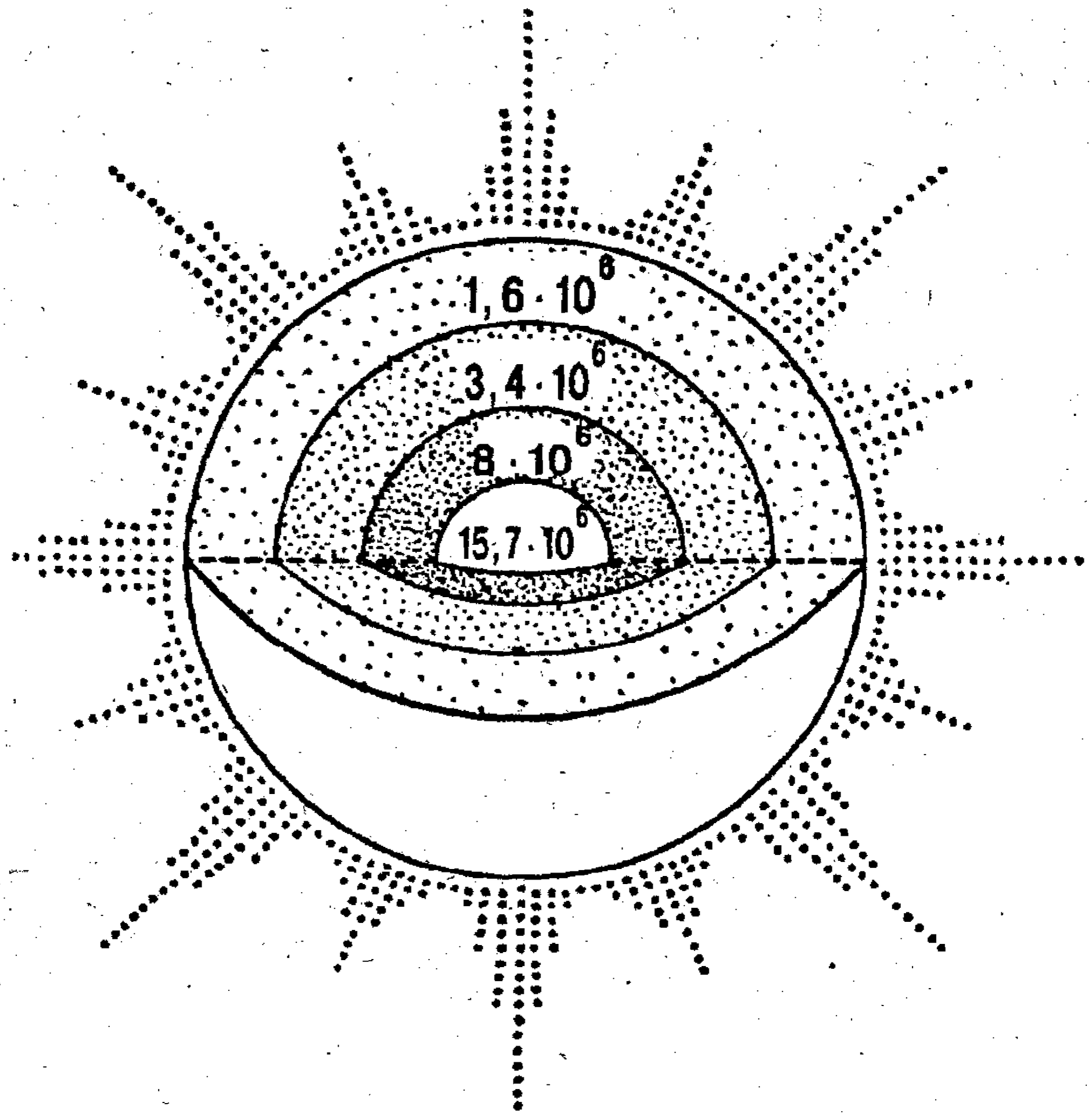


Рис. 6
Распределение температур внутри Солнца

Солнца ядра и электроны приобретают настолько высокие тепловые скорости, что возникают ядерные реакции. Сущность термоядерных реакций в недрах Солнца состоит в том, что через ряд промежуточных этапов четыре ядра водорода объединяются в одно ядро гелия:

$$4H \rightarrow He^4.$$

Этот процесс приводит к выделению энергии, нагревающей среду, в которой происходит реакция. Из двух видов реакций водородного сгорания в недрах Солнца совершается протон-протонный цикл, протекающий по схеме:

$$H + H \rightarrow D + e + \nu;$$

$$D + H \rightarrow {}^3He + \gamma;$$

$${}^3He + {}^3He \rightarrow {}^4He + H + H,$$

где ν — нейтрино.

Если допустить, что скорость ядерного синтеза гелия все время не изменялась и что солнечное вещество хорошо перемешивалось, то, зная массу Солнца и принимая уменьшение атомов водорода с 100 до 82%, можно подсчитать, когда «зажглось» Солнце. Согласно расчету это произошло 20 млрд лет тому назад. Однако этот «возраст» явно завышен. В составе Солнца присутствуют тяжелые радиоактивные элементы, возраст которых близок к 5 млрд лет или даже меньше. По всем данным они синтезировались в условиях, существенно отличающихся от тех, что господствуют в недрах современного светила. Другие расчеты показывают, что если бы все Солнце состояло из водорода, то при его превращении в гелий выделилось количество энергии, равное $1{,}3 \cdot 10^{52}$ эрг. Так как Солнце ежесекундно излучает $3{,}8 \cdot 10^{33}$ эрг, то самого превращения водорода в гелий хватило бы для поддержания излучения Солнца на современном уровне в течение $3 \cdot 10^{18}$ секунд или же ~100 млрд лет.

В процессе протонных ядерных реакций в веществе Солнца образуется огромное количество нейтрино, которое входит в состав излучения, беспрепятственно пронизывая всю массу светила и рассеиваясь в космическом пространстве. Теория термоядерных реакций, протекающих в недрах Солнца, позволяет довольно надежно определять величину потока солнечных нейтрино на Землю. При образовании из четырех протонов ядра гелия испускается два нейтрино, образующихся в центральных областях Солнца. Можно подсчитать, что полное количество нейтрино составит 10^{39} в секунду, а поток на Землю равен 10^{11} см^2/с — величина

весьма высокая. Проблема солнечных и звездных нейтрино относится к важнейшим проблемам современной астрофизики. В настоящее время наметились только некоторые пути решения этой проблемы.

Высокие температуры внешних слоев Солнца ограничивают возможность образования химических соединений. Большая часть атомов короны и хромосферы находится в свободном и в значительной мере ионизированном состоянии. Однако некоторые простейшие двухатомные молекулы создаются в атмосфере Солнца, как образования метастабильные, которые удалось обнаружить по молекулярным спектрам. Это некоторые гидриды и окиси.

Учитывая все имеющиеся данные о природе и составе Солнца, мы можем сделать следующие выводы:

1. На Солнце наиболее распространены элементы начала периодической системы Менделеева, практически до $Z = 28$.

2. Если исключить газы (при нормальных условиях) — H, He, N, O, то в составе Солнца будут преобладать — Mg, Si, S, C, Fe, Ca, Ni, Na, т. е. те же химические элементы, которые преобладают в метеоритах и в земной коре.

3. Из легких элементов начала периодической системы отмечается резкий недостаток Li, Be, B, которые легко разрушаются в недрах Солнца.

4. Газовые законы и данные о массе Солнца позволили рассчитать центральные температуры, которые способствуют возбуждению термоядерных реакций. Наиболее вероятной реакцией является протонно-протонный цикл.

5. Изотопный состав химических элементов Солнца оказался близким или таким же, как состав других членов Солнечной системы, что указывает на глубокое генетическое единство всего вещества этой системы.

6. В процессе эволюции Солнца производится нейтрино, позволяющее по изменениям нейтринных потоков познавать внутреннее строение звезд-

ных недр. В этом направлении сделаны лишь первые шаги.

7. В атмосфере Солнца при высоких температурах преобладают свободные атомы и ионы. Наличие молекул крайне ограничено, и вообще химические процессы на Солнце протекают в чрезвычайно узких границах.

Основной космохимический вывод, вытекающий из наших знаний на современном уровне, заключается в том, что вещество Солнца состоит из такого набора химических элементов, который при охлаждении способен обеспечить наблюдаемый состав остальных членов Солнечной системы.

Межзвездное вещество

В межзвездном и в межгалактическом пространстве присутствует материал в виде рассеянных атомов, молекул и в виде твердых частиц — космической пыли.

Межзвездная среда содержит несколько дискретных фаз, которые различаются плотностью и температурой. Распределение в пространстве этих фаз в одних случаях ассоциировано со звездами, в других случаях такая ассоциация отсутствует. Большая часть этого вещества сосредоточена в различного рода облаках — от шаровидных *глобул* размером 0,01 — 0,1 световых лет до гигантских неправильной формы скоплений, состоящих из газа и пыли.

Межзвездный газ состоит из разобщенных нейтральных атомов, ионов, молекул. Кроме водорода и гелия, в межзвездном пространстве присутствуют и другие газы, относительное количество которых близко к количественному составу солнечной атмосферы.

Наиболее распространенный между звездами водород находится в разной степени ионизации в зависимости от своего местонахождения. В окрестностях горячих звезд водородный газ почти полностью ионизирован под влиянием преимуществен-

но ультрафиолетовой радиации. Космические области, в которых межзвездный водород ионизирован, называются областями или зонами HII, а области, в которых водород нейтрален, обозначаются HI.

По спектрограммам, полученным на спутнике «Коперник» (запущенном в 1973 г. в связи с юбилеем великого астронома), удалось произвести количественный химический анализ межзвездной среды. При наблюдениях ярких, сравнительно близких звезд в их ультрафиолетовой части спектра были обнаружены межзвездные резонансные линии поглощения таких химических элементов: H, N, O, Mg, Si, P, S, Cl, Ar, Mh, Fe. Результаты этих исследований показали, что, несмотря на близкое сходство состава межзвездного вещества с составом Солнца, имеются также вполне реальные различия между отдельными облаками. Химический состав облаков межзвездного газа свидетельствует об отклонении его состава от солнечного для разных облаков, проектирующихся на разные звезды. При этом можно заметить некоторую общую тенденцию — содержание выявленных химических элементов в межзвездной среде относительно понижено по сравнению с солнечным распространением. Это относится главным образом к металлам — магнию, марганцу, железу.

Оказалось, что тяжелых элементов в межзвездной космической среде относительно меньше, чем в облаках. Концентрация водорода в этой среде колеблется в широких пределах. Межзвездный газ в нашей Галактике сосредоточен преимущественно в относительно тонком ее слое в плоскости симметрии.

Обнаруженный дефицит тяжелых элементов в составе межзвездного газа, по всей вероятности, компенсируется их присутствием в твердой пылевой фазе межзвездного вещества. В настоящее время можно допустить, что примерно половина всех тяжелых элементов в межзвездной среде химически связана в твердых частицах, в то время как

другая половина находится в газообразном состоянии.

Наряду с атомами и ионами в межзвездной среде встречаются молекулы простейших соединений. В первую очередь к ним следует отнести молекулярный водород H_2. Обнаружены молекулы CH, CH^+, CN и OH. К настоящему времени в межзвездном пространстве известно свыше 90 ионов, радикалов, атомов и молекул, вплоть до многоатомных органических соединений. Фактический материал в этом отношении оказался достаточно обильным, чтобы полагать, что воздействие на их комплекс тепловых и ультрафиолетовых излучений, других ионизирующих излучений и электрических разрядов может создать условия для процесса химической эволюции и вплотную подвести к порогу биогенеза.

Газовые туманности представляют собой относительные сгущения космического газа. По своей форме и видимым очертаниям газовые туманности подразделяются на *диффузные* и *планетарные*.

Диффузные туманности представляются в виде светящихся облачных образований весьма разнообразного и прихотливого строения. Некоторые из них занимают большие площади на небе, простираясь на протяжении одного градуса или меньше в виде струй светлого дыма. Примером диффузионной туманности может служить туманность в созвездии Ориона, представляющая самую яркую часть огромной туманности, охватывающей все созвездие. Размеры диффузионных туманностей огромны, они могут достигать сотен световых лет. В газовых туманностях отмечаются различные соотношения газа и пыли в разных участках.

Планетарные туманности представляют собой относительно компактные газовые образования в виде округлых дисков, напоминающих планеты, откуда и произошло название. Для планетарных туманностей с большой точностью определен химический состав. Между планетарными и диффузионными туманностями в отдельных случаях отсутствуют

резкие границы.

Главная особенность химического состава газовых туманностей — это резкое преобладание водорода над остальными элементами. Газовые туманности являются продуктами извержения звездного вещества в пространство.

Особые виды туманностей связаны со взрывами Сверхновых звезд. После взрыва Сверхновая оставляет центральный остаток в виде звезды особого типа и расширяющуюся оболочку, представляющую собой туманность. Эти образования являются источниками радиоизлучения. При взрывах Сверхновой скорость расширения оболочки достигает порядка ~1000 км/с. Наиболее ярким примером туманности, связанной со взрывом Сверхновой, является знаменитая Крабовидная туманность, которая изучалась целым рядом выдающихся астрономов. В 1942 г. удалось окончательно установить, что Крабовидная туманность является остатком Сверхновой, вспыхнувшей в 1054 г. Вспышка ее была отмечена в китайских летописях.

Присутствие в межзвездном пространстве космической пыли, состоящей из твердых частиц, является известным и хорошо установленным фактом. Дисперсия, поглощение и поляризация света в межзвездной среде дали первые сведения о физической природе космической пыли. В последнее время, благодаря расширению астрофизических исследований в инфракрасной и ультрафиолетовой областях спектра, удалось значительно полнее выявить природу космической пыли и сделать определенные выводы о ее составе. Кроме того, обнаружены заметные скопления пыли вокруг некоторых звезд.

Согласно спектральным измерениям силикатные — энстатитовые или оливиновые — зерна находятся в межзвездном пространстве, обволакивая звезды спектральных классов К и М. По данным ультрафиолетовой спектроскопии в космической пыли установлено присутствие железистых гранатов — андрадитов и альмандинов. Вокруг холодных звезд

спектрального класса М в космической пыли обнаружено присутствие железо-магнезиальных силикатов — энстатита и оливина. Вокруг углеродных звезд обнаружена графитовая пыль.

Современные данные спектроскопии о химическом и минеральном составе зерен околозвездной пыли позволяют сделать вывод, что они отражают состав тугоплавкой фракции звездного вещества центрального тела. Поскольку химический состав звезд различных типов может быть различен, естественно, что состав околозвездной пыли носит черты индивидуальности и зависит от состава, главным образом, тугоплавких веществ в материнской звезде. Иначе говоря, рассеянная пылевая материя, окружающая звезды различных типов, отражает химический состав тугоплавкой части этих звезд.

Следует добавить, что согласно термохимическим расчетам богатые кислородом звезды будут благоприятствовать конденсации алюмосиликатов и силикатов в своих протяженных оболочках, в то время как углеродные звезды, производящие пылевые облака, будут приводить к конденсации углерода в виде графита и карбида кремния — муассанита (SiC).

В межзвездной среде зерна пыли определенно формируются вокруг красных гигантов и сверхгигантов (включая переменные типа Миры), углеродных звезд, новых и планетарных туманностей.

Космические лучи

Космические лучи представляют собой поток заряженных частиц высоких скоростей и энергий. Они являются важными источниками информации о своеобразных модных космических процессах, связанных с коренным преобразованием вещества, хотя их происхождение еще не изучено с достаточной полнотой. Попадая на Землю из мирового пространства, космические лучи взаимодействуют с веществом ее атмосферы

и дают таким образом вторичное излучение с ливневыми эффектами, в котором обнаружены некоторые метастабильные элементарные частицы.

Плотность потока космических частиц у поверхности Земли крайне невелика. Практически космические лучи полностью поглощаются в земной атмосфере, хотя следы их действия обнаруживаются на глубине 1000 м под уровнем моря. Поток космических лучей равен примерно 10 частицам на 1 $см^2$ в 1 мин.

Исследование космических лучей на разных высотах атмосферы показало, что они состоят преимущественно из протонов. Основные сведения о составе космического потока представлены в таблице 3. Состав первичных космических лучей в принципе повторяет известные закономерности космического распространения элементов, однако отмечается ряд признаков отклонения от состава вещества Солнечной системы и изученных звезд.

По сравнению с солнечным распространением в потоке космических частиц отмечается повышенное содержание легких нуклидов — изотопов лития, бериллия, бора. Эффект четности в космических лучах несколько сглажен. Преобладание четных элементов над нечетными не столь велико в космических лучах, как в веществе Солнца и звезд.

Таблица 3

Состав первичных космических лучей

Группа ядер	Z	Среднее число нуклонов	Процент в общем потоке
Протоны	1	1	92,9
Ядра-гелия	2	4	6,3
Легкие ядра	3—5	10	0,13
Средние ядра	6—9	14	0,4
Тяжелые ядра	>10	>31	0,18
Сверхтяжелые ядра	>20	>51	0,05

Согласно существующим представлениям, указанные особенности состава космических лучей имеют преимущественно вторичное происхождение. Иначе говоря, поток космических лучей от источника до наблюдателя испытывает изменения в результате взаимодействия с межзвездной средой. При этом основным процессом изменения будет скалывание более тяжелых ядер и образование за их счет более легких. Повышенная распространенность Li, Be, B, F может быть связана с процессами скалывания, когда первоначальные ядра космических лучей будут раскалываться на легкие при столкновении с протонами и гелиевыми ядрами межзвездной среды.

В настоящее время можно считать, что космические лучи в основном имеют галактическое происхождение. Они зарождаются в космических объектах нашей Галактики и движутся по ветвистым траекториям вокруг магнитных силовых линий. Они остаются в системе нашей Галактики достаточно долго для того, чтобы столкновения с частицами межзвездного газа разрушили тяжелые ядра и превратили их в более легкие. Некоторую долю относительно мягких космических лучей испускает Солнце. Она не превышает 5% по числу частиц и 2 — 3% по суммарной энергии.

Представление о космических лучах, как потоке ядер элементов, индукционно ускоренных в электромагнитных полях Галактики, было развито у нас Я. Терлецким, а за рубежом — Э. Ферми. Космические лучи в значительной мере создаются в таких объектах, как Сверхновые, которые также являются местами синтеза тяжелых ядер, так что процессы образования тяжелых элементов и ускорение небольшой части вещества до энергии космических лучей связаны между собой.

Наиболее мощными источниками космических лучей являются галактические туманности — оболочки Сверхновых звезд. К ним относятся: Крабовидная туманность (Телец А), Кассиопея А, оболочка Сверхновой IC 443, Волокнистая туманность в созвездии Лебедя и Центральная радиообласть

Галактики. Согласно расчетам В. Л. Гинзбурга и И. С. Шкловского, наблюдаемые вспышки Сверхновых (одна в 100 лет) и новых (~100 в год) звезд могут поддерживать количество частиц в нашей Галактике на отмечаемом в настоящее время уровне.

Средняя энергия первичных космических частиц составляет около 10^{10} электрон-вольт (эВ), хотя энергия отдельных космических частиц может быть и больше. В последнее время было установлено абсолютное значение первичного потока космических лучей во всем интервале энергий от 10^{14} до 10^{20} эВ и доказано присутствие в первичном излучении частиц с энергиями 10^{14} — 10^{15} эВ. Частицы столь высоких энергий приходят на Землю из разных областей космического пространства. Космическое излучение с энергиями 10^{14} — 10^{15} эВ практически равномерно распределено на небесной сфере, в то время как частицы с энергией свыше 10^{19} эВ приходят преимущественно из полусферы, охватывающей галактический антицентр. При этом они отличаются интенсивностью в два с лишним раза большей, чем со стороны галактического центра. Указанное обстоятельство является серьезным свидетельством внегалактического происхождения космических частиц сверхвысоких энергий.

Космическая распространенность элементов

Основные сведения о распространении химических элементов в Космосе представлены данными о составе звезд и Солнца, полученных с помощью спектрального анализа, а также химических анализов, проведенных в лабораториях по материалу земной коры, метеоритов и пород поверхности Луны. Все эти данные позволяют вывести некоторые средние значения космического распространения элементов ближайших районов Галактики.

Распространенность элементов может быть представлена в виде таблицы (см. табл. 2) или графика. В настоящее время космическую распространенность элементов в природной системе принято выражать в атомных соотношениях. Так, количество атомов данного химического элемента в определенной природной системе выражается по отношению к кремнию. Кремний выбран потому, что он принадлежит к труднолетучим и в то же время обильным элементам.

Графическое изображение атомного распространения элементов представлено на рис. 7 (данные относятся к 10^6 атомам кремния). Относительное распространение отложено на вертикальной координате и выражается в логарифмах числа атомов. На рисунке можно видеть четкие закономерности в космическом распространении элементов. Так, совершенно очевидно, что распространенность элементов характеризуется резкими контрастами. Например, атомов бериллия в миллион раз меньше, чем атомов кислорода. В то же время общий характер распространенности имеет глубокую связь с ведущим атомным параметром — порядковым номером или зарядом. В данном случае совершенно очевидно выступают следующие закономерности.

1. Распространенность элементов неравномерно уменьшается по мере возрастания порядкового номера Z. Элементы начала таблицы Менделеева более распространены, чем элементы ее средней части и конца.

2. Четные элементы (с четным Z) более распространены, чем соседние нечетные. Эта закономерность получила название правила Гаркинса-Оддо по имени ученых, ее установивших.

3. Повышенной распространенностью отличаются элементы, состоящие из изотопов типа 4n (т. е. кратные 4). Например:

A	=	4	12	16	20	24	28	32
элемент	—	He	C	O	Ne	Mg	Si	S

Исключение представляет атом с массовым чис-

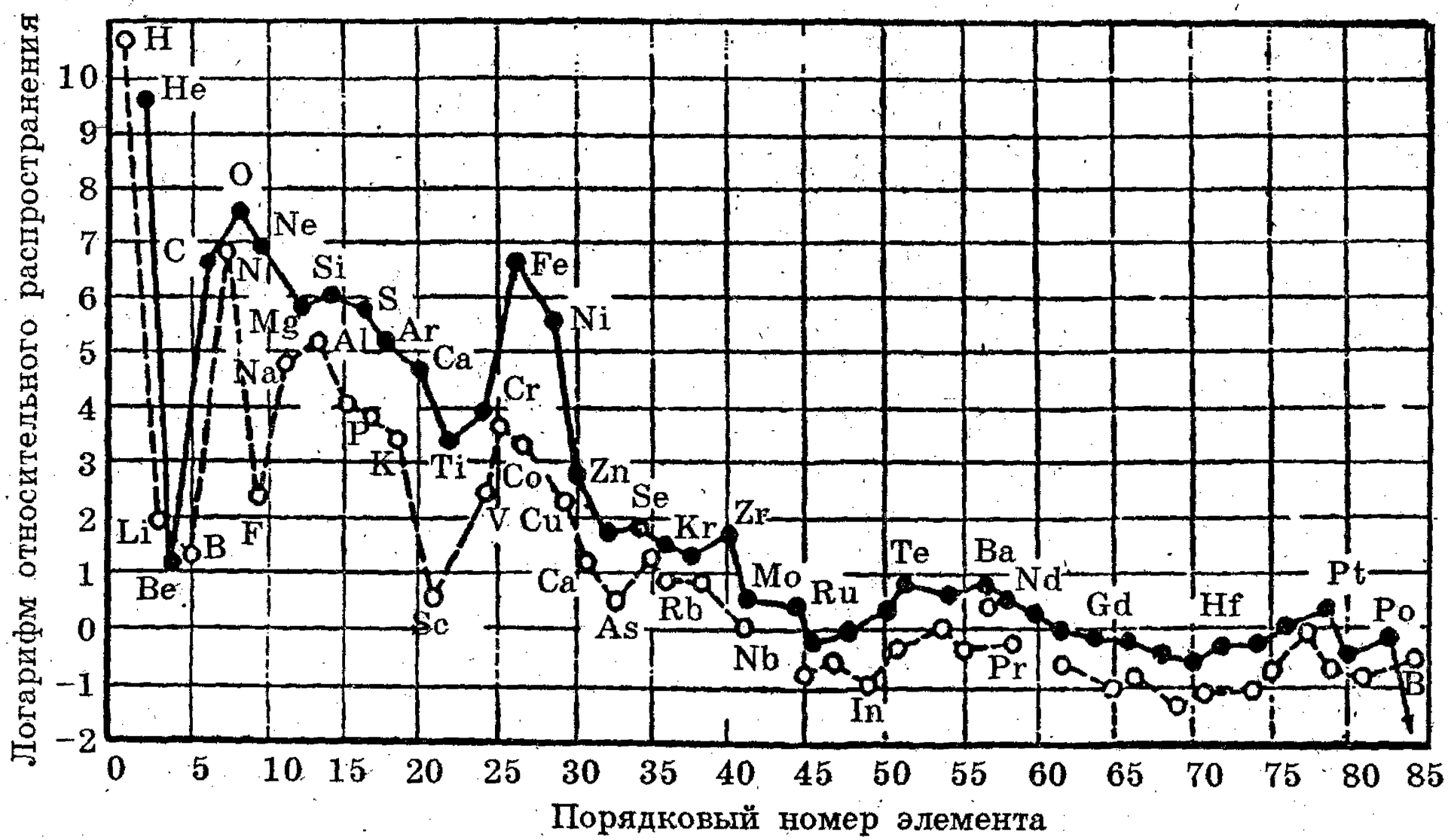


Рис. 7

Космическая распространенность элементов в зависимости от порядкового номера (Z) в таблице Менделеева. Черными кружками отмечены четные элементы, светлыми — нечетные

лом A = 8, которого вообще нет в природе, поскольку он моментально распадается на два осколка, образуя ядра устойчивого гелия ^{4}He + ^{4}He.

4. Резко повышенное распространение железа («железный максимум» на кривой распространенности) и его ближайших соседей связан с особой прочностью их атомных ядер. Они имеют максимальную величину удельной ядерной связи, что свидетельствует о их высокой прочности среди ядерных построек.

5. Некоторая часть максимумов на кривой распространенности характерна для нуклидов, у которых число протонов или нейтронов равно:

2, 8, 20, 40, 50, 82 и 126

Эти числа получили у физиков название *магических*. Они характеризуют заполненные ядерные оболочки, которые типичны в то же время для наиболее устойчивых атомных ядер.

6. Минимумы атомной распространенности связаны главным образом с нечетными элементами, представленными преимущественно одним изотопом. Наиболее легкие и мало распространенные атомы лития, бериллия, бора легко разрушаются в обстановке термоядерных реакций в условиях звездных недр.

Отмеченные закономерности далеко не исчерпывают всех особенностей корреляции ядерных свойств с космическим распространением нуклидов. Некоторые закономерности распространения могут быть связаны с еще не выявленными процессами и свойствами атомных ядер.

Учитывая вышеизложенные данные, можно заключить, что распространение атомных ядер в Космосе зависит от ряда их свойств (а не от одного свойства), из которых ведущее значение имеют Z и A, связанная с ними четность состава нуклонов и наличие заполненных ядерных оболочек. Поскольку распространенность атомов в природе коррелируется не с одним свойством, а с группой свойств, то естественно, что современная картина атомного состава изученного Космоса представляется обуслов-

ленной не единым универсальным ядерным процессом, а последовательным ходом ядерных процессов, взаимосвязанных с развитием древних космических систем, предшествующих образованию Солнечной системы.

Космохимическая классификация элементов

Космохимическая классификация элементов должна выполнить разделение их по тем физико-химическим свойствам, которые имеют решающее значение в формировании состава различных изученных космических тел. Кроме того, мы должны рассматривать классификацию как один из методов познания мира. Так, подмечая сходные черты у многочисленных различных индивидуумов, мы сводим их к одному классу или типу и тем самым выводим некоторую систему и порядок из запутанных явлений природы.

Если подойти к составу вещества Солнечной системы с точки зрения самых общих свойств химических элементов, то его можно разделить на две части: летучую и нелетучую. К летучей относятся газы, такие как водород H_2, азот N_2, углерод в форме CO_2, CO, CH_4, вода H_2O и все инертные газы.

К нелетучей относится большинство химических элементов таблицы Менделеева, как в состоянии свободных атомов, так и в виде простых природных соединений — оксидов, сульфидов, силикатов. Наиболее распространенные химические элементы Солнечной системы, которые в виде простых веществ или простых соединений не являются летучими, представлены кремнием, железом, магнием, кальцием, алюминием, титаном, никелем. При повышении температуры среды, летучими становятся щелочные металлы и галоиды.

Химические элементы Солнечной системы пребывают в разных условиях. Они образуют газовые, жидкие и твердые тела на разных планетах, со-

ставляют химически различные части метеоритного вещества.

Закономерности распределения элементов по отдельным частям и зонам планет и метеоритов определяются свойствами элементов, которые связаны со строением внешней электронной оболочки их атомов. Как известно, периодическая система Менделеева выражает повторение сходных электронных структур атомов. Сходство электронных структур предопределяет близость химических свойств элементов, в результате чего элементы со сходными электронными структурами атомов концентрируются совместно в определенных природных системах — оболочках планет и разных минеральных фазах метеоритов. При образовании химических соединений большинство атомов имеет тенденцию создавать внешний слой из числа электронов, кратного 2. Наиболее устойчивой оказывается 8-электронная оболочка.

К важнейшим величинам, определяющим поведение элементов в природе, относятся атомные объемы, радиусы атомов и ионов. В космохимических условиях очень важным является такое свойство, как летучесть самих элементов и их природных соединений. При повышении температуры разные элементы и их наиболее распространенные природные соединения переходят в газовую фазу — пар — далеко не одинаково. При низких температурах (порядка + 15 °С) в состоянии газа находятся немногие химические элементы, но при повышении температуры количество их растет. Австралийский геохимик А. Рингвуд в качестве критерия летучести предложил выбрать температуру 1500 °С, при которой такая распространенная на Земле вулканическая порода, как базальт, переходит в расплавленное состояние. Элементы и их природные соединения, переходящие в пар при этой температуре — можно отнести к относительно летучим, а те, которые остаются в расплаве, относятся к нелетучим.

Для выяснения путей миграции химических элементов в Космосе и путей формирования планет и

родоначальных метеоритных тел, весьма полезной может быть классификация элементов, основанная на их свойствах в связи с положением в таблице Менделеева. Космохимическая классификация элементов этого типа представлена на рис. 8. Согласно этой классификации, сохраняя терминологию, предложенную В. М. Гольдшмидтом, все элементы таблицы подразделяются на пять групп: элементы атмофильные, летучие литофильные, тугоплавкие литофильные, халькофильные и сидерофильные. Основные характерные особенности этих групп заключаются в следующем:

Атмофильные элементы — имеют склонность накапливаться в атмосферах Земли и планет, откуда и получили свое название. В нормальных условиях атмофильные элементы — это газы. К ним относятся инертные газы, свойства которых определяются устойчивой замкнутой 8-электронной оболочкой внешнего слоя их атомов. Это позволяет им находиться в свободном, химически не связанном состоянии на Земле и в космических телах. К атмофильным могут быть отнесены водород, азот. Отметим, что 2-х электронная оболочка молекулы водорода H_2 имеет конфигурацию устойчивой оболочки гелия. Молекулярный азот N_2 также ведет себя инертно. Свободный кислород в условиях Земли непрерывно порождается жизнедеятельностью зеленых растений — фотосинтезом. В данном случае мы имеем дело с молекулярным кислородом O_2, но ион кислорода как таковой к атмофильным элементам не относится, а прочно химически связан в минералах планет и метеоритов.

Летучие литофильные элементы — сосредоточены в верхних каменных оболочках — литосферах Земли и планет и легко образуют ионы с 8-электронной конфигурацией. К летучим литофильным элементам относятся, с одной стороны, щелочные металлы: Li, Na, K, Rb, Cs, с другой стороны — более летучие ионы неметаллов — F^{1-}, Cl^{1-}, Br^{1-}, J^{1-}. Они легко мигрируют в природных системах, хорошо растворяются в природных водах и при повышении температуры переходят в газообразное состояние ранее других литофильных элементов.

I	II	II	IV	V	VI	VII	VIII			I	II	III	IV	V	VI	VII	O
																H	He
Li	Be	B	C											N	O	F	Ne
Na	Mg	Al	Si	P											S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
Fr	Ra	Ac	Ku	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118

Рис. 8

Космохимическая классификация элементов:
1. Весьма летучие атмофильные элементы.
2. Летучие литофильные.
3. Тугоплавкие литофильные.
4. Относительно летучие халькофильные.
5. Тугоплавкие сидерофильные

Тугоплавкие литофильные элементы — сосредоточены в литосфере и мантии Земли и слагают силикатную фазу метеоритов. По существу, большинство элементов таблицы (рис. 8) относится к тугоплавким литофильным или оксифильным. Они образуют устойчивые соединения с кислородом в виде оксидов, гидрооксидов, солей кислородных кислот.

Халькофильные элементы — имеют склонность давать соединения с серой, т. е. ведут себя подобно меди (*халькос* — по-гречески медь). Атомы их образуют ионы 18-электронной конфигурации. В земной коре встречаются в составе сернистых минералов — сульфидов. В метеоритах находятся преимущественно в составе сульфидной — троилитовой фазы. Большинство халькофильных элементов — металлы, которые относятся к сравнительно летучим. Наиболее типичной является ртуть (Hg), которая имеет низкую температуру плавления и кипения.

Тугоплавкие сидерофильные элементы — представлены тяжелыми металлами и характеризуются склонностью накапливаться совместно с железом в его природных сплавах (*сидерос* — по-гречески железо). В метеоритах они концентрируются в металлической железо-никелевой фазе. Атомы сидерофильных элементов образуют ионы 9 — 17-электронной конфигурации. Обладают высокой температурой плавления и кипения.

Нужно отметить, что между перечисленными группами элементов иногда отсутствуют резкие границы в отношении свойств и поведения в природе. Можно выделить ряд элементов, сочетающих разные свойства. Углерод является, по существу, твердым тугоплавким элементом, входящим в состав металлической фазы метеоритов. Но образуя соединения CO_2, CH_4, он становится летучим. Кислород является элементом литофильным (по строению атомов и вхождению в состав мантии и коры

Земли), но, освобождаясь от связи с другими элементами в процессе фотосинтеза зеленых растений, поступает в атмосферу Земли как типичный атмофильный элемент. Сера может быть отнесена к летучим халькофильным элементам в форме H_2S и S, но, вступая в соединение с железом, она перестает быть летучей, образуя устойчивый твердый троилит FeS. Типичный сидерофильный металл — железо, таким образом, ведет себя как элемент халькофильный, а в среде, богатой кислородом, ведет себя как элемент литофильный (оксифильный), образуя оксиды.

Следовательно, поведение элемента в природе, накопление его в той или другой минеральной фазе, определяется не только одними свойствами его атома, но и внешними физико-химическими условиями. В зависимости от температуры природной системы элементы могут находиться в газовом, жидком и твердом состоянии. При высоких температурах химические соединения распадаются и элементы образуют горячий ионизированный газ, что имеет место на Солнце. При снижении температуры горячей газовой системы, элементы образуют определенные соединения согласно космохимическим свойствам, как это показано в таблице (рис. 8) и происходит их конденсация в твердые фазы. При этом в ходе охлаждения элементы и их соединения конденсируются в порядке, обратном их летучести — сначала тугоплавкие оксиды и металлические конденсаты, затем менее тугоплавкие соединения и в конце — летучие и весьма летучие элементы. Наиболее летучие атмофильные — инертные газы — вообще избегают конденсации в пределах Солнечной системы, образуя протяженные газовые оболочки внешних гигантских планет.

Глава III Метеориты — свидетели ранних событий в Солнечной системе

... становится все более очевидным, что решение такой важной проблемы, как происхождение и эволюция планет, в частности нашей Земли, может быть достигнуто путем сочетания различных данных звездной астрономии и астрофизики с теми выводами, к которым нас приводит изучение метеоритов.

В. Г. Фесенков

Общие сведения о метеоритах

До получения образцов горных пород Луны, метеориты были единственными образцами вещества внеземного — космического происхождения, доступными для исследования всеми современными физико-химическими методами в земных лабораториях.

О метеоритах было известно давно. Еще первобытные люди несомненно наблюдали их падение на поверхность Земли. Упоминания о камнях, падающих с неба, встречаются в литературных источниках древнего Китая, Греции, Рима, а так-

же в некоторых древнерусских летописях. Наиболее древнее указание о падении метеорита имеется в китайских летописях, относимых к 654 году до нашей эры. Сведения о падении метеоритов в прошлом систематизированы и описаны в интересной книге химика Петербургской Академии Наук — Ивана Мухина, опубликованной в 1819 г. под названием «О чудесных дождях и о низкопадающих из воздуха камнях (аэролитах)».

Начало изучения метеоритов было связано с находкой необычного тела, обнаруженного в Красноярском крае. В 1749 г. вблизи реки Енисея между Красноярском и Абаканом кузнецом Медведевым была найдена глыба свыше 600 кг массой, которая, по свидетельству местных жителей, упала с неба. Знаменитый путешественник и натуралист П. С. Паллас (1756 — 1811) описал образцы этой глыбы, а в 1777 г. по его распоряжению находка была доставлена в Петербург и получила название — палласово железо.

Образцы палласового железа были исследованы физиком Эрнестом Фридрихом Хладни, который обосновал внеземное происхождение не только палласова железа, но и других железных и каменных масс. Однако признание внеземного происхождения метеоритов в официальной науке происходило довольно медленно. Идеи Э. Хладни встретили скептическое отношение со стороны большинства ученых того времени.

Массовый перелом в сознании ученых произошел после 26 апреля 1803 года, когда около города Легль на севере Франции выпал обильный каменный метеоритный дождь, состоящий из тысяч камней. В район падения был послан академик, физик и астроном Жан Батист Био (1775 — 1862), обстоятельно исследовавший это событие. После его доклада Парижская Академия признала, что метеориты — действительно тела внеземного происхождения, выпадающие из межпланетного пространства на поверхность Земли. Первые химические анализы

метеоритов, выполненные в начале XIX века почти одновременно В. Говардом в Англии и Т. Е. Ловицем в России, обнаружили присутствие тех же химических элементов, которые известны в земных минералах и горных породах. В то же время было установлено минералогическое отличие метеоритов от земных горных пород.

Особенно усиленное исследование метеоритов — их физических свойств, минеральных соотношений, химического и изотопного состава произошло за последние 30 лет. При этом установлен факт исключительно важного космогонического значения. **Возраст метеоритов, по данным методов ядерной геохронологии, оказался в пределах 4500 — 4600 миллионов лет, совпадающий с возрастом Земли и Луны,** да, и вероятно, с возрастом всех других тел в Солнечной системе. Отсюда совершенно по-новому представляется огромное познавательное значение метеоритов в проблемах планетной космогонии. Большинство метеоритов, несмотря на столь древний возраст, оказывается очень мало измененным, и в своей структуре, минеральном и химическом составе сохраняет запись тех событий, которые происходили во время образования Солнечной системы. Таким образом, известные метеориты представляются нам **историческими документами** — подлинными свидетелями ранней истории Солнечной системы.

Метеориты выпадают на поверхность Земли с разной скоростью. Крупные метеориты с высокой скоростью, достигая поверхность Земли, производят взрывы, образуя характерные воронки, названные *астроблемами*. Множество этих воронок обнаружено на поверхности Меркурия, Луны, Марса и многих спутников внешних планет. Они свидетельствуют об интенсивной метеоритной бомбардировке этих тел на ранних этапах их существования. Воронки взрыва — астроблемы — на поверхности Земли сильно замаскированы в связи с процессами *денудации* — разрушением под действием внеш-

них геологических агентов. Поступление метеоритов обычно происходит в виде выпадения многочисленных каменных и железных обломков, которые являются фрагментами одного тела. По международному соглашению названия метеоритам присваиваются по ближайшему населенному пункту или административно-территориальной единицы.

Спокойное падение метеоритов без взрывных явлений наблюдалось многими людьми в прошлом и настоящем. Недавнее событие этого рода произошли следующим образом. (По сообщению В. Сурдина в журнале «Наука и жизнь» № 8, 1995.)

В городке Нобелсвиль штата Индиана (США) 31 августа 1991 г. в 7 часов вечера на игровой площадке встретились два приятеля — 13-летний Броди Сполдинг и 9-летний Брайн Кинзи. Поговорив немного, они неожиданно услышали низкий свистящий звук, завершившийся глухим ударом. В 3,5 метрах от себя мальчики обнаружили маленький клинообразный черный камень, лежащий в небольшой воронке. Камень был еще теплый. Это был образец каменного метеорита — хондрита.

Около 8 часов вечера 9 октября 1992 г. каменный метеорит весом 12,3 кг упал в городе Пикскилл штата Нью-Йорк. Он попал в стоящий на открытой площадке автомобиль, сильно помял его багажник и раскололся на куски. Хозяева машины обнаружили метеорит еще теплым.

В мае 1981 г. оленевод из Магаданской области Иван Тынавьи во время ночного дежурства около 5 часов утра услышал низкий гул и увидел какое-то тело, пролетевшее по небу и оставившее после себя темный след. Год спустя он начал поиски и обнаружил черную оплавленную глыбу массой 250 кг. Но только в 1989 г. образец этого метеорита попал в руки ученых.

В зависимости от состава все известные метеориты подразделяются на три основных класса: каменные (аэролиты), железо-каменные (сидероли-

ты) и железные (сидериты). Средний химический состав этих классов представлен в таблице 4.

Таблица 4

Средний химический состав метеоритов разных классов, %

Элемент	Железные	Железо-каменные	Каменные
Fe	90,86	55,33	15,5
Ni	8,5	5,43	1,1
Co	0,6	0,3	0,08
Cu	0,02	—	0,01
P	0,17	—	0,1
S	0,04 — 0,5	—	1,82
O	—	18,55	41
Mg	0,03	12,33	14,3
Ca	0,02	—	1,8
Si	0,01	—	21
Na	—	—	0,8
K	—	—	0,07
Al	—	—	1,56
Mn	0,05	—	0,16
Cr	0,01	—	0,4
Ti	—	—	0,12

Во всех метеоритах можно выделить три раздельно существующих части или фазы: железоникелевую или металлическую, сульфидную или троилитовую, и каменную или силикатную. По существу, все метеориты можно рассматривать как сочетание силикатной и металлической фаз, иногда с большей или меньшей примесью сульфидной — троилитовой фазы. Каменные метеориты состоят преимущественно из силикатных минералов, железные — из никелистого железа, а железо-каменные примерно из равных количеств силикатной и металлической фаз.

В общих чертах подразделение метеоритов можно представить в следующем виде:

Каменные метеориты	Хондриты Ахондриты
Железокаменные метеориты	Мезосидериты Палласиты
Железные метеориты	Гексаэдриты Октаэдриты Атакситы

Частота выпадения метеоритов разных классов далеко не одинакова. Она представлена на рис. 9 по данным Дж. Вуда. Очевидно, что чаще всего выпадают каменные метеориты, среди которых резко преобладают хондриты, составляющие в общем 85% всех известных метеоритов. Железные метеориты выпадают значительно реже, но в виде более крупных обломков, по массе превышая все

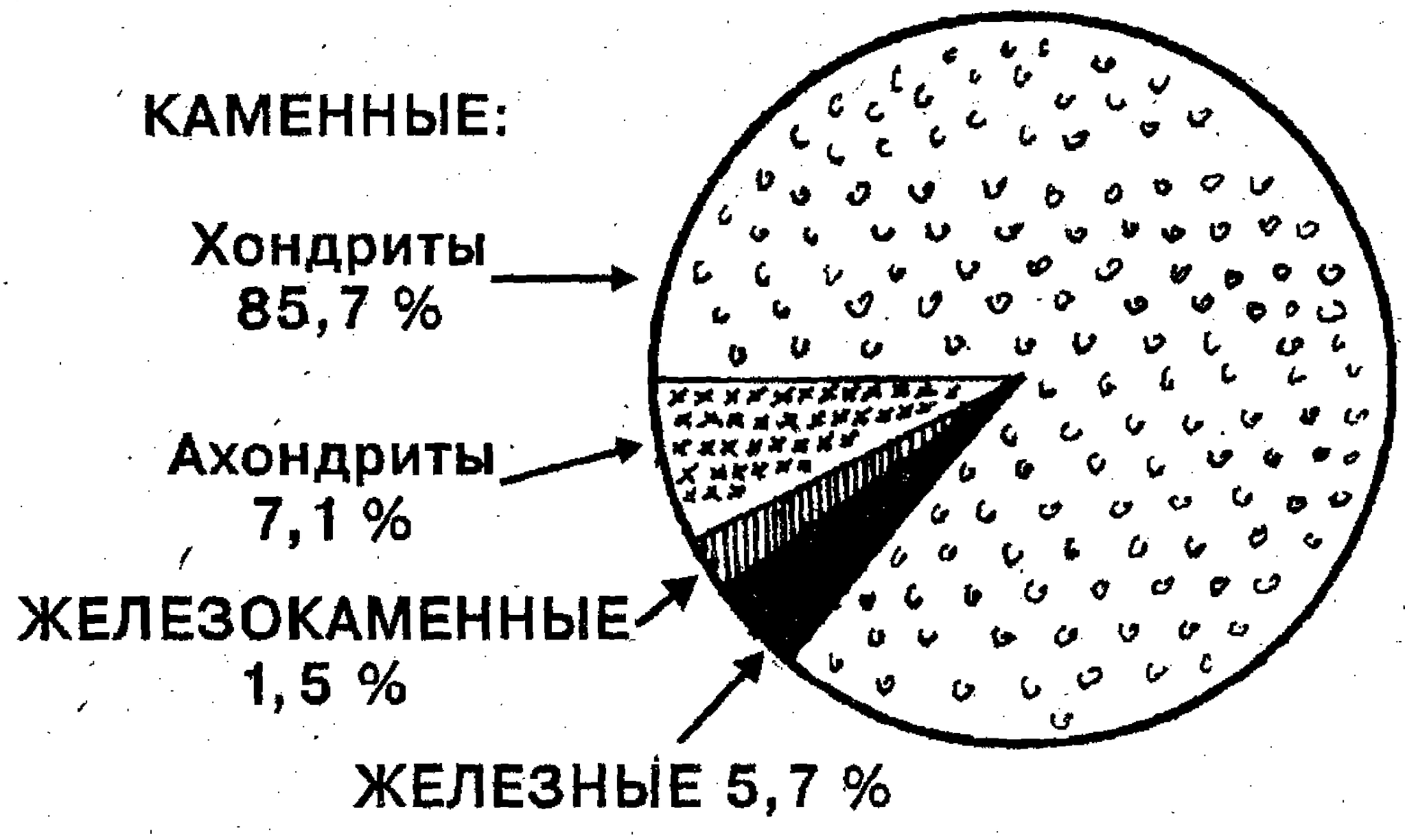


Рис. 9
Распространенность метеоритов (по Дж. Вуду)

другие известные типы метеоритов. Каменные метеориты выпадают иногда в виде «каменного дождя», который образуется при дроблении более крупной первоначальной массы при полете через атмосферу в связи с резким и сильным нагревом.

Химический состав метеоритных фаз показан в таблице 5. По данным таблиц 4 и 5 нетрудно увидеть, что метеориты в основном сложены из немногих химических элементов — O, Si, Mg, Fe, S, Ca, Al, Ni. На первые места выступают четыре главных элемента: O — кислород, Si — кремний, Mg — магний, Fe — железо, которые чаще всего слагают свыше 90% массы любого метеорита.

В метеоритах в настоящее время установлено присутствие 140 минералов, большинство которых сходно с минералами земной коры. Однако главными породообразующими минералами метеоритов являются немногие. К ним можно отнести:

Таблица 5

Средний элементный состав метеоритного вещества, %

Элемент	Железо-никель (металлическая фаза)	Троилит (сульфидная фаза)	Каменная (силикатная) фаза	Средний состав метеоритного вещества
O	—	—	43,12	32,3
Fe	90,78	61,1	13,23	28,8
Si	—	—	21,61	16,3
Mg	—	—	16,62	12,3
S	—	34,3	—	2,12
Ni	8,59	2,88	0,39	1,57
Al	—	—	1,83	1,38
Ca	—	—	2,7	1,33
Na	—	—	0,82	0,6
Cr	—	0,12	0,36	0,34
Mn	—	0,046	0,31	0,21
K	—	—	0,21	0,15
Ti	—	—	0,1	0,13
Co	0,63	0,208	0,02	0,12
P	—	0,305	0,17	0,11

Оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$

Пироксены
- энстатит $MgSiO_3$
- гиперстен $FeSiO_3$
- диопсид $CaMg(SiO_3)_2$

Плагиоклаз $CaAl_2Si_2O_8$, $NaAlSi_3O_8$

Никелистое железо (Fe, Ni)

Троилит FeS

Кроме того, в некоторых метеоритах — так называемых углистых хондритах — встречаются органические соединения. Они довольно разнообразны и свидетельствуют о сложных космохимических процессах в период их образования. В метеоритах присутствуют также минералы, совершенно неизвестные и отсутствующие в земной коре. К ним относятся следующие:

Нитриды, фосфиды, хлориды

Когенит	Fe_3C
Осборнит	TiN
Шрейберзит	$(Fe, Ni)_3P$
Перриит	$(Ni, Fe)_x(Si,P)_y$
Лауренсит	$FeCl_2$

Фосфаты

Фарингтонит	$Mg_3(PO_4)_2$
Меррилит	$Na_2Ca_3(PO_4)_2O$
Брианит	$Na_2CaMg(PO_4)_2$
Станфильдит	$MgCaFeMn(PO_4)_2$

Сульфиды

Ольдгамит	CaS
Найнингерит	(Fe, Mg, Mn, Co)S

Добреелит	$FeCr_2S_4$
Дирфишерит	$K_3(Na, Cu)(Fe, Ni)_{12}S_{14}$

Силикаты

Меррихеит	$(K, Na)_2(Fe, Mg)_5Si1_2O_{30}$
Роддерит	$(Na, K)_2(Fe, Mg)_5Si_{12}O_{30}$
Ягиит	$(Na, K)Mg_2(Mg, Fe, Ti, Al)(Si_{10}A_2)O_{30}$
Юреит	$NaCrSi_2O_6$
Криновит	$NaMg_2CrSi_3O_{10}$

Наличие этих минералов отражает условия формирования метеоритов — кристаллизацию космического вещества при резком недостатке свободного кислорода, в присутствии которого произошло бы быстрое окисление сульфидов, нитридов и фосфидов. Минеральный состав наиболее распространенных метеоритов представлен на рис. 10.

В настоящее время для разных классов метеоритов общеприняты буквенные обозначения. Они указаны в таблице 6, которая представляет современную классификацию метеоритов. В этой таблице также указан минеральный состав метеоритов. Ниже описаны более подробно основные классы метеоритов.

Хондриты

Хондритовые метеориты, или хондриты, представляют собой наиболее примитивный тип метеоритов. Другие метеориты оказываются продуктами более сложных процессов разделения вещества. Хондриты в основном состоят из оливина, пироксена с примесями металлического железа (см. рис. 10). Название хондриты было предложено немецким минералогом Густавом Розе в 1864 г. Хондритовые метеориты состоят из хондр (*хондрос* по-гречески крупа, зерно) — сфе-

рических тел с поперечником от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Только в отдельных случаях размеры хондр достигают 20 мм и несколько более. Комбинация оливина, пироксена, никелистого железа, плагиоклаза и троилита обычно выражает минеральный состав хондр. В структурном отношении отдельные хондры могут быть

Рис. 10
Минеральный состав метеоритов

Таблица 6

Классификация метеоритов

Класс	Символ	Основные минералы
		Хондриты
Энстанитовые	E	Энстатит, никелистое железо
Бронзитовые	H	Оливин, бронзит, никелистое железо
Гиперстеновые	L	Оливин, гиперстен, никелистое железо
Амфотеритовые	LL	Оливин, гиперстен, никелистое железо
Углистые	C	Серпентин, оливин
		Ахондриты
Обриты	Ae	Энстатит
Диогениты	Ah	Гиперстен
Шасиньиты	Ac	Оливин
Уреилиты	Au	Оливин, бронзит, никелистое железо
Ангрит	Aa	Авгит
Наклит	An	Диопсид, оливин
Говардиты	Aho	Гиперстен, плагиоклаз
Эвкриты	Aeu	Пижонит, плагиоклаз
		Железокаменные
Палласиты	P	Оливин, никелистое железо
Сидерофиры	S	Ортопироксен, никелистое железо
Лодранит	Lo	Ортопироксен, оливин, никелистое железо
Мезосидериты	M	Пироксен, плагиоклаз, никелистое железо
		Железные
Гексаэдриты	Hx	Камасит
Октаэдриты	O	Камасит, тэнит
Атакситы	D	Тэнит

сложены агрегатами кристаллов, единичными кристаллами, иногда могут состоять из стекла или кристаллов и стекла, структурные и количественные соотношения которых варьируют в довольно широких пределах. Хондры сцементированы мелкозернистой массой — матрицей, примерно такого же минералогического состава, что и сами хондры. Структура хондритового метеорита показана на рис. 11.

Классификация метеоритов, как уже отмечалось, основана на их химическом и минеральном составе. Хондриты в минералогическом отношении были подразделены Г. Прайором на энстатитовые, бронзитовые (или оливин-бронзитовые), гиперстеновые (или оливин-гиперстеновые) и углистые. В настоящее время в зависимости от состава хондриты

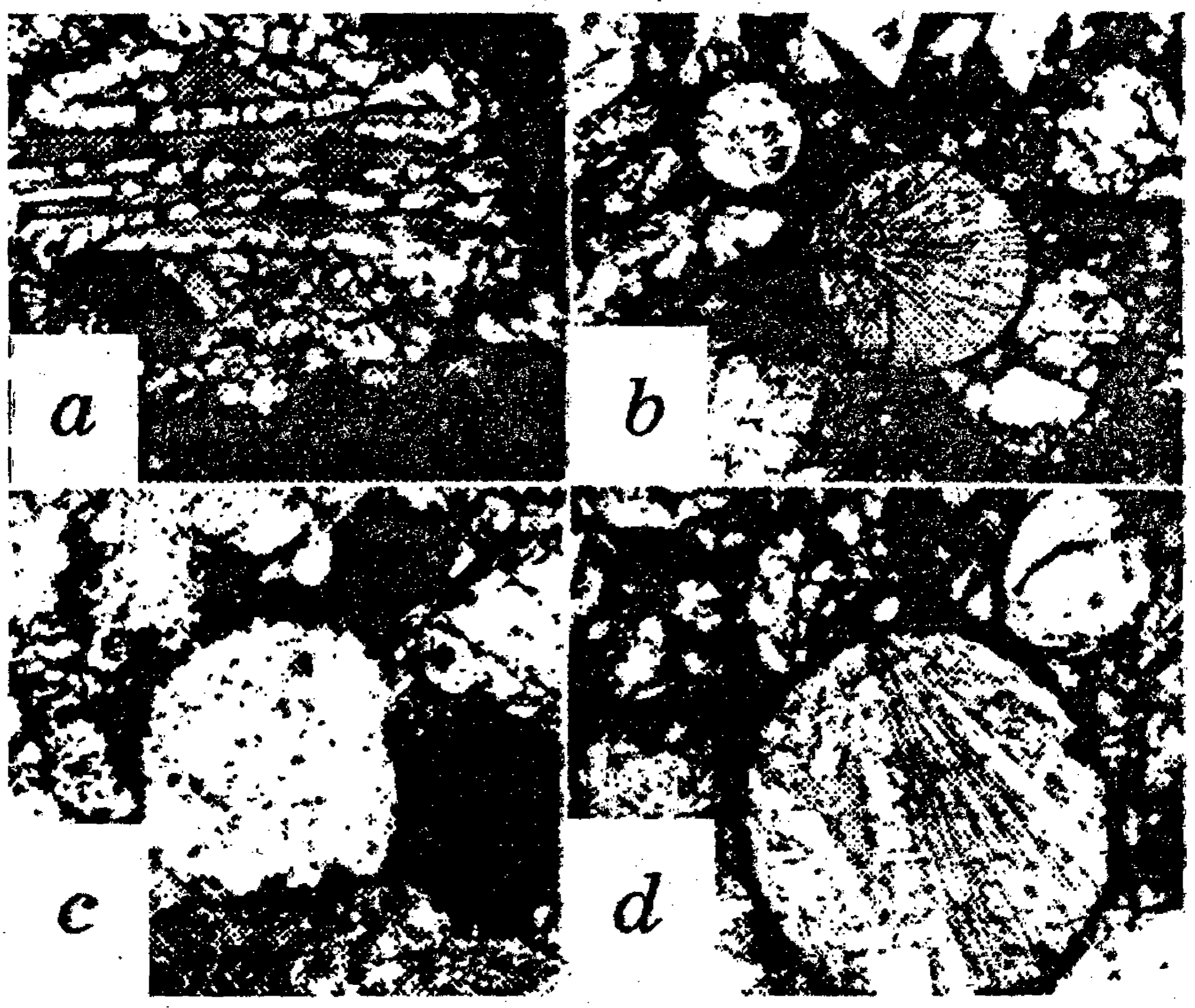


Рис. 11
Структура хондритового метеорита. Отчетливо видные круглые хондры

подразделяются на следующие группы:

Энстатитовые хондриты

Обычные хондриты { H — группа; L — группа

Углистые хондриты { тип C1; тип C2; тип C3

Наиболее распространены обычные, или обыкновенные хондриты. Их химический состав может быть охарактеризован данными, представленными в таблице 7. Как можно видеть по данным этой таблицы, обычные или обыкновенные хондриты различаются по содержанию железа. В 1953 г. американские ученые Г. Юри и Г. Крейг подразделили хондриты в зависимости от общего содержания железа на H-группу (H — high) с высоким содержанием и группу L (L — low) с относительно низким содержанием железа. В группе H в среднем содержится 28% железа, а в группе L ~ 22%. Все изученные хондриты тяготеют к той или другой группе. Выделяют еще LL — группу (LL — low-low), в которой большая часть железа находится в окисленном состоянии, в противоположность L — группе, в которой металлического железа больше.

Энстатитовые хондриты имеют самую высокую плотность среди хондритов — 3,5 г/см^3. Они сложены главным образом минералом энстатитом $MgSiO_3$ и металлическим никелистым железом. Практически все железо в этих метеоритах находится в металлическом состоянии, отчасти в виде сульфида — троилита. В энстатитовых хондритах чаще всего встречаются минералы, неизвестные на Земле.

Обычные или обыкновенные хондриты в зависимости от своего минерального состава подразделяются на оливин-бронзитовые, оливин-

Таблица 7

Химический состав обычных хондритов (%)

Компонент	Общее	H-группа	L-группа
SiO_2	38,04	36,17	39,49
MgO	23,84	22,93	24,55
FeO	12,45	9,26	14,97
Al_2O_3	2,50	2,36	2,61
CaO	1,95	1,95	1,96
Na_2O	0,98	0,91	1,04
K_2O	0,17	0,17	0,18
Cr_2O_3	0,36	0,27	0,43
MnO	0,25	0,23	0,27
TiO_2	0,11	0,11	0,11
P_2O_6	0,21	0,17	0,24
Fe	11,76	17,76	7,04
Ni	1,34	1,68	1,06
Co	0,08	0,10	0,07
FeS	5,73	5,69	5,77
Fe общее	25,07	28,58	22,33

гиперстеновые и оливин-пижонитовые. Они состоят на 35 — 60% из оливина, на 25 — 35% — из гиперстена, плагиоклаза, никелистого железа и троилита.

Углистые хондриты образуют небольшую, но очень важную в познавательном отношении группу. В них присутствуют гидратированные силикаты — продукты взаимодействия оливина и пироксена с водой, а также органические соединения, определяющие серый и черный цвет метеоритов. В составе органической части находятся углеводороды, асфальты, жирные кислоты и аминокислоты. В зависимости от содержания летучих веществ углистые хондриты подразделяются на три типа:

	C	S	H_2O
тип C1	2,7 — 5,0	5,2 — 6,7	18 — 22 %
тип C2	1,1 — 2,8	2,3 — 3,7	8 — 7 %
тип C3	0,2 — 0,6	1,8 — 2,4	0,1 — 1,5%

Среди этих типов особый интерес представляют хондриты C1. Они имеют самую низкую плотность (2,2 г/см^3), сложены аморфными гидратированными силикатами, содержат много серы в виде сульфатов, хорошо растворимых в воде. Они в максимальном количестве содержат органические вещества. Практически весь углерод представлен в них органическими соединениями. По атомным соотношениям

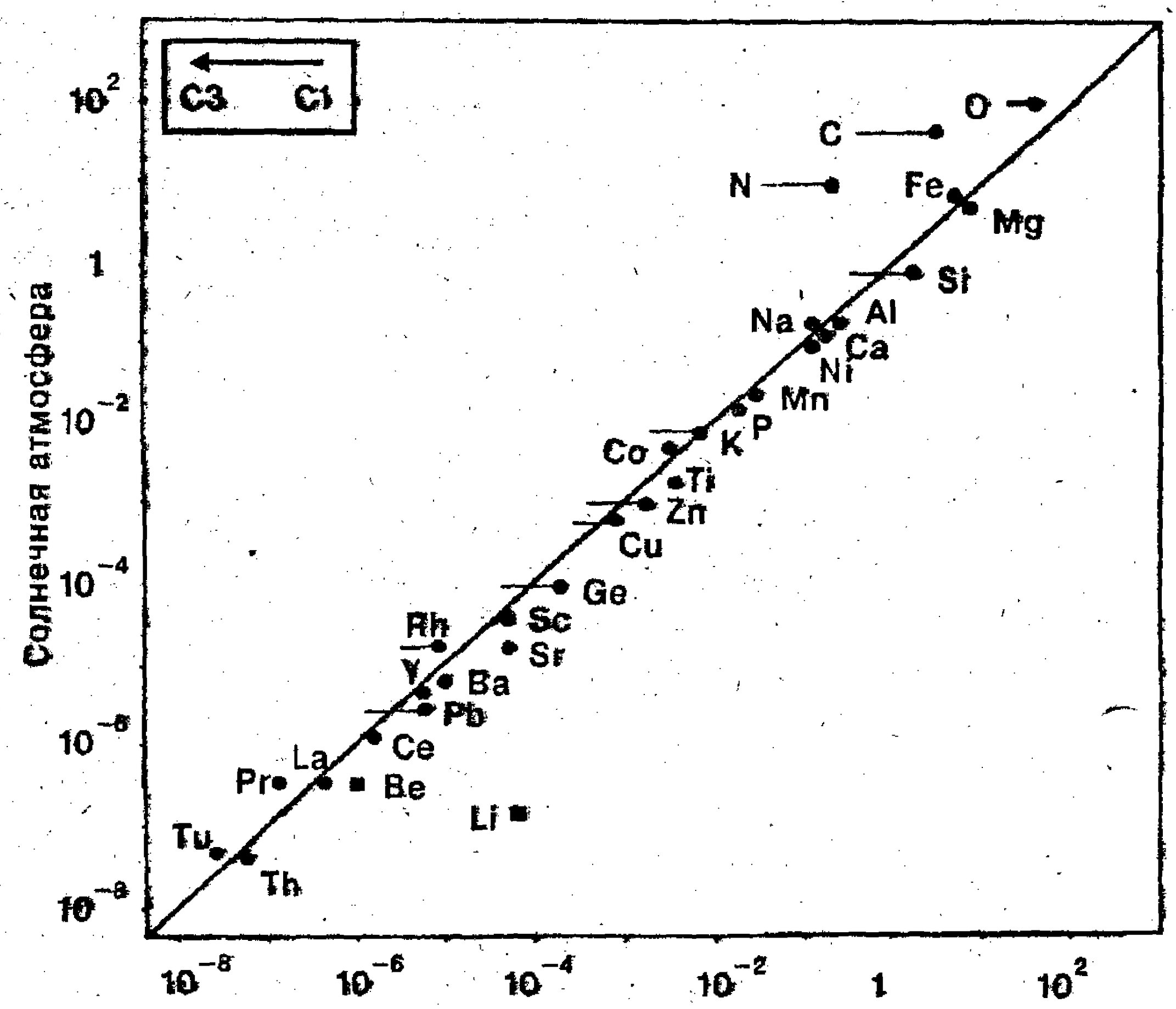


Рис. 12
Сравнение атомных распространенностей элементов на Солнце и в углистых хондритах

углистые хондриты наиболее близки к химическому составу Солнца, как это показано на рис. 12.

При сравнении химического состава различных хондритов друг с другом выступает одна характерная черта — разная степень окисления метеоритного вещества. Эта особенность была отмечена одним из крупных исследователей метеоритов Г. Прайором в виде следующего правила: **чем меньше содержится металлического никелистого железа в хондритовых метеоритах, тем богаче никелем и железом магнезиальные силикаты этих метеоритов.**

Действительно, хондритовые метеориты показывают широкую вариацию окисленного состояния, что можно видеть на рис. 13 и которое заслужи-

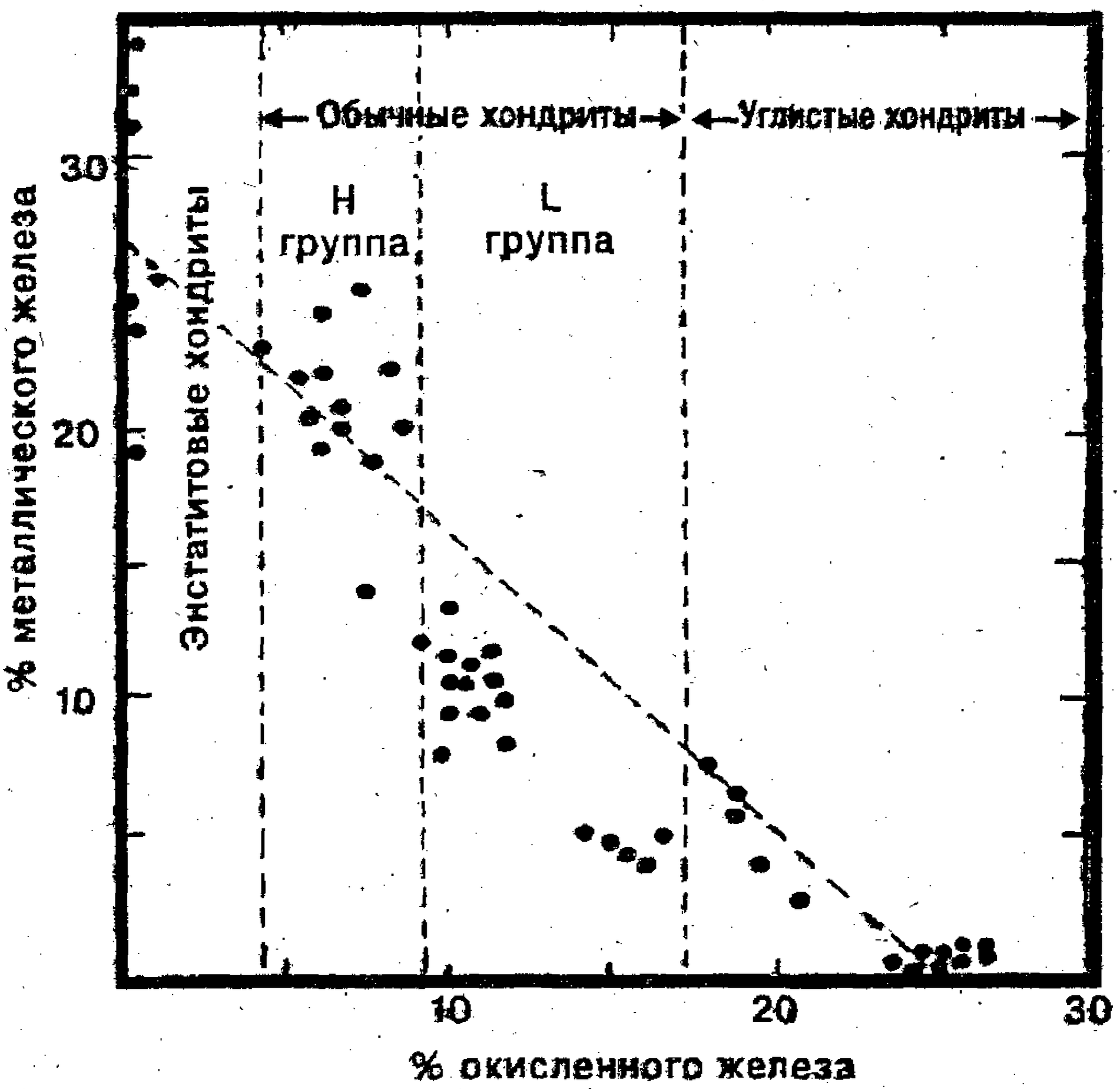


Рис. 13

Соотношение окисленного и металлического железа в хондритовых метеоритах (по А. Рингвуду)

вает особого внимания. По рисунку можно видеть, что наиболее окисленными выступают углистые хондриты. В них все железо находится в химически связанном состоянии — в составе силикатов, оксидов и других кислород-содержащих соединений. В обычных L–хондритах значительная часть железа находится в окислительном состоянии, также весь кремний, кальций, хром и большая часть фосфора находятся в химической связи с кислородом. Когда же восстановление возрастает, что можно наблюдать у H-хондритов, то значительная часть фосфора встречается в виде минерала шрейберзита $(Fe, Ni)_3P$. Наиболее высокая степень восстановления проявляется в энстатитовых хондритах, в которых кальций встречается в составе ольдгамита CaS, фосфор в составе шрейберзита, а хром в составе добреелита $FeCr_2S_4$. В энстатитовых хондритах даже силикат частично восстанавливается до элементарного кремния, который в количестве 2 — 3% иногда входит в состав металлической фазы. Все железо этих метеоритов находится в металлическом виде и частично в составе троилита.

Из приведенных данных нетрудно прийти к заключению, **что изменение окислительного состояния вещества хондритов свидетельствует об их формировании в связи с разными по интенсивности окислительно-восстановительными реакциями в первичной туманности.** Поскольку химические реакции этого типа в веществе солнечного состава зависят от температуры, то можно полагать, что в разных частях протопланетной туманности, из которых возникли родоначальные тела хондритовых метеоритов, температуры были разные. При более высоких температурах железо и близкие к нему металлы находились в восстановительных условиях, но по мере понижения температур они окислялись и входили в состав оксидов и силикатов. Поскольку ближе к Солнцу температуры в протопланетном облаке были более высокие, а с удалением от него падали, то естественно, что степень окисления родоначальных хондритовых тел

зависела от их расстояния до Солнца. Ближе к нему преобладали процессы восстановления, а далее от него — процессы окисления.

Происхождение хондритовых метеоритов органически связано с происхождением их характерной хондритовой структуры. Большинство исследователей метеоритов считает, что хондры некогда представляли собой жидкие горячие капли, которые затем остыли и кристаллизовались в разной степени. Впервые об этом стал писать Г. Сорби (1826 — 1908), применивший микроскоп в исследовании метеоритов. В 1860-х годах он писал: «Образования, очень похожие на метеоритные шарики, иногда встречаются в искусственных продуктах. Если направить сильную струю горячего воздуха или пара в расплавленный стекловатый доменный шлак и разбрызгать его, то, если шлак был достаточно горяч, образуются отдельные шарики без хвостиков, подобные метеоритным...

... расплавленные шарики с хорошо выраженными границами не могут образовываться в массе породы, сдавливающей их со всех сторон, и поэтому я предполагаю, что по крайней мере некоторые из частиц, входящих в состав метеоритов, первоначально были самостоятельными остеклованными шариками, подобными каплям огненного дождя».

Ахондриты

Ахондриты — представляют собой каменные метеориты, лишенные хондр. Они обычно характеризуются грубокристаллической структурой и по химическому и минеральному составу очень близки к некоторым земным и лунным изверженным горным породам. В химическом отношении ахондриты отчетливо подразделяются по содержанию кальция. Выделяют две группы ахондритов: бедные кальцием (0,6 — 1,4% CaO) и богатые кальцием (6 — 24% CaO). Бедные кальцием ахондриты по химическому и минеральному составу близки к ультраосновным бесполе-

вошпатовым глубинным породам Земли, залегающим, вероятно, в глубинах мантии и редко выходящим на поверхность. Ахондриты, богатые кальцием, по химическому составу приближаются к довольно распространенному типу изверженных горных пород земной коры, к габбро и базальтам. Следует отметить их заметное сходство с базальтами Тихого океана и лунными породами из района кратера Фра-Мауро (место посадки станции «Аполлон-14»). Земные изверженные породы — эвкриты, которые относятся к норитовому габбро, по минеральному составу близки к эвкритовым ахондритам.

Данные о соотношениях главных элементов ахондритовых метеоритов представлены в таблице 8.

Таблица 8

Химитческий состав ахондритов

Компоненты	Бедные Ca	Богатые Ca
SiO_2	52,56	48,65
Al_2O_3	0,12	0,50
TiO	1,09	11,71
FeO	11,45	16,31
MnO	0,39	0,47
MgO	30,67	9,87
CaO	1,20	10,39
Na_2O	0,36	0,83
K_2O	0,11	0,27
Cr_2O_3	0,83	0,40
P_2O_5	0,10	0,10
Сумма силикатной фазы	98,88	99,50
Fe	2,68	—
Ni	0,17	—
Сумма металлической фазы	Сл.	—
	2,85	—
	0,96	0,57
	0,89	0,40

Говардиты состоят в основном из пироксена, несколько обогащенного железом, содержание которого в нем варьируется. На втором месте по распространению находится плагиоклаз, затем следует авгит. В незначительном количестве присутствуют камасит, тэнит, троилит. Говардиты характеризуются мелкообломочным строением и приближаются к структуре земных кластических пород. В них иногда встречаются хондры, что указывает на их генетическое отношение к хондритам. Поэтому говардиты отчасти можно рассматривать как переходные космические породы между хондритами и ахондритами. Из перечисленных в таблице 8 типов ахондритов большая часть — редкие. Наиболее распространены говардиты и эвкриты. Они попадаются чаще других типов.

Эвкриты состоят из пироксенов (пижонита, авгита, ортопироксена) и плагиоклаза. К акцессорным минералам эвкритов относятся: магнетит, ильменит, хромит, тридимит, маскелинит, витлокит, камесит, троилит. Из всех каменных метеоритов эвкриты наиболее близки к изверженным горным породам земной коры. В связи с этим следует отметить, что некоторые земные изверженные породы были названы эвкритами. Земные эвкриты, которые относятся к норитовому габбро (с плагиоклазом, близким к лабрадору), по минеральному составу близки к эвкритовым ахондритам.

Минеральный и химический состав, а также структура ахондритов определенно указывают, что они являются продуктами кристаллизации силикатной магмы. Естественно было допустить, что магматическая дифференциация, которая привела к образованию ахондритов, могла происходить в пределах тела, близкого к крупным астероидам. По-видимому, часть ахондритов некогда слагала периферическую часть родоначального тела. Дж. Вуд и другие исследователи метеоритов допускали, что при плавлении достаточно крупного тела хондритового состава образуются две несмешиваю-

щиеся жидкие фазы: 1) смесь металлов и сульфидов, опускающихся в центральную область и формирующая ядро; 2) более легкая силикатная магма, которая всплывает вверх и застывает, образуя силикатную оболочку или несколько оболочек.

Естественно, что построение теоретических моделей родоначальных метеоритных тел нуждается в подтверждении — в поисках аналогов в Солнечной системе среди известных астероидов. По довольно распространенному мнению, астероид Веста лучше всего соответствует тому родоначальному телу, которое испытало химическую дифференциацию и имеет оболочку со свойствами поверхности, близкой к базальтическим ахондритам — эвкритам. Что касается некоторых энстатитовых ахондритов, то прообраз их родоначального тела можно усматривать в некоторых астероидах так называемого Е–типа с поперечником свыше 50 км.

Железокаменные метеориты

Железокаменные метеориты сложены из двух соизмеримых по количеству фаз — силикатной и металлической (железо-никелевой). В истории изучения метеоритов они были исследованы первыми. Первым был замечен красноярский метеорит, доставленный в Петербург по распоряжению академика Палласа и позже детально изученный Э. Ф. Хладни, доказавшим его космическое происхождение. Метеориты, подобные красноярскому, были названы *палласитами*.

В настоящее время железокаменные метеориты подразделяются на лодраниты, сидерофиры, палласиты и мезосидериты. Лодраниты и сидерофиры представлены единичными находками и мы оставим их в стороне.

Палласиты представляют особую группу железокаменных метеоритов с простым минеральным составом. Основная их масса сложена никелистым железом, в которое вкраплены зерна оливина

различных размеров и очертаний. Оливин встречается в форме угловатых или округлых зерен, имеющих поперечные размеры 5 — 10 мм. Состав оливина в основном магнезиальный. Содержание железистого компонента находится в пределах 10 — 20%. В виде акцессорного минерала изредка встречается фарингтонит. Никелистое железо показывает отчетливые видеманштеттеновы фигуры. *Видеманштеттеновы фигуры* — фигуры, возникающие под влиянием действия кислот на полированную поверхность метеорного железа. Они возникают в результате чередования пластин железа с разным содержанием никеля (чередование тэнита и камасита).

Мезосидериты представляют собой смесь металлических и силикатных образований. Металлическая часть состоит из камасита и тэнита. Силикатная часть представлена пироксеном и плагиоклазом. Пироксена значительно больше, чем плагиоклаза. Плагиоклаз — основной, с повышенным содержанием кальциевого компонента. Из акцессорных минералов в мезосидеритах присутствуют: троилит, хромит, шрейберзит, апатит, оливин. Никелистое железо в виде зерен разного размера неравномерно распределено по всему метеориту. Силикатная часть нередко имеет катакластическую структуру, при этом обломки пироксена и плагиоклаза рассеяны в зернистой массе тех же минералов.

В 1918 г. Г. Прайор отметил, что силикатная фаза мезосидеритов имеет сходство с подобными фазами эвкритов и говардитов. Новые химические анализы мезосидеритов, выполненные к 1971 г., подтвердили сходство между силикатными частями мезосидеритов и говардитов.

Эволюционные модели мезосидеритов связывают первоначально с магматической дифференциацией в родоначальном теле, затем брекчированием, металл-силикат смешиванием, изоляцией путем погружения и последующим метаморфизмом.

Железные метеориты

Железные метеориты — состоят почти целиком из никелистого железа, которое выступает в виде двух фаз: α-железа или камасита (с низким содержанием никеля 6 — 7%) и γ-железа или тэнита (свыше 10% никеля). Железные метеориты обогащены сидерофильными элементами и, по существу, лишены элементов литофильных. В зависимости от структуры и содержания никеля железные метеориты подразделяются на три группы (по содержанию никеля в%):

Гексаэдриты	1 — 6
Октаэдриты	6 — 14
Атакситы	свыше 14

Кроме железа, никеля и кобальта в состав железных метеоритов входят: фосфор, медь, сера, углерод в виде включений шрейберзита, троилита, когенита и графита. Иногда железные метеориты содержат редкие включения оливина и энстатита. Гексаэдриты состоят из огромных кристаллов кубического камасита. На их поверхности, протравленной кислотой, выступают фигуры, названные *неймановыми*. Содержание никеля в гексаэдритах находится в пределах от 4 до 6%. Из общего числа известных железных метеоритов гексаэдриты составляют около 12%. При содержании никеля свыше 6% гексаэдриты переходят в октаэдриты с грубой структурой.

Октаэдриты относятся к наиболее распространенному типу железных метеоритов, составляя 80% всех известных железных метеоритов. При травлении полированной поверхности кислотой выступают видеманштеттеновы фигуры, расположенные параллельно октаэдрическим плоскостям. Увеличение содержания никеля приводит к повышению количества тэнита, который определяет четкий характер видеманштеттеновых фигур. По ширине камаситовых балок октаэдриты подразделяются на пять структурных типов:

	Ширина камаситовых балок, см
Весьма грубоструктурные (Ogg)	2,5
Грубоструктурные (Og)	1,5 — 2,5
Среднеструктурные (Om)	0,5 — 1,5
Тонкоструктурные (Of)	0,2 — 0,5
Весьма тонкоструктурные (Off)	менее 0,2

Грубоструктурные октаэдриты переходят в гексаэдриты, а тонкоструктурные — в богатые никелем атакситы. В октаэдритах в качестве акцессорных минералов встречаются: шрейберзит, троилит, когенит, графит.

Атакситы обычно содержат свыше 12% никеля, что приводит к сужению балок камасита и исчезновению видманштеттеновых фигур. Атакситы состоят обычно из тонкозернистой смеси тэнита и камасита, которую называют плесситом. В метеоритах с очень высоким содержанием никеля (более 25%) представлен в основном тэнит с небольшими включениями камасита. Химический состав железных метеоритов довольно прост и однообразен. Он представлен в таблице 9.

Изучение физико-химических равновесий в железоникелевых сплавах показало, что наблюдаемые структуры и состав железных метеоритов возникли при медленном охлаждении расплава от высоких температур до 300 °С и давлениях 100 000 атмосфер. Следовательно, формирование железных метеоритов могло происходить в недрах космического тела планетарных (астероидных) размеров. Однако А. П. Виноградов (1975) со своими сотрудниками экспериментально показал, что металлическая фаза может формироваться непосредственно из раскаленного пара солнечного состава во время его охлаждения. При этом возникает как металлическая фаза известных метеоритов, так и металлические ядра планет.

Поскольку система железо-никель изучена до-

Таблица 9

Средний химический состав железных метеоритов, %

Тип метеорита	Fe	Ni	Co	FeS	Cu	P	C
Октаэдриты							
Весьма грубозернистые	87,96	6,23	0,48	4,6	0,01	0,15	0,26
Грубоструктурные	87,67	7,11	0,52	3,64	0,17	0,17	0,2
Среднеструктурные	88,95	8,08	0,58	1,8	0,03	0,18	0,08
Тонкоструктурные	88,94	8,85	0,56	0,05	0,05	0,17	0,6
Весьма тонкоструктурные	86,76	11,8	0,62	—	0,11	0,24	0,01
Гексаэдриты							
	92,76	5,56	0,66	—	0,35	0,29	0,19
Атакситы							
бедные никелем	91,88	6,95	0,55	—	0,19	0,18	0,08
богатые никелем	79,63	18,9	1,01	—	0,05	0,12	0,1

вольно обстоятельно в металлургии, Дж. Ловеринг и Г. Улинг (1957) использовали эти данные для истолкования структур железных метеоритов. Как показал Дж. Ловеринг, распределение никеля между фазами метеоритного железа (между камаситом и тэнитом) определяется смещением равновесия при остывании и кристаллизации первичного однородного железоникелевого сплава. Видеманштеттеновы фигуры удалось воспроизвести искусственным путем при медленном охлаждении железоникелевых сплавов, но они оказались мелкими, различи-

мыми только при сильных увеличениях. Крупные структуры октаэдритов указывают на то, что вещество этих метеоритов кристаллизовалось весьма медленно. Дополнительные исследования физико-химических равновесий железных сплавов, содержащих никель, показали, что наблюдаемые структуры могли возникнуть при охлаждении от высоких температур до 570 К. Как отмечал В. Г. Фесенков, происхождение железных метеоритов ясно вытекает из их известной структуры. Так, их довольно крупная видеманштеттенова структура могла возникнуть лишь при достаточном разогреве (~1100 К) с медленным последующем остыванием всего лишь на несколько градусов за миллион лет. Условия для осуществления такого процесса могли создаваться только внутри крупных родоначальных тел, однако меньших, чем обычные планеты. Их максимальный размер оценивается в сотни километров, что оказывается типичным для крупных астероидов.

Основываясь на структурных и металлографических данных, некоторые исследователи произвели попытки реставрации родоначальных тел железных метеоритов. Согласно Дж. Вуду, металлическая масса диаметром 1 км в космических условиях могла остыть за 1000 лет. По структуре октаэдритов и распределению никеля в тэните и камасите была вычислена скорость остывания, которая оказалась в пределах 10 — 1° за 1 млн лет, что соответствует ядрам объектов с радиусом от 70 до 200 км. Другие исследования, основанные на соотношении троилита и сфалерита (ZnS) показали, что давления в пределах от 0,2 до 3,1 атмосфер и высокие температуры соответствуют формированию материала в центре хондритового объекта с радиусом от 140 до 410 км или металлического объекта с радиусом от 50 до 200 км, что согласуется с размерами многих известных астероидов.

О происхождении метеоритов

Данные, полученные при изучении метеоритов, проливают свет на их происхождение, хотя в этой проблеме существует еще много неясного. Еще в начале XIX века А. Стойкович в России и В. Ольберс в Германии независимо друг от друга высказали гипотезу о том, что все метеориты являются обломками некогда распавшейся планеты, двигавшейся между орбитами Марса и Юпитера и получившей мифологическое название «Фаэтон». Однако современные данные по составу и структуре метеоритов опровергают гипотезу о единой родоначальной планете. В настоящее время общее мнение состоит в том, что метеориты действительно представляют обломки тел астероидного размера, но разного типа.

По всей вероятности, ахондриты, железокаменные и железные метеориты представляют собой отдельные части космических тел, испытавших химическую дифференциацию на различные неоднородные слои. Иначе говоря, эти различные в химическом отношении метеориты можно рассматривать в качестве продуктов раскола — дробления астероида (астероидов), который прошел в свое время стадию химической дифференциации, определившей образование разных оболочек. Внешняя оболочка сложилась силикатным материалом, близким к ахондритам. Более глубокая внутренняя оболочка сформировалась из материала, близкого к бесполевопатовым ахондритам, частично мезосидеритам. Металлическое ядро родоначального тела оказалось сложенным палласитами и железными метеоритами.

Что касается хондритов, то они произошли от родоначальных тел совершенно другого типа. Мы вправе рассматривать хондриты как составные части астероидов, не испытавших химической дифференциации. Астероиды этого типа имели малые мас-

сы, так что давления в центральных областях не смогли нарушить хондритовой структуры. Близость солнечных и хондритовых атомных соотношений (см. рис. 12) указывает на то, что родоначальные тела хондритов можно рассматривать как продукты прямой конденсации солнечного вещества, потерявшего лишь легкие газы.

Таким образом, обломками недифференцированных астероидов могут быть хондритовые метеориты, а астероиды типа Весты — источником ахондритов, железокаменных и железных метеоритов. Пояс астероидов — это область непрерывного механического распада и дробления твердых тел в результате соударений. Немецкий астрофизик А. Унзольд назвал область астероидов «каменоломней Солнечной системы».

Изложенные данные о метеоритах и закономерностях их химического состава позволяют прийти к определенным заключениям и выводам, имеющим прямое отношение к пониманию происхождения Земли и других тел Солнечной системы.

1. Близкий возраст Земли и метеоритов разного типа указывает на то, что формирование твердых тел в Солнечной системе было в основном одновременным процессом, который протекал относительно непродолжительное время.

2. Углистые хондриты отражают состав солнечного вещества. Они представляют собой наименее дифференцированный материал Солнечной системы, наиболее близкий к тому протопланетному веществу, из которого возникли планеты и астероиды.

3. Химический состав хондритов отражает широкие вариации их состояния окисления от максимально окисленного до полностью восстановленного железа, что указывает на **химические процессы окислительно-восстановительного характера в разных частях Солнечной системы во время ее образования.**

4. Ахондриты различного типа, железокамен-

ные и железные метеориты могут рассматриваться как части химически дифференцированных астероидов довольно крупного размера.

5. Все метеориты можно рассматривать как продукты развития солнечного вещества. Они образовались как составные части малых планет различного размера. Наименьшие родоначальные тела сохранили хондритовый состав и структуру, а более крупные, вероятно, испытали химическую дифференциацию, продуктами которой являются остальные классы метеоритов.

Глава IV Природа планет и астероидов

Только дальнейшее изучение и сравнение рельефов планетарных поверхностей, их минерального, химического и изотопного составов, степени однородности их недр, сейсмичности, радиоактивности, а также многих других свойств, позволит получить надежные данные о происхождении Солнечной системы.

И. С. Шкловский

Общие сведения о планетах

Основные черты строения Солнечной системы известны давно по астрономическим наблюдениям. Здесь мы уделяем внимание преимущественно составу отдельных тел системы для выяснения эволюции их вещества. При этом нельзя не учитывать особенности расположения планет и их спутников, характер их движения и вращения. Особенности Солнечной системы заключаются в следующем:

1. Солнечная система состоит из Солнца, девяти крупных планет и их спутников, а также астероидов, из которых только число занесенных в каталоги приближается к 5000. В системе присут-

ствует твердый материал разной степени измельчения — от малых астероидов до мелких камней и пыли. К системе относятся кометы как наиболее неустойчивые образования.

2. Основная масса вещества сосредоточена в Солнце, которое представляет собой рядовую звезду спектрального класса С, в основном сложенную водородом и гелием. На массу всех других членов Солнечной системы приходится 1/700 часть массы Солнца.

3. Все планеты обращаются вокруг Солнца в одном и том же направлении.

4. Планеты вращаются вокруг своих осей в направлении, совпадающем с направлением их обращения вокруг Солнца. Исключение составляют Уран и Венера.

5. Эксцентриситеты орбит планет мало отличаются от нуля, т. е. орбиты планет почти круговые. Максимальные эксцентриситеты характерны для орбит Меркурия и Плутона.

6. Орбиты планет, кроме Меркурия и Плутона, лежат почти в одной плоскости, слабо наклонной к плоскости солнечного экватора.

7. Момент количества движения (mvr) между Солнцем и планетами распределяется неравномерно. На долю Солнца, в котором сосредоточено 99% всей массы системы, приходится 2% его полного количества движения.

8. Вращение Солнца вокруг своей оси происходит в ту же сторону, что и движения планет вокруг Солнца.

9. Орбиты большинства спутников планет близки к круговым, а их движения по орбитам происходят в том же направлении, в каком планеты движутся вокруг Солнца.

10. Орбиты крупных спутников в основном имеют малый наклон к плоскостям экватора своих планет.

11. Все планеты по размерам и средней плотности подразделяются на внутренние — земного

Таблица 10

Основные свойства планет по сравнению с Землей

Планеты	Расстояние от Солнца, а. е.	Масса, Земля = 1,00	Радиус Земля = 1,00	Средняя плотность, г/см³	Средняя плотность при нулевом давлении, г/см³	Альбедо
Внутренние планеты						
Меркурий	0,387	0,0558	0,383	5,42	5,3	0,056
Венера	0,723	0,815	0,955	5,25	4,4	0,76
Земля	1	1	1	5,52	4,4	0,36
Марс	1,534	0,1074	0,528	3,94	3,9	0,16
Луна	1	0,0123	0,273	3,34	3,3	0,067
Астероиды						
Хондритовые тела	2,3—3,2	~0,00013	—	2,2—3,5	2,2—3,5	—
Внешние планеты						
Юпитер	5,203	317,9	10,97	1,314	—	0,67
Сатурн	9,539	92,2	9,03	0,69	—	0,69
Уран	19,18	14,6	3,72	1,19	—	0,93
Нептун	30,06	17,2	3,38	1,66	—	0,84
Плутон	39,44	~ 0,0023	0,24	~ 1,0	1	0,5

типа, и внешние. Планеты первого типа — твердые тела, второго — преимущественно состоят из газов; исключение представляет маленький Плутон.

12. Планеты-гиганты с крупными массами вращаются вокруг своих осей быстро с малыми периодами. Почти все астероиды имеют сходные периоды вращения — в среднем 8 — 9 часов (точность до 50%). Так, при изменении массы в 10^{11} раз (от 10^{19} г для малых астероидов при 10^{30} для Юпитера) период вращения систематически не изменяется.

13. Величины больших полуосей планетных

орбит возрастают прогрессивно согласно правилу планетных расстояний Боде-Тициуса

$$a_n = 0{,}4 + 0{,}3 \cdot 2^n,$$

где a — величина полуоси, n = 1 (для Земли). Согласно правилу, между Марсом и Юпитером должна находиться планета, но ее место занято поясом астероидов.

При решении космогонических проблем очень важным является расширение знаний о составе тел Солнечной системы. Основными источниками сведений об их химическом составе служат данные о спектральном отражении, средней плотности, радиоактивности, а также непосредственные анализы пород, выполненные автоматическими аналитическими приборами, доставленными космическими станциями. В связи с исследованиями планет космическими аппаратами «Аполлон», «Венера», «Маринер», «Вояджер» и «Пионер» получены принципиально новые данные о составе планет, природе их поверхности и уточнены основные параметры.

В таблице 10 приведены основные свойства планет по сравнению с Землей.

Внутренние планеты

Меркурий — ближайшая к Солнцу планета, имеющая самую высокую среднюю плотность. Низкое альбедо указывает на то, что поверхность сложена темным материалом. По результатам исследования отражательной способности поверхности можно считать, что она сложена луноподобной почвой, богатой стеклом с повышенным содержанием железа и титана. Средняя плотность указывает, что центральная область Меркурия занята преимущественно металлическим ядром. Телевизионная съемка, проведенная АМС «Маринер» в 1974 г., показала, что поверхность планеты покрыта многочисленными кратерами — воронками с по-

перечниками от 0,8 до 120 км. Обнаружены также продолговатые узкие долины, находящиеся на больших расстояниях друг от друга. Меркурий лишен атмосферы. На освещенной стороне планеты температура достигает 625 К, что вполне достаточно, чтобы молекулы обычных газов приобрели тепловые скорости выше улетучивания и навсегда покинули планету.

Венера — по размерам, массе и средней плотности наиболее близка к нашей Земле. Обладая наиболее теплой и мощной атмосферой из всех внутренних планет, Венера представляет собой уникальное тело нашей системы. По данным советских автоматических станций «Венера», атмосфера этой планеты на 97% состоит из CO_2. Температура у поверхности достигает 750 ± 20 К и давление 90 атмосфер. При столь высоких температурах вся вода находится в парообразном состоянии, что определяет высокую отражательную способность (альбедо 0,75). По данным АМС «Венера-8», радиоактивность пород Венеры близка к гранодиоритам земной коры. Результаты анализа, проведенного приборами, совершившими мягкую посадку на поверхность планеты с помощью автоматических межпланетных станций, свидетельствуют о том, что местами поверхность Венеры сложена горными породами, близкими к основным — габбро-базальтам. Все это указывает на наличие на Венере коры аналогичной земной. Если в главной своей массе Венера сложена силикатным и металлическим материалом, то нетрудно рассчитать, что она состоит на 1/3 из металлического ядра и на 2/3 из силикатной мантии.

Земля — самая крупная из внутренних планет. Имеет относительно крупного спутника — Луну — составляющую 1/81 часть массы Земли. По составу азотно-кислородная атмосфера Земли резко отличается от атмосфер других планет. Эта атмосфера входит в состав биосферы — уникальной природной системы, осуществляющей взаимосвязь процессов

биологических с процессами неорганической природы. Термодинамические условия поверхности позволяют существовать воде во всех трех агрегатных состояниях — в виде пара, жидкой воды и льда. Твердое тело Земли состоит из трех главных оболочек — коры, мантии и ядра.

Марс — из всех планет земной группы наиболее удален от Солнца и обладает самой низкой средней плотностью. Поверхность планеты покрыта многочисленными воронками, возникшими от метеоритной бомбардировки. Атмосфера на Марсе маломощная, давление ее на поверхности составляет 6 мм ртутного столба и состоит она в основном из CO_2. Присутствует вода, замерзающая в полярных областях совместно с CO_2 и образующая белые полярные шапки. Большая часть поверхности планеты имеет оранжевую окраску, что по данным оптических характеристик и радиоастрономии указывает на мелкозернистый характер измельченных марсианских пород, покрытых пленкой оксидов и гидроокислов железа. По данным измерений АМС «Викинг-1», на поверхности Марса в его породах обнаружено присутствие железа, кремния, кальция, алюминия, титана, что предполагает присутствие плагиоклазов, пироксенов, оливинов и ильменита, как составных частей марсианских пород.

На основании величин плотности и момента вращательного движения были теоретически рассчитаны модели внутренних планет — их строения и состава. Согласно модели С. В. Козловской, общее содержание никелистого железа на Марсе составляет 17%. По другим предложенным моделям оно оценивается в пределах 20 — 25%. Согласно модели американского ученого Д. Андерсона, ядро Марса, кроме никелистого железа, может содержать еще и серу. Уточнение вращательного момента Марса показывает, что его ядро менее плотное, а мантия — более плотная, чем у Земли. Это согласуется с моделью марсианского ядра, обогащенного FeS, и мантией, обогащенной FeO.

Марс имеет двух спутников — Деймос и Фобос. Они движутся по орбитам, почти совпадающим с плоскостью экватора планеты. Оба спутника имеют неправильную форму и низкое альбедо, близкое к альбедо углистых хондритов и базальтов. Спутники покрыты кратерами ударного происхождения, на Фобосе крупнейший кратер имеет поперечник 5,3 км.

При оценке состава вещества внутренних планет большое значение имеют величины их средних плотностей, вычисленные для нулевого давления (см. табл. 10). Различие состава в этом случае будет определяться соотношением силикатного (плотность 3,3 г/см^3) и металлического материала (плотность 7,2 г/см^3). Таким образом, наиболее вероятной причиной различия плотностей внутренних планет представляется — разное **соотношение каменно-силикатного и металлического железо-никелевого материала.** Если представить себе, что металлическая фаза образует внутренние ядра планет, исходя из средних плотностей планетных тел, то нетрудно подсчитать размеры внутренних ядер. Сравнение строения и состава внутренних планет показано на рис. 14, по которому ясно, что сами планеты различаются по химическому составу. Более плотные планеты содержат больше металлического железа, менее плотные — меньше. Различие охватывает и другие химические элементы, входящие в состав планет. Исходя из наиболее вероятных расчетов, можно выразить общий модельный химический состав планет, что представлено в таблице 11. Следует подчеркнуть пространственную закономерность изменения химического состава планет. Пропорция металлического железа (и, вероятно, космохимически близких ему элементов) в ближайших к Солнцу планетах выше, чем в более отдаленных. Это хорошо видно по рис. 14 при сравнении ближайшего к Солнцу Меркурия и более удаленного от него Марса. Перед нами выступает важная химическая закономерность —

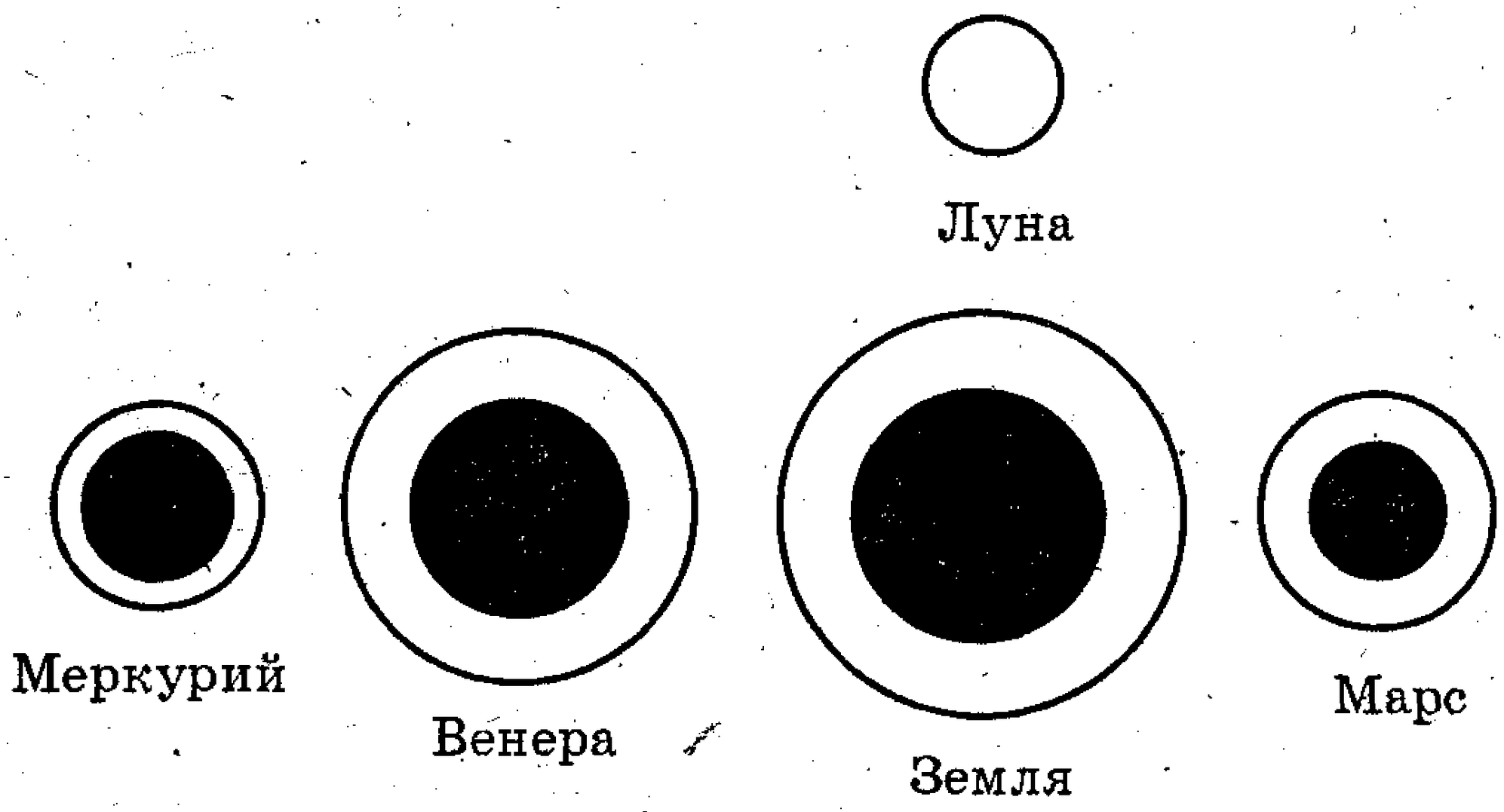


Рис. 14
Состав внутренних планет земной группы с разным соотношением силикатного (светлое) и металлического (темное) материалов

состав вещества внутренних планет зависит от их расстояния до Солнца.

По всей вероятности, эта закономерность отражает условия химических процессов в протопланетной туманности, где ближе к Солнцу преобладали процессы восстановления железа, а далее от него совершались процессы окисления, которые определили высокую степень окисления вещества Марса и низкую вещества Меркурия.

Луна

Луна оказалась первым космическим телом, материал которого был доставлен в земные лаборатории и исследован самыми совершенными и точными методами анализа. Поверхность спутника нашей Земли состоит из светлых участков, образованных горными системами, и участков темных — «морей». Названия лунных объектов были предложены еще в XVII веке поль-

Таблица 11

Модельный химический состав внутренних планет

Элемент	Меркурий	Венера	Земля	Марс
O	14,44	30,90	30,12	34,11
Na	0,02	0,14	0,12	0,06
Mg	6,50	14,54	13,90	14,55
Al	1,08	1,48	1,41	2,73
Si	7,05	15,82	15,12	15,74
P	0,04	0,19	0,19	0,16
S	0,24	1,62	2,92	0,67
K	0,002	0,015	0,013	0,006
Ca	1,18	1,61	1,54	2,98
Ti	0,06	0,09	0,08	0,16
Cr	0,72	0,41	0,41	0,36
Mn	0,015	0,046	0,075	0,094
Fe	64,47	31,17	32,07	26,72
Co	0,17	0,08	0,08	0,07
Ni	3,66	1,77	1,82	1,52

ским (Ян Гевелий) и итальянским (Дж. Риччиоли) астрономами. Наиболее крупные моря получили названия: Море Дождей, Море Ясности, Море Изобилия, Море Нектара, Море Спокойствия, Океан Бурь и др. Вся поверхность Луны покрыта множеством воронок, наиболее крупные из которых получили название *лунных цирков*.

Лунные возвышенности сложены главным образом основными магматическими породами — анортозитами, которые характеризуются следующим минеральным составом:

Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$	0,36 — 0,47%
Плагиоклаз	$Ca(Na)Al_2Si_2O_8$	71,6 — 74,9
Диопсид	$CaMg(SiO_3)_2$	2,4 — 4,9
Гиперстен	$FeSiO_3$	8,7 — 16,3
Оливин	$(Mg, Fe)_2SiO_4$	5,3 — 10,0
Ильменит	$CaTiO_3$	0,4 — 0,8

Апатит	$Ca_5(PO_4)_3Cl$	0,07 — 0,10

Лунные моря представляют собой широкие депрессии, заполненные темными базальтами. От земных базальтов лунные отличаются повышенным содержанием железа и пониженным содержанием щелочных металлов: натрия и калия. Химический состав горных пород лунных возвышенностей и лунных морей представлен в таблице 12.

Что касается других химических элементов, не указанных в табл. 12, то точными анализами в разных лабораториях мира установлено, что **все лунные породы отличаются высокой концентрацией тугоплавких литофильных элементов и пониженной концентрацией летучих халькофильных элементов.** Особенно резкий дефицит обнаруживают тяжелые халькофильные металлы: Hg — ртуть, Tl — таллий, Pb — свинец, Bi — висмут, концент-

Таблица 12

Химический состав лунных пород

Оксиды	Материнские породы		Базальты лунных морей		Базальты Тихого океана
	Анортозит "Апполон-15"	Анортозит "Луна-20"	Море Спокойствия	Море Изобилия	
SiO_2	44,10	44,20	40,50	42,95	48,44
TiO_2	0,00	0,52	11,40	5,50	1,26
Al_2O_3	35,50	19,10	9,70	13,88	15,85
FeO	0,20	6,91	19,00	20,17	8,78
MnO	0,00	0,12	0,21	0,20	0,21
MgO	0,10	13,37	8,00	6,05	6,39
CaO	19,70	13,30	9,60	10,80	12,15
Na_2O	0,34	0,48	0,53	0,23	2,57
K_2O	0,00	0,47	0,16	0,16	0,46
P_2O_5	0,00	0,12	0,13	0,14	0,13
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00

рация которых в лунных породах на **два порядка ниже**, чем в аналогичных горных породах Земли. В целом горные породы лунной коры по своему минеральному и химическому составу ближе всего подходят к эвкритам — богатым кальцием полевошпатовым ахондритам.

По всем физическим и космохимическим данным, Луна представляет собой сферическое тело, сложенное силикатным материалом и лишенное металлического ядра. По сейсмическим данным Луна состоит из коры мощностью 20 — 30 км, мантии, достигающей глубины 1000 км, и сжатого силикатного ядра. Радиус этого ядра равен 700 км. Модель внутреннего строения Луны представлена на рис. 15. Состав лунной коры близок к составу земной коры океанического типа, а мантия и ядро отличаются от земных. Отмечаются лунотрясения,

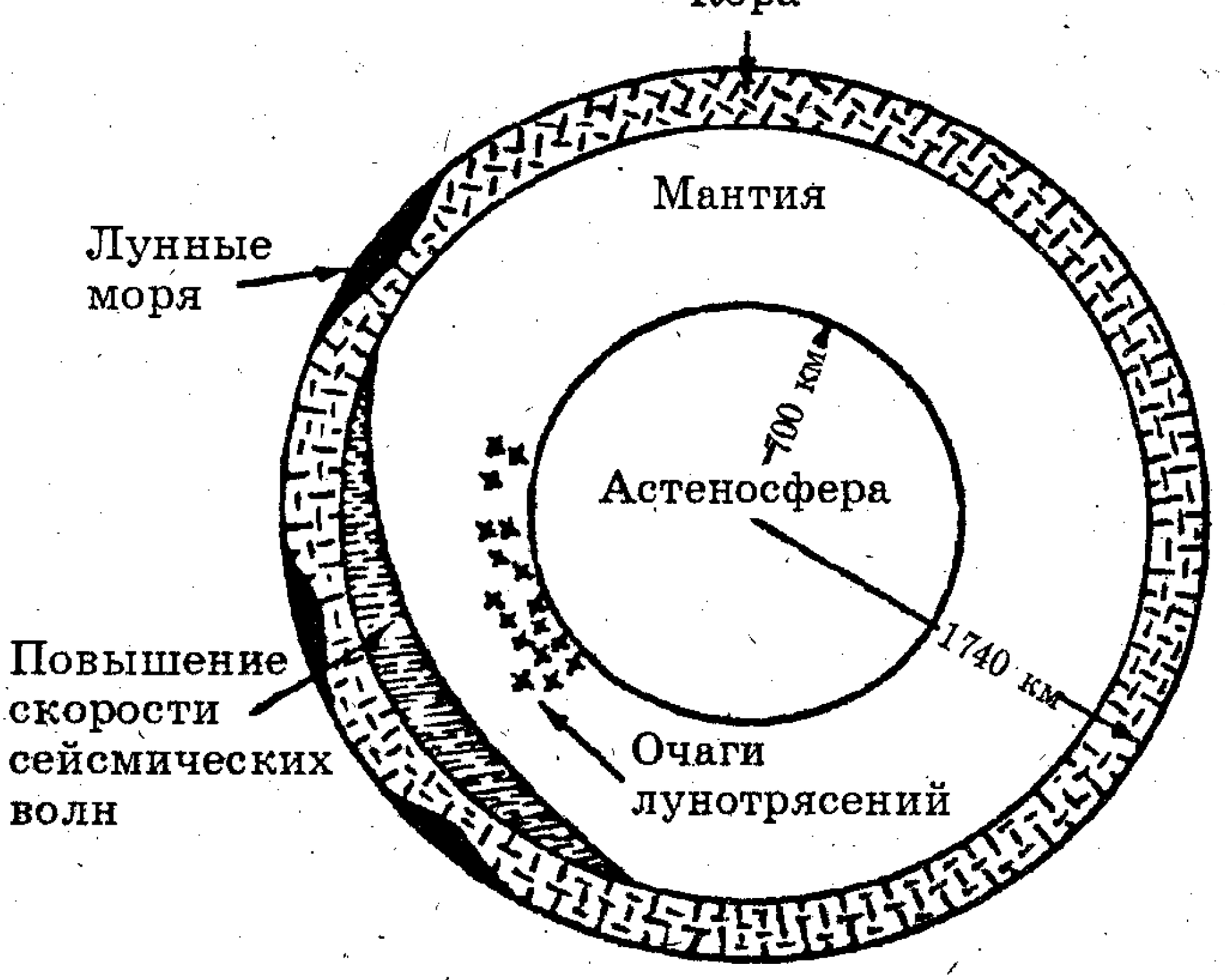


Рис. 15
Модель строения Луны

очаги которых располагаются на глубине 700 — 1000 км, вблизи границы мантии с ядром.

Общий химический состав Луны точно не определен, но можно допустить, что он более или менее равномерный, поскольку средняя плотность лунной коры (~ 3 г/см^3) существенно не отличается от средней плотности Луны в целом (3,3 г/см^3). В целом состав лунного материала характеризуется повышенным, по сравнению с хондритовыми метеоритами, содержанием тугоплавких литофильных элементов. Исходя из этого, можно заключить, что **вещество Луны формировалось в иных термодинамических условиях, чем вещество хондритовых метеоритов.**

На Луне отсутствует атмосфера и вода. Нет также никаких признаков существования воды в материале Луны в прошлом, поскольку отсутствуют гидратированные силикаты — продукты взаимодействия первичных силикатов с водой (серпентин, хлорит). Вещество Луны является высокотемпературным конденсатом солнечной туманности, судя по минералогическим ассоциациям в ее составе. Относительно происхождения Луны были высказаны три основные гипотезы.

1. Гипотеза отделения Луны от Земли на ранних этапах ее истории. Первоначально эта гипотеза была предложена Дж. Дарвином, а в настоящее время частично допускается А. Рингвудом.

2. Гипотеза захвата, допускающая, что Луна первоначально возникла независимо, а при прохождении вблизи Земли в результате притяжения была захвачена и превратилась в спутник.

3. Гипотеза совместного образования Луны и Земли в виде двойной системы из газопылевого облака. О. Ю. Шмидт и его последователи допускали, что Луна и Земля возникли путем объединения и уплотнения рассеянного роя мелких частиц.

Предложенные гипотезы в большинстве случаев не учитывали физико-химическую сторону возникновения планет. При формировании вещества Луны

процесс протекал таким образом, что накопились в избытке тугоплавкие литофильные элементы при резком недостатке летучих халькофильных и других элементов. Термохимические расчеты последовательности конденсации вещества из газовой туманности солнечного состава свидетельствуют, что первоначально выделились тугоплавкие нелетучие элементы и их соединения, а затем — все летучие.

В связи с этим было выдвинуто предположение, что высокотемпературные конденсаты как исходный материал Луны выделились из туманности вблизи Солнца. Аномально высокий эксцентриситет орбиты Меркурия, достигающий 0,206, можно объяснить образованием Луны вблизи Солнца с последующим ее удалением от места рождения. В первичной солнечной туманности условия были благоприятны для того, чтобы при орбитальных радиусах первичной Луны и Меркурия между ними возникло гравитационное взаимодействие, вызывающее изменение первоначальных орбит. Если новая орбита Луны стала достаточно вытянутой, то первичная Луна могла приблизиться к Земле настолько, что стал возможен гравитационный захват. Согласно расчетам А. Камерона, балансы энергии смещения первоначальных круговых орбит Меркурия и Луны при переходе ее к Земле совпадают, если исходная круговая орбита Луны имела радиус 0,28 а. е. Движение Луны вокруг Солнца первоначально происходило между Солнцем и орбитой Меркурия. Результаты расчетов А. Камерона следуют рассматривать как приближенные. Если орбитальные изменения осуществлялись перед тем, как примитивная солнечная туманность рассеялась, то расчеты должны быть изменены. В ранние периоды существования Солнце было более массивным, чем сейчас. Такое обстоятельство приведет к изменению числовой характеристики, но не к ее порядку.

Ввиду малой распространенности летучих элементов на Луне, захват ее Землей, вероятно, не

мог совершиться до тех пор, пока процесс выпадения твердых частиц с примесью летучих на Землю полностью не закончился. Таким образом, гипотеза околосолнечного происхождения Луны с последующим изменением орбиты и захватом ее Землей, а также изменение первоначально круговой орбиты Меркурия представляется в высшей степени вероятной.

Астероиды

Астероиды представляют собой малые тела Солнечной системы. Большая их часть сосредоточена в пространстве между орбитами Марса и Юпитера в пределах так называемого астероидного пояса. Общая масса вещества, сосредоточенного в этом поясе, оценивается в $4{,}4 \cdot 10^{24}$ г, что составляет 1/20 массы Луны или 1/1500 массы Земли. Собранные вместе астероиды образовали бы тело диаметром 1400 км.

Периоды обращения астероидов вокруг Солнца находятся в пределах от 2,5 до 10 лет, что соответствует расстояниям 2,3 — 3,3 астрономических единиц. Расстояние от Солнца наиболее крупных астероидов (Церера, Паллада) составляет 2,8 а. е. Орбиты астероидов имеют разные эксцентриситеты. Большая часть орбит астероидов определяется эксцентриситетами меньшими — 0,33. Среднее значение эксцентриситета для всех найденных орбит близко к 0,15. Допускается, что пояс астероидов представляет собой зону дробления, механического распада и дезинтеграции небесных тел в результате соударений.

Массы астероидов изменяются в широких пределах. Однако надежных прямых определений масс этих тел пока нет, и приходится пользоваться косвенными оценками. Большинство астероидов имеет неправильную форму, и только наиболее крупные — шарообразную. Среди астероидов насчитывают 112

объектов с диаметром 100 км и более. К самым крупным астероидам относятся — Церера, Паллада и Веста с радиусами соответственно 487, 269 и 263 км. На долю Цереры приходится 1/3 массы всех астероидов. Сравнение размеров больших астероидов и Луны показано на рис. 16.

Сведения о составе астероидов дают нам данные об их отражательной способности. Первые исследования в этой области были выполнены Е. Л. Кри-
новым, который отметил, что астероиды отличаются от метеоритов большим разбросом показателей цвета, что можно объяснить недостаточной точностью измерений.

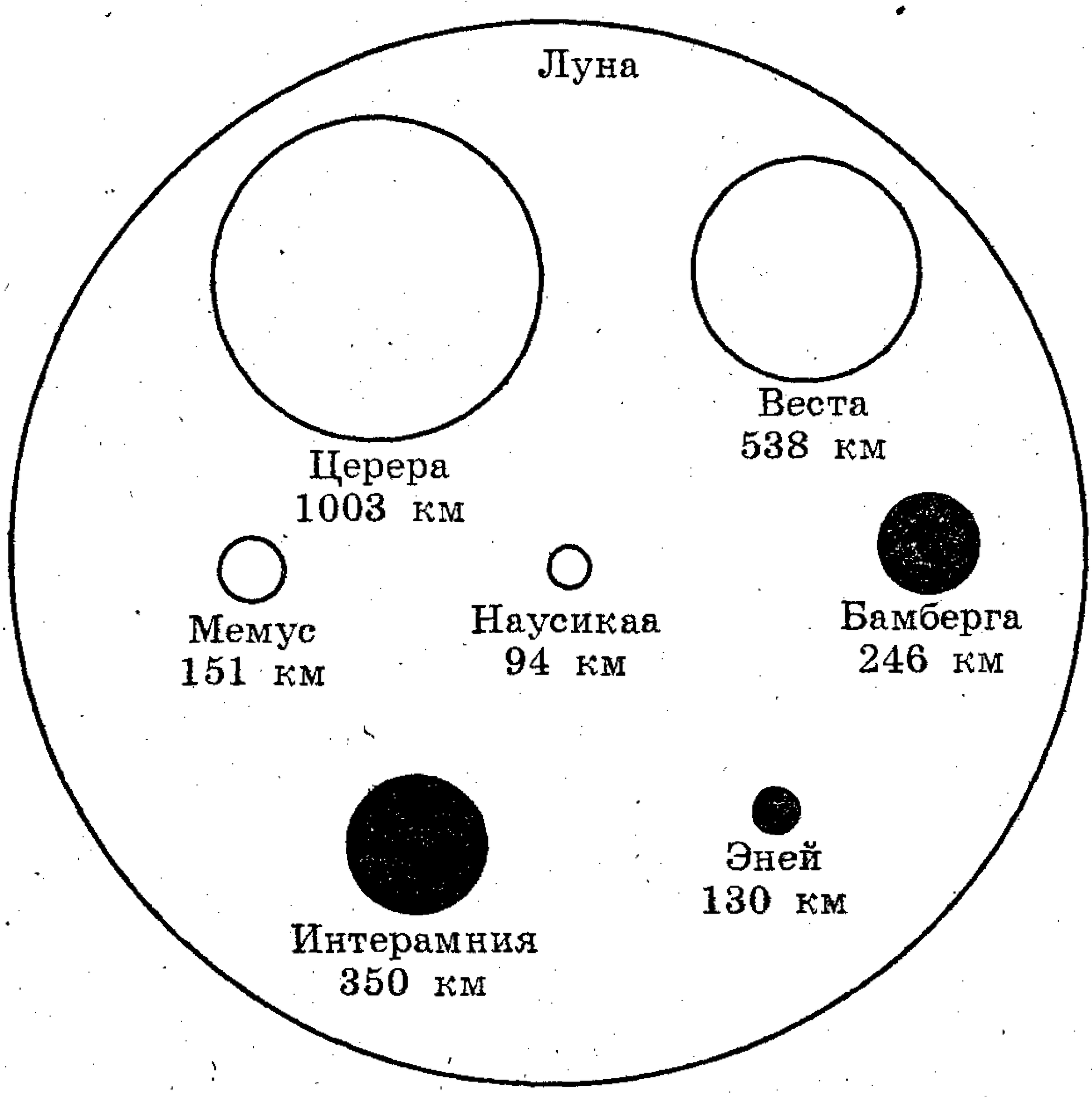


Рис. 16
Сравнительные размеры (в км) наиболее крупных астероидов и Луны

Наиболее обстоятельные измерения сравнительного отражения астероидов и метеоритов были осуществлены в 70-х годах. Критический обзор достижений в области изучения астероидов сделан К. Чэпменом, Д. Моррисоном и А. Н. Симоненко. В течение последних лет в результате астрофизических наблюдений астероидов в областях видимой части спектра и инфракрасных волн получены данные, имеющие важное значение для понимания взаимоотношений между астероидами и метеоритами.

Альбедо изученных астероидов имеют значения от 0,019 (Аретуза) до 0,337 (Ниса). В зависимости от альбедо астероиды подразделяются на две большие группы: темные, или С-астероиды, и относительно светлые, или S-астероиды. Для первых альбедо меньше 0,05, для вторых — более 0,09. По спектральному отражению тип С близок к углистым хондритам, а тип S — к железокаменным метеоритам. Наиболее низкую отражательную способность (0,03) имеет астероид Бамберга (см. рис. 16). Это самый темный объект в Солнечной системе. Астероид 1685 Торо пересекает земную орбиту и по отражению более всего соответствует обычным хондритам.

Наиболее важным результатом изучения астероидов является то, что в разных частях астероидного пояса состав астероидов оказался разным. По Д. Моррисону, распространенность С-астероидов возрастает к периферии астероидного пояса от 50% (внутренняя часть) до 95% (на периферии) на расстоянии 3 а. е. Распространенность в Солнечной системе астероидных тел диаметром более 50 км показана на рисунке 17, по которому видно резкое возрастание темных С-астероидов в периферической части и уменьшение количества S-астероидов.

Таким образом, выявлена следующая космохимическая закономерность — **состав астероидов зависит от гелиоцентрического расстояния.** По мере увеличения расстояния от Солнца в пространстве

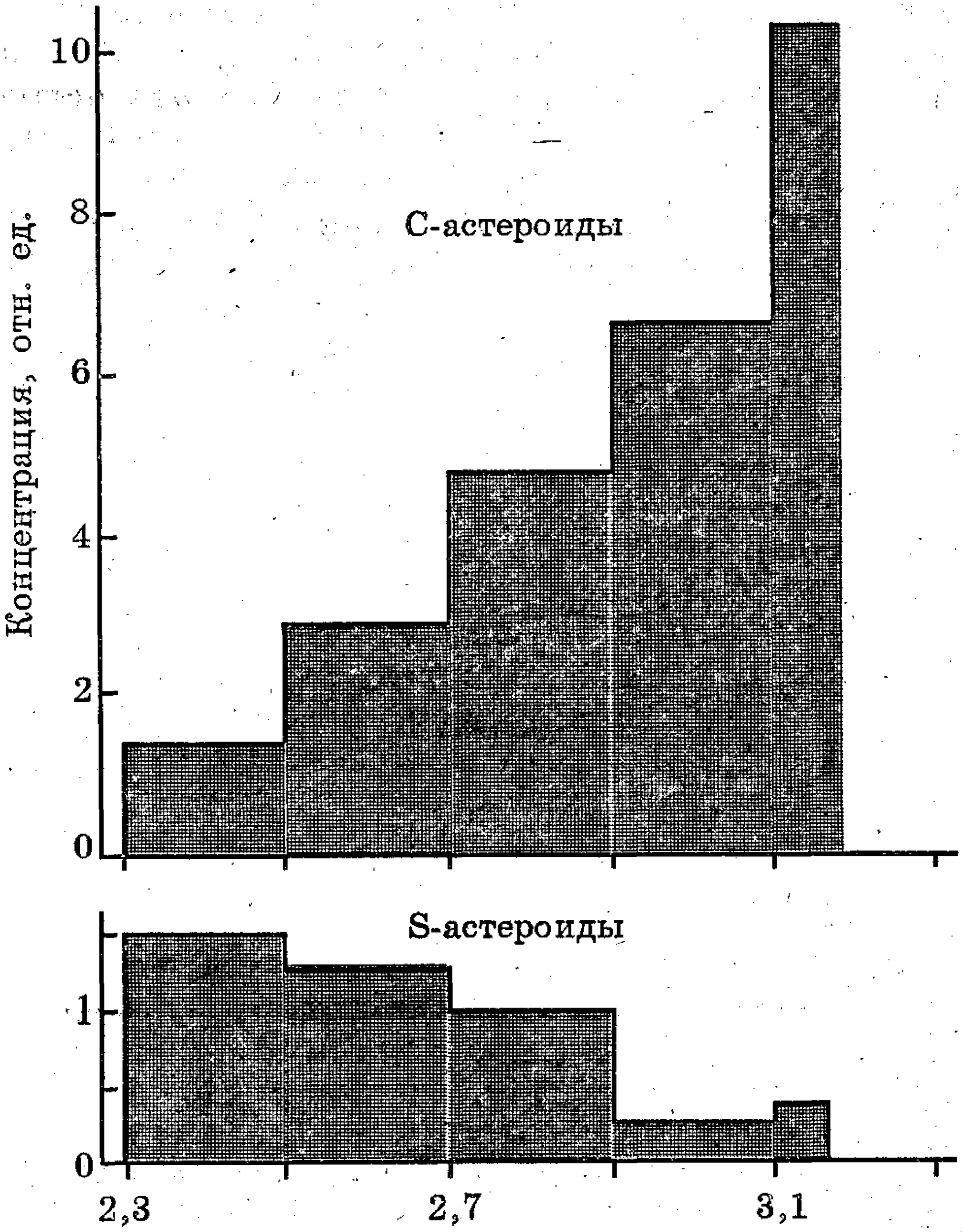


Рис. 17
Распространенность в Солнечной системе астероидных тел с диаметром свыше 50 км. Темных С-астероидов больше всего у внешнего пояса астероидов, S-астероидов — у внутреннего края

между Марсом и Юпитером увеличивается число объектов, близких по составу к материалу углистых хондритов и обогащенных летучими. По фотометрическим измерениям оптические свойства углистых хондритов обычно соответствуют оптическим свойствам С-астероидов.

На основании фотометрических изменений предполагается генетическое единство материала метеоритов и астероидов. Поэтому минеральные, структурные и химические особенности изученных метеоритов могут быть перенесены на соответствующие астероиды. Однако нам не известны орбиты большинства выпавших на Землю метеоритов. Пока удалось установить орбиты только трех метеоритов — Пршибрам, Лост-Сити и Айнисфри (последний выпал 5 февраля 1977 г. в провинции Альберта в Канаде). Параметры афелий орбит этих метеоритов заходят за орбиту Марса, попадая в астероидный пояс, но это не доказывает, что все выпавшие на Землю метеориты приходят из пояса астероидов. В этом поясе распространены преимущественно углисто-хондритовые тела, обломки которых редко достигают поверхности нашей планеты.

Следует отметить, что углисто-хондритовые тела встречаются и за пределами астероидного пояса. По отражательной способности спутники Марса — Деймос и Фобос также характеризуются соответствием углистым хондритам. Астероиды-троянцы, движущиеся по орбите Юпитера, также характеризуются отражением, близким к углистым хондритам. Если низкая отражательная способность этих тел вызвана присутствием органического вещества, то можно заключить, что это вещество имело или имеет широкое распространение в Солнечной системе.

Для выяснения генетической связи между другими метеоритами и астероидами особое место занимает астероид Веста. Спектрофотометрические измерения этого астероида показали, что состав

его поверхности близок к базальтовым ахондритам. Более детальное изучение отраженного спектра Весты позволило отождествить ее материал с эвкритами и говардитами. Веста — пока единственный из 100 изученных астероидов, поверхность которого близка к базальтовым ахондритам. Поэтому можно предположить, что базальтовые ахондриты сформировались в астероиде крупного размера. Веста является наиболее вероятным космическим телом, которое могло быть родоначальным для некоторых ахондритов.

Внешние планеты и их спутники

Внешние планеты Солнечной системы по массе, составу и строению резко отличаются от внутренних планет земной группы. Их низкая средняя плотность (0,7 — 1,7 г/см^3) определяется в основном газовым составом. Ведущие элементы в протяженных газовых оболочках — водород и гелий. Все без исключения внешние планеты имеют спутников с весьма своеобразными свойствами.

Юпитер — самая крупная планета Солнечной системы. Масса его в 31 раз превосходит массу Земли и в 2,3 раза всех остальных планет, вместе взятых. На основании данных физических измерений были предложены различные модели общего строения и состава Юпитера. Все они имеют общие черты и допускают слоистое (оболочечное) строение планеты. Одна из моделей, согласно В. Н. Трубицыну, показана на рис. 18. Нетрудно представить себе, что вся масса Юпитера — охлажденное солнечное вещество. В этом случае тяжелые элементы сосредоточены в центральных областях, а легкие образуют обширные внешние оболочки. Допускается, что Юпитер состоит из центрального ядра с массой 40 земных масс, сложенного твердым каменным материалом в уплотненном состоянии. Над ядром располагается обширная зона, состоящая преиму-

щественно из водорода. Внутренняя часть этой зоны от центра планеты до 40 000 км находится под давлением 3 млн атмосфер и при температуре 10 000 К. В этой части водород образует жидкость, обладающую высокой электропроводностью. Поскольку сам водород приобрел структуру металла, электрические токи, возникающие в этой среде, вызывают мощное магнитное поле Юпитера.

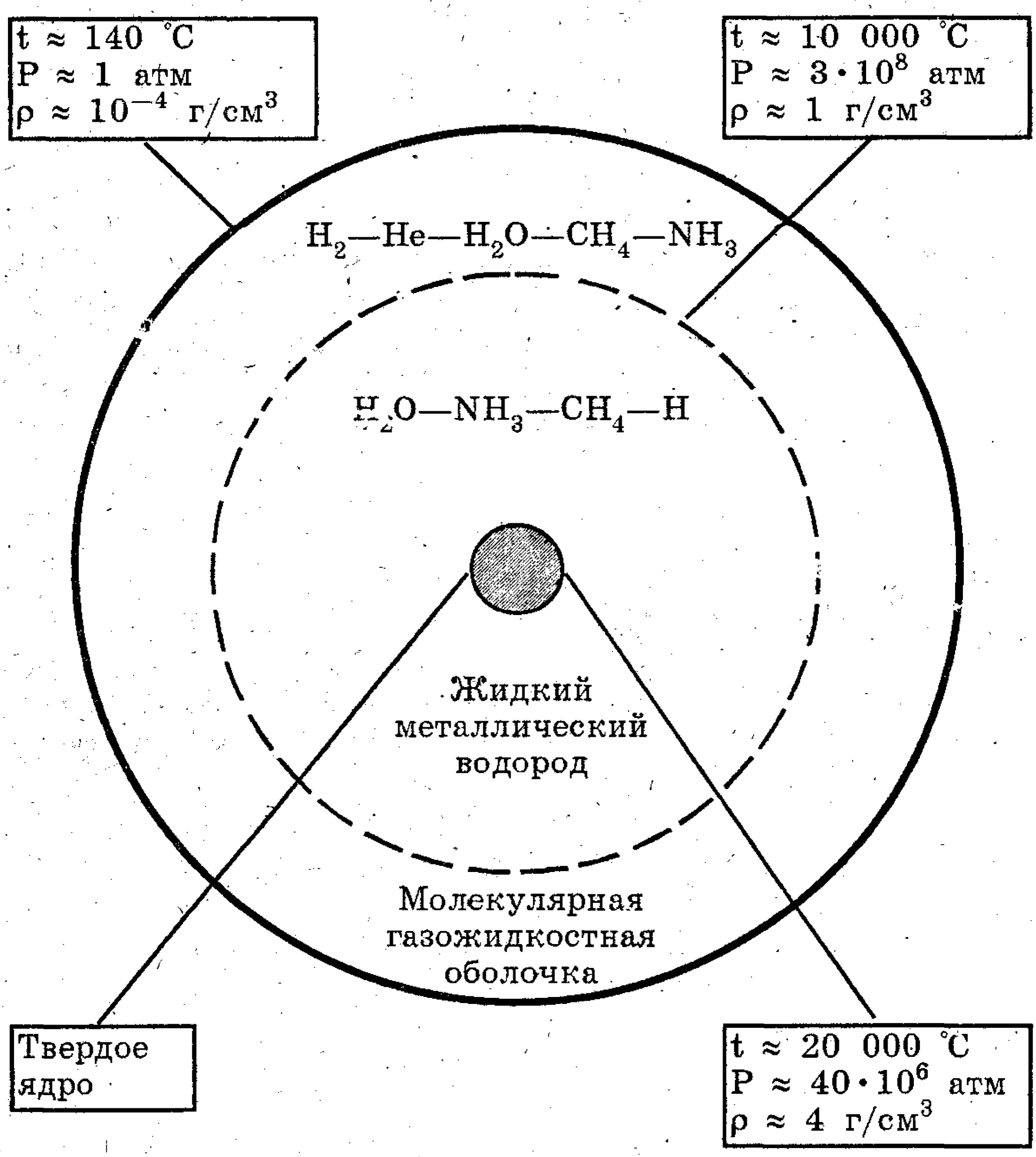


Рис. 18
Схематическая модель строения Юпитера
(по В. П. Трубицыну)

Внешняя оболочка мощностью 70 000 км состоит преимущественно из жидкого водорода. Над ней на 1000 км простирается газовая оболочка — собственно атмосфера Юпитера, состоящая главным образом из молекулярного водорода, гелия, метана (CH_4) и аммиака (NH_3). Температура внешних слоев находится в пределах 140 — 150 К. В атмосфере образуются мелкие частицы гидросульфида аммония (NH_4HS). Цветная оранжевая поверхность планеты может быть связана с фотохимией гидросульфида аммония и ассоциированных с ним частиц. Атмосфера Юпитера находится в конвективном движении.

Юпитер вместе со своими спутниками образует специфическую планетную систему которая в миниатюре, как бы представляет модель Солнечной системы. Самые крупные четыре спутника были открыты еще Г. Галилеем в XVII веке и с тех пор были названы *галилеевыми спутниками*. К ним относятся: Ио, Европа, Ганимед, Каллисто. Согласно данным, полученным космическими аппаратами «Вояджер-1 и 2», галилеевы спутники характеризуются величинами, которые представлены в таблице 13. Совершенно очевидно, что средняя плот-

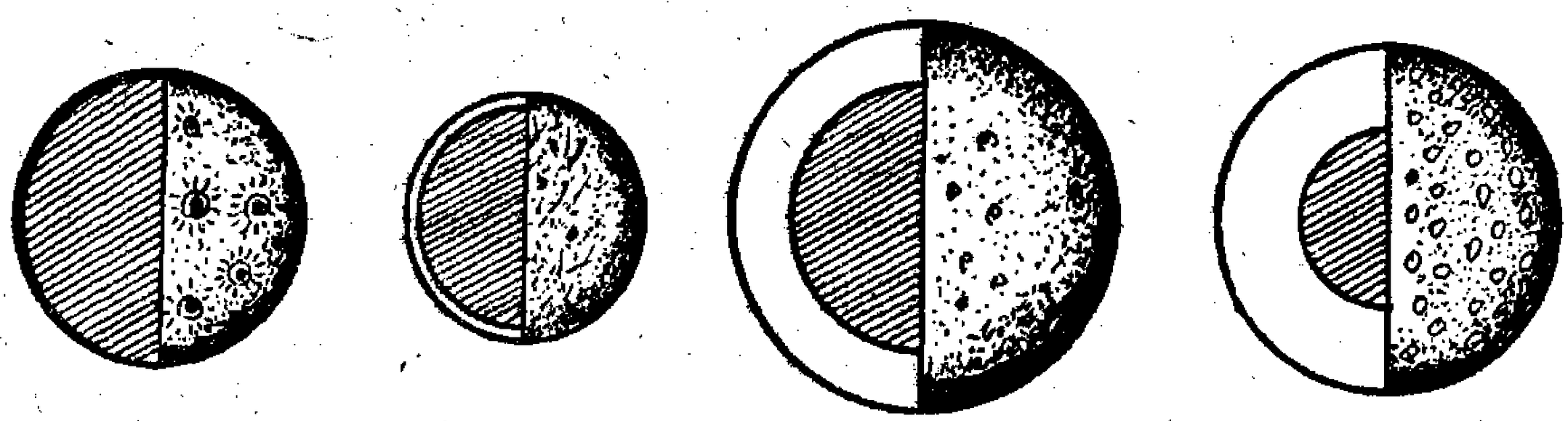
Таблица 13

Харктеристика галилеевых спутников Юпитера

Спутник	Расстояние от Юпитера	Радиус, км	Средняя плотность, г/см^3
Ио	422 000	1840 ± 30	3,41 ± 0,19
Европа	671 000	1552 ± 20	3,06 ± 0,15
Ганимед	1 070 000	2550 ± 25	1,90 ± 0,06
Каллисто	1 880 000	2420 ± 20	1,81 ± 0,06

ность спутников зависит от расстояния до Юпитера. Ближайшие к нему спутники имеют более высокую среднюю плотность, чем спутники отдаленные. Эта особенность в уменьшенном виде повторяет в принципе ту закономерность, которая наблюдается для внутренних планет и зависит от гелиоцентрического расстояния. Однако состав галилеевых спутников Юпитера определяется разной пропорцией каменно-силикатного материала и водяного льда, в то время как различие состава внутренних планет определяется разной пропорцией металлического и каменно-силикатного материала. Модели внутреннего строения и состава галилеевых спутников Юпитера представлены на рисунке 19.

Ио — наиболее выдающийся спутник Юпитера с признаками активного вулканизма. Спутник в основном сложен твердым каменным материалом. Поверхность характеризуется сочетанием красного, оранжевого, желтого и белого цветов. Агентом активного вулканизма выступает сернистый газ (SO_2), лава представлена самородной серой. На поверхности Ио отмечается ряд действующих вулканов, наиболее крупный из них назван Прометеем. Вулканизм является характерной чертой Ио,



Ио Европа Ганимед Каллисто

Рис. 19
Состав галилеевых спутников Юпитера с разным соотношением ледяного (светлое) и каменного (заштриховано) материала

что резко отличает его от других спутников планет, которые представляются как бы в замороженном состоянии. Внешняя окраска определяется главным образом серой при различных температурах. Отметим, что земной вулканизм связан главным образом с деятельностью CO_2 и H_2O, в то время как на Ио он связан с деятельностью сернистых газов. Представляется, что интенсивный вулканизм на Ио вызван приливным воздействием самого Юпитера.

Отмеченные главные регулярные спутники Юпитера совершенно отчетливо показывают признаки тесной зависимости состава от расстояния до центральной планеты, что имеет генетическое значение. Остальные спутники Юпитера из-за малых размеров и дальности расстояния изучены еще очень плохо. Скорее всего, они сложены каменно-силикатным материалом и сходны с астероидами или спутниками Марса.

Сатурн — вторая по величине планета в Солнечной системе после гигантского Юпитера. Ввиду большой удаленности он изучен хуже Юпитера. Относительно низкая средняя плотность (0,7 г/см^3) определенно указывает на его, в основном, газовый состав. Быстрое вращение планеты с периодом 10 часов — приводит к ее сильному сжатию у полюсов, которое проявляется видимо в том, что полярная ось на 1/10 короче экваториальной. Гравитационное поле и видимое сжатие Сатурна свидетельствуют о том, что верхние оболочки его легче, а центральные области — оболочки тяжелее, чем у Юпитера. Однако в связи с меньшей массой, давление в недрах Сатурна нарастает медленнее и слой металлического водорода начинается (приближенно) на глубине, составляющей половину радиуса планеты. Одна из моделей внутреннего строения Сатурна представлена на рисунке 20. В верхних слоях Сатурна в его атмосфере метана относительно больше, а аммиака несколько меньше, чем в атмосфере Юпитера.

Сатурн в экваториальной плоскости окружен кольцами, создающими красочность и неповторимость облика планеты. Кольца состоят из мелкого каменного материала, покрытого, вероятно, льдом. Предполагается, что кольца — это остатки того протопланетного роя, из которого возникли спутники Сатурна.

Вместе со своими 17 спутниками Сатурн образует индивидуальную планетную систему. Самый

Рис. 20
Схематическая модель строения Сатурна (по В. П. Трубицыну)

крупный спутник — Титан с радиусом 2550 км имеет плотность 1,3 ± 0,1 г/см^3, что свидетельствует о большой роли водяного льда в его составе. По наиболее вероятной модели, в центральной области Титана располагается каменное ядро, окруженное мантией из смеси льда и частиц силикатных пород. Мантию покрывает своеобразная смесь воды с растворенным аммиаком. Самая верхняя кора Титана представляет собой смесь водяного льда и метана. В отличие от всех известных спутников, **Титан обладает заметной атмосферой, состоящей из молекулярного азота с примесью метана и водорода.** При термодинамических условиях Титана метан может находится в трех состояниях: газовом, жидком, образуя озера, и в твердом, создавая временные покровы на поверхности. Метан на поверхности Титана играет роль, аналогичную роли воды на Земле, которая также может находиться в трех агрегатных состояниях.

Относительно других спутников Сатурна имеются скудные данные. Их малая средняя плотность указывает на то, что они в значительной части сложены водяным льдом. Некоторые из них покрыты воронками от метеоритной бомбардировки.

Уран и Нептун. Относительно высокие плотности этих планет (соответственно 1,19 и 1,66 г/см^3) по сравнению с Сатурном, позволяют допустить, что они содержат повышенную пропорцию веществ более тяжелых, чем водород и гелий. По наиболее вероятным моделям, планеты имеют ядра диаметром примерно 16 000 км, окруженные мантиями, состоящими из льда. Выше следуют газовые оболочки, состоящие преимущественно из молекулярного водорода. Верхние слои Урана содержат метан, который может формировать облачный покров. В атмосфере Нептуна метан также присутствует. Однако аммиак на планетах не обнаружен, поскольку при низких температурах он вымерзает и в твердом состоянии может осесть в нижние горизонты планет, образовав соответствующий слой. От-

носительный недостаток водорода и гелия на Уране и Нептуне, вероятно, был связан с утечкой атомов гелия и молекул водорода за пределы Солнечной системы, поскольку на столь далеких расстояниях притяжение Солнца существенно ослаблено, что и создало возможность потери легких атомов.

Уран и Нептун имеют ряд спутников, образующих индивидуальные планетные системы. У Урана известно пять спутников, у Нептуна — два. Однако сведения об этих спутниках исключительно скудны.

Плутон — самая далекая малая планета. Она имеет радиус 1800 км и, таким образом, соизмерима с Луной. Температура поверхности Плутона 50 К, что приводит к вымораживанию всех природных газов, за исключением водорода и гелия. Согласно новейшим исследованиям отражательной способности этой планеты, поверхность ее сложена твердым метаном — метановым льдом. В 1978 г. американские астрономы открыли спутник Плутона, который был назван Хароном. Плутон-Харон представляют собой двойную планетную систему, в которой отношение массы спутника к центральной планете достигает наиболее высокого значения, равного 1/10 (для Луны — Земли это соотношение равно 1/81,3). Радиус Харона приближенно оценивается 600 — 700 км, средняя плотность 1 г/см^3, период обращения — 6,39 дней, при среднем радиусе орбиты 20 000 км.

Заключение

Кратко изложенные данные о природе планет позволяют прийти к определенным выводам, имеющим отношение к выяснению происхождения Солнечной системы.

1. Планеты различаются по своему химическому составу. Внутренние планеты в основном сложены твердыми телами, внешние — преимущественно газами.

2. Различие средних плотностей внутренних планет определяется разной пропорцией металлического и силикатного материала. Более плотные планеты содержат больше металлического железа, менее плотные — содержат его меньше.

3. Состав внутренних планет зависит от расстояния до Солнца. Ближайшие к нему планеты содержат повышенную пропорцию металлического материала по сравнению с более отдаленными, которые в целом оказываются более окисленными.

4. Гигантские внешние планеты возникли из вещества, близкого по составу к Солнцу, и процессы фракционирования вещества проявились у них наименее интенсивно. В то же время в пределах спутников внешних планет наблюдаются химические различия в зависимости от расстояния до центральной планеты, что наиболее отчетливо проявляется у регулярных спутников Юпитера.

5. Все тела Солнечной системы изменяют свой состав в зависимости от гелиоцентрического расстояния: ближайшие к Солнцу тела обогащены тугоплавкими элементами и их соединениями, далекие — преимущественно легкими элементами и их соединениями. Если мы сравним ряд планетных тел близкого размера (внутренние планеты, Луна, крупные спутники больших планет), то главные их составные части:

$$(\text{металл}) - (\text{силикат}) - (H_2O) - (CH_4)$$

будут увеличивать свою пропорцию по мере удаления от Солнца — от полного отсутствия воды и метана на Меркурии до полного отсутствия металла на Плутоне.

6. Различие в составе планет свидетельствует о фракционировании химических элементов при образовании Солнечной системы. Фракционирование существенно определялось различной степенью окисления вещества и свойствами летучих элемен-

тов и их соединений в зависимости от расстояния до Солнца.

7. В общем, все вещество Солнечной системы представляет собой дифференцированный материал, что произошло под влиянием Солнца, термического и корпускулярного действия его радиации.

Глава V

Строение и состав Земли

Что касается императора Чжоу, то он, как установлено, отрицал, что Земля поддерживается небесной черепахой.
(Из китайской летописи)

Строение Земли

Большая разница между высокой плотностью Земли (среднее — 5,52 г/см^3) и малой плотностью ее верхних слоев (2,7 — 3 г/см^3) указывает на наличие в центральных областях нашей планеты плотных масс, слагающих ядро. Однако границы ядра были установлены лишь в начале XX века благодаря успехам сейсмологии. Еще в XIX столетии были предложены первые модели строения и состава Земли как планеты.

Земля сложена оболочками разной плотности, концентрически обволакивающими друг друга. Самые плотные вещества сосредоточены в центральных частях планеты. Земля состоит из тонкой коры, мощной мантии и центрального ядра. Мантия и кора составляют 2/3 массы Земли, а ядро — 1/3. Отдельные оболочки Земли имеют общепринятые буквенные обозначения, предложенные английским геофизиком К. Булленом. Мощность и масса глубинных зон Земли представлены в таблице 14.

Основная проблема изучения внутреннего строения и состава Земли связана с выяснением при-

чин возрастания плотности оболочек по направлению к центру Земли. Это объясняется изменением агрегатного состояния, химического состава или тем и другим вместе.

Таблица 14

Характеристики оболочек Земли

Оболочка		Интервал глубин, км	Интервал плотности, г/см^3	Доля от объема Земли, %	Масса	
					10^{25} г	%
Кора (A)		0 — 33	2,7—3,0	1,55	5	0,8
Мантия	(B)	33—400	3,32—3,65	16,67	62	10,4
	(C)	400—1000	3,65 — 4,68	21,31	98	16,4
	(D)	1000—2900	4,68—5,69	44,28	245	41
Ядро	(E)	2900—5000	9,40—11,5	15,16	188	31,5
	(F)	5000—5100	11,5—12,0			
	(G)	5100—6310	12,0—12,3			

По первому представлению, которого придерживалось большинство геохимиков (В. М. Гольдшмидт, А. Е. Ферсман и др.), зональное строение Земли обусловлено различным химическим составом ее оболочек. Согласно второму представлению (В. Н. Лодочников, В. Рамзей), Земля имеет однородный состав, а наличие оболочек связано с уплотнением силикатного материала. В этом случае ядро Земли представляет собой сильно сжатый силикатный материал, находящийся в «металлизованном» состоянии.

Большая часть современных физических и космохимических данных свидетельствует в пользу первых представлений. Экспериментальные исследования с ударными волнами, при которых были значительно превышены величины давления в ядре Земли, не выявили фазовых переходов в силикатном материале. Для суждения о составе и состоянии вещества в недрах Земли необходимо знать изменения давления и температуры с глубиной. Менее надежна оценка распределения температур. Твердое состояние мантии Земли свидетельствует, что вплоть до границы с ядром температуры нигде не превышают точки плавления, за исключением некоторых локальных очагов в верхней мантии — астеносфере. С глубиной значение геотермического градиента уменьшается и температура нарастает значительно медленнее, чем в коре. По В. А. Магницкому, температуры на границе с ядром оцениваются в интервале 240 — 4970 К.

Измерение собственных крутильных колебаний Земли обнаружило отсутствие сцепления между мантией и ядром. Кроме того, внешнее ядро, аналогично жидкому веществу, не пропускает поперечных сейсмических волн, возникающих при землетрясениях. В связи с этим можно считать установленным, что внешнее ядро на глубинах 2900 — 5000 км находится в жидком состоянии. Основные характеристики оболочек Земли показаны в таблице 14.

Хотя вопрос о составе ядра является дискуссионным, последние исследования дают все больше оснований для предположения о ведущей роли железа в составе ядра. Некоторые экспериментальные данные показывают, что с ростом давления температуры плавления металлов понижаются. Поскольку температуры на границе земного ядра превышают 1300 К, то жидкое состояние внешнего ядра нашей планеты представляется неизбежным. Внутреннее строение Земли с указанием ведущих элементов в каждой оболочке представлено на рисунке 21.

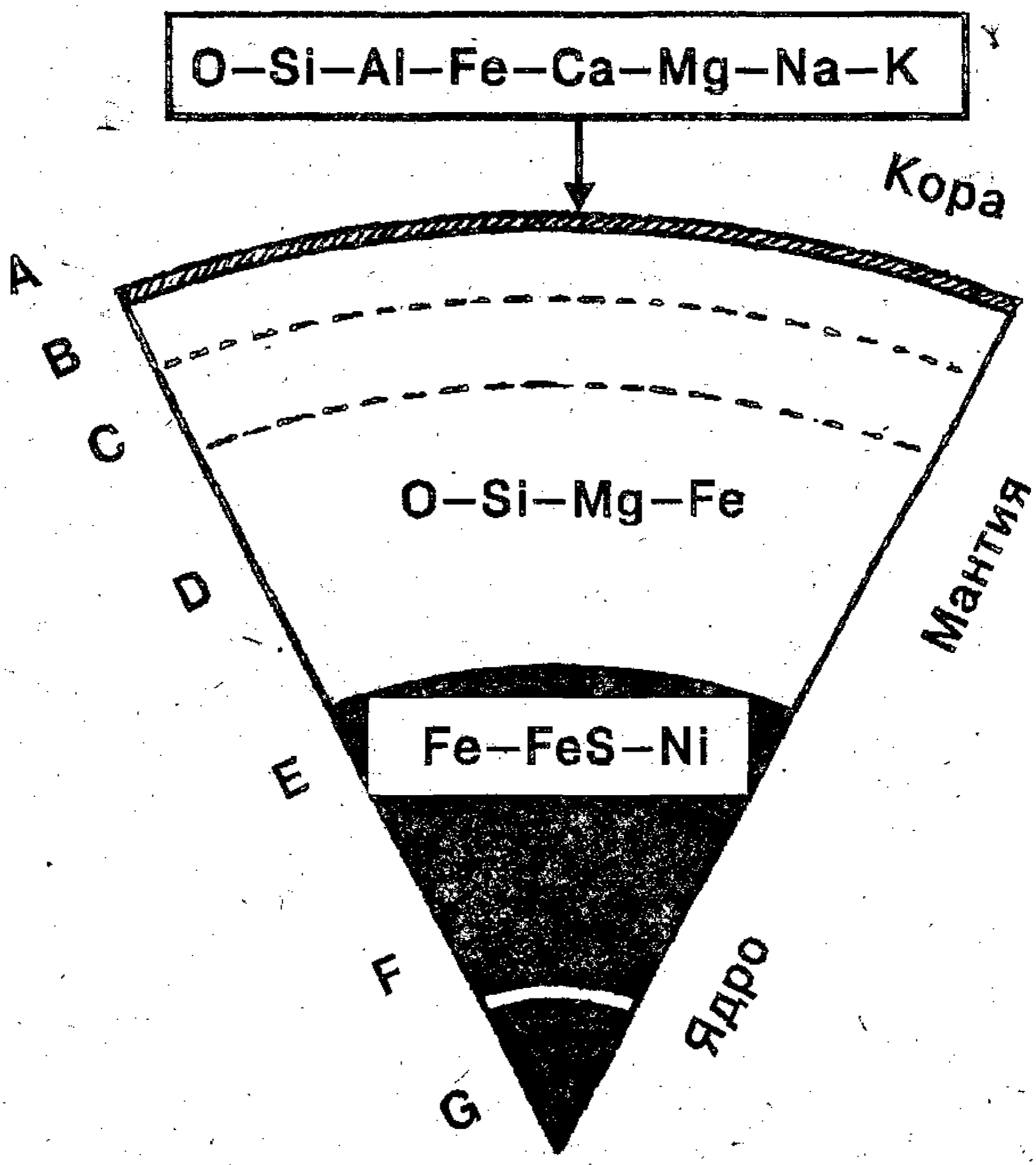


Рис. 21
Внутреннее строение Земли с указанием наиболее распространенных элементов в каждой оболочке

Происхождение земного тепла, которое определяет современный термический режим планеты, связано со способом формирования Земли и распределением в ней радиоактивных элементов — носителей активной атомной энергии.

Краткая характеристика отдельных оболочек земного шара представляется ниже.

Кора Земли и планетарный рельеф

Под *земной корой* понимается верхний слой твердого тела Земли, расположенный выше сейсмической границы Мохоровичича. Строение коры отражается на рельефе ее поверхности. Резкая асимметрия строения поверхности нашей планеты было замечено давно. Как отмечал В. И. Вернадский — кора имеет проявленное дисимметричное строение. Разделение планетарного рельефа на две основные области — океаническую и континентальную — выражено вполне отчетливо, если сравнить полушарие, занятое Тихим океаном, с противоположным полушарием. Площадь Тихоокеанского полушария (165,2 млн км^2) превышает площадь всех континентов, вместе взятых (148,9 млн км^2).

Дно океанов и континенты — структуры главного планетарного значения. Они отличаются друг от друга строением земной коры, химическим и петрографическим составом, а также историей геологического развития. Кора имеет повышенную мощность в области континентов и пониженную в областях океанического дна. Отсюда возникло деление земной коры на *континентальную* и *океаническую*.

Континентальная кора характеризуется средней мощностью 35 км. В ее пределах В. Конрад в 1923 г. выделил сейсмическую границу, разделяющую континентальную кору на верхний и нижний слои. Еще ранее Р. Дэли на основании геологических и петрографических данных выделил верхний слой, богатый гранитными породами, и нижний, который служит источником базальтовой магмы. В связи с этим утвердилось представление о двухслойном строении земной коры, состоящей из верхнего гранитоидного слоя, и нижнего — базальтового. Название «базальтовый» носит условный характер,

поскольку он может соответствовать породам основного состава (амфиболитам, габбро). На дне океанов, за исключением краевых частей, прилегающих к материкам, гранитный слой отсутствует и земная кора состоит только из базальтового слоя. В разрезе континентальной коры сейсмический раздел Конрада фиксируется не повсеместно. Континентальная кора является продуктом длительного развития и значительно больше обогащена кремнеземом, чем кора океаническая.

Мощность океанической коры намного меньше континентальной. На основе сейсмических измерений методом преломленных волн установлено, что средняя мощность океанической коры составляет 5 — 10 км. Океаническая кора имеет трехслойное строение. Первый слой сложен неконсолидированными осадками, второй — консолидированными, третий является самым мощным и консолидированным. Считается, что этот третий слой включает породы типа габбро-базальтов.

В пределах океанической коры развит базальтовый вулканизм, проявленный на островах Тихого океана. Установлено, что состав базальтов дна океанов отличается от состава континентальных базальтов. Океанические базальты отвечают толеитам, для которых характерно резкое обеднение щелочными (особенно калием) и всеми литофильными элементами. Они могут рассматриваться как наиболее примитивные магматические породы, возникшие при выплавлении океанической мантии.

Строение и состав океанических и континентальных участков земной коры существенно различаются, что выражается в глобальном рельефе Земли и ее общей асимметрии. Согласно геотермическим измерениям, тепловые потоки в континентальных областях равны тепловым потокам океанического дна. Мощная континентальная кора содержит больше радиоактивных элементов, генерирующих тепло, чем тонкая базальтовая океани-

ческая кора. Поэтому равенство тепловых потоков океанов и континентов может существовать только в случае различной радиоактивности мантии под океанами и под континентами. Для компенсации тепловых потоков необходимо, чтобы субокеаническая мантия была более радиоактивна, чем субконтинентальная. По Г. Мак-Дональду, различие в радиоактивности может наблюдаться на глубинах в несколько сот километров.

Континентальная кора сформировалась в результате более резкой химической дифференциации мантии, чем океаническая. Об этом свидетельствуют данные о химическом составе различных типов земной коры, как это показано в таблице 15. Схема строения земной коры показана на рисунке 22.

Локализация материковых масс в одном из полушарий нашей планеты свидетельствует, что процесс дифференциации мантии имел преимущественно одностороннюю направленность в пространстве. Учиты-

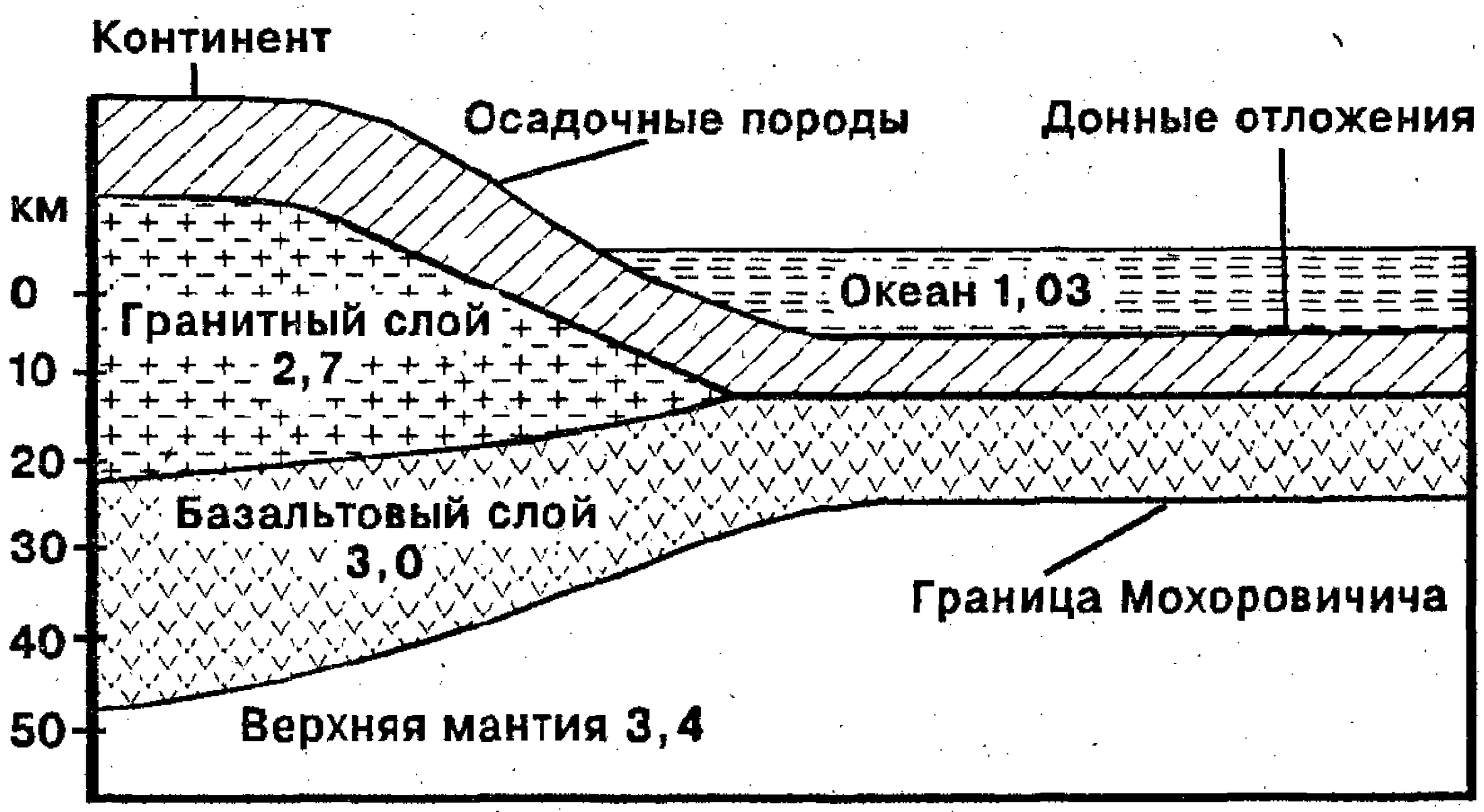


Рис. 22
Строение земной коры. Цифры означают плотность материала (г/см^3) в соответствующем слое

вая, что самые древние горные породы земной коры на континентах имеют возраст ~ 4 млрд лет, нетрудно заключить, что такая направленность процесса дифференциации мантии началась давно и связана со способом формирования первичных оболочек Земли (первичная мантия). Иначе говоря, асимметричное строение Земли определялось глубинными процессами на самых ранних этапах истории планеты.

Таблица 15

Химический состав земной коры, %
(по А. Б. Ронову, А. А. Ярошевскому)

Компоненты	Тип коры			Земная кора в среднем
	континентальный	субконтинентальный	океанический	
SiO_2	57,23	56,88	48,17	55,24
TiO_2	0,71	0,73	1,40	0,86
Al_2O_3	14,46	14,43	14,90	14,55
Fe_2O_3	2,36	2,37	2,64	2,42
FeO	5,41	5,64	7,37	5,86
MnO	0,13	0,13	0,24	0,15
MgO	4,77	4,97	7,42	5,37
CaO	6,98	7,14	12,19	8,12
Na_2O	2,40	2,39	2,58	2,44
K_2O	1,98	1,90	0,33	1,61
H_2O	1,57	1,56	1,05	1,46
P_2O_5	0,16	0,16	0,22	0,17
CO_2	1,48	1,37	1,35	1,44
SO_3	0,12	0,10	—	0,09
$C_{орг.}$	0,08	0,07	0,05	0,07
S	0,08	0,08	0,05	0,08
Cl	0,04	0,04	—	0,03
F	0,03	0,03	0,02	0,03

По данным таблицы 15 можно видеть, что общий химический состав земной коры определяют немногие химические элементы. Всего лишь восемь элементов: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K — слагают основную ее массу. При этом ведущим и наиболее распространенным элементом является кислород, составляющий едва ли не половину массы земной коры (~ 48%). Он прочно связан химически с другими элементами в главных породообразующих минералах. По объему, обладая большими размерами ионного радиуса, кислород занимает 92% объема земной коры. Таким образом, в количественном отношении земная кора — это царство кислорода, химически прочно связанного в главных породообразующих минералах — полевых шпатах, железо-магнезиальных минералах и оксидах.

Земная кора сложена горными породами различного типа и различного происхождения. Их распространенность в объемном выражении для земной коры может быть представлена следующими величинами:

Осадочные породы	9,2%
Метаморфические породы	20,0%
Магматические породы	70,8%

Поверхность континентов на 80% занята породами осадочными, а океаническое дно почти полностью занято свежими осадками как продуктами сноса материала континентов и деятельности морских организмов. Земная кора, как верхний твердый слой нашей планеты, первоначально возникла как продукт выплавления материала первичной мантии, который в дальнейшем оказался существенно переработанным в биосфере под влиянием воздуха, воды и деятельности живых организмов в течение длительного геологического времени.

Мантия

Мантия — наиболее мощная оболочка Земли, занимающая 2/3 ее массы и большую часть объема (см. табл. 14). Данные о химическом составе мантии получены на основании анализов наиболее глубинных магматических горных пород, поступивших в верхние горизонты в результате мощных тектонических поднятий с выносом мантийного материала. Материал верхней мантии собран со дна разных участков Атлантического, Индийского и Тихого океанов. К мантийному материалу относятся горные породы островов Святого Павла, расположенных в средней части Атлантического океана. Химический состав пород верхней мантии представлен в таблице 16.

Обширную зону мантии Земли подразделяют на верхнюю (B), переходную или среднюю (C) и нижнюю мантию (D) (см. рис. 21 и табл. 14).

Верхняя мантия (B) состоит преимущественно из железо-магнезиальных силикатов (оливинов, пироксенов). Некоторые алюмосиликаты (полевые

Таблица 16

Химический состав пород верхней мантии, %

Компоненты	Хондритовые силикаты	Пиролит	Гранатовый перцолит	Офиолитовый гарцбургит	Оливиновые включения в базальтах
SiO_2	48,10	45,2	45,3	42,30	46,30
TiO_2	0,40	0,7	0,2	0,10	0,10
Al_2O_3	3,80	3,5	3,6	0,50	1,70
FeO	13,50	9,2	7,3	7,10	9,60
MnO	0,20	0,14	0,1	0,10	0,10
MgO	30,50	37,5	41,3	49,60	42,30
CaO	2,40	3,1	1,9	0,10	0,10
Na_2O	0,90	0,6	0,2	0,10	0,10
K_2O	0,20	0,13	0,1	0,005	0,04

шпаты) под давлением переходят здесь в более плотные разновидности. Под материками и под океанами верхняя мантия имеет разные свойства и разный состав. В области материков она, по-видимому, более дифференцирована и содержит меньше SiO_2 за счет концентрации этого компонента в алюмосиликатной коре. Под океанами мантия менее дифференцирована. Область верхней мантии достигает глубин 400 км. В верхних горизонтах верхней мантии находится астеносфера — зона относительного размягчения материала за счет появления расплавленных участков — источников магматической деятельности. Астеносфера достигает глубин ~ 200 км.

Переходной слой мантии (С) в пределах глубин 400 — 900 км характеризуется постепенным, связанным с глубиной, ростом скоростей сейсмических волн, что свидетельствует о появлении более плотных полиморфных модификаций вещества. В этой зоне, вероятно, появляются плотные окислы. Наиболее распространенным компонентом в составе мантии является SiO_2. Под влиянием высоких давлений он переходит в более плотную модификацию — стишовит. Плотность стишовита равна 4,25 г/см^3, в то время как обычный кварц в пределах земной коры имеет плотность 2,53 г/см^3. Стишовит образуется за счет распада железо-магнезиальных силикатов — оливина и пироксена под влиянием высоких давлений:

$$Mg_2SiO_4 \rightarrow 2MgO + SiO_2$$
$$Fe_2SiO_4 \rightarrow 2FeO + SiO_2$$
$$MgSiO_3 \rightarrow MgO + SiO_2$$
$$FeSiO_3 \rightarrow FeO + SiO_2$$

Возникшие таким образом оксиды имеют более высокую плотность, чем исходные железо-магнезиальные минералы, за счет которых они образуются. Отсюда у нас имеется основание допустить, что количество плотных оксидов MgO (периклаз), FeO

(вюстит) и SiO_2 (стишовит) в переходном слое мантии возрастает, а количество обычных силикатов уменьшается. Эта точка зрения подтверждается экспериментально — опытами при высоких давлениях, соответствующих глубинам мантии.

Нижняя мантия (D) в пределах глубин 1000 — 2900 км практически полностью состоит из плотных оксидов, о чем свидетельствует ее высокая плотность (4,7 — 5,7 г/см^3). Под влиянием высокого давления оксиды сжимаются еще более, увеличивая свою плотность.

Ядро Земли

Ядро — занимает центральную область нашей планеты глубже 2900 км. Оно состоит из двух частей — большого внешнего ядра и малого внутреннего. По геофизическим данным внешнее ядро обладает свойствами жидкости. Оно не пропускает поперечных сейсмических волн. Отсутствие сцепления между ядром и нижней мантией, характер приливов в мантии и ядре, особенности перемещения оси вращения Земли в пространстве, характер прохождения сейсмических волн глубже 2900 км говорят о том, что внешнее ядро Земли жидкое. Это свойство может быть обеспечено присутствием расплавленного железа. В свете данных геофизики и физики высоких давлений, а также космохимии, указывающих на ведущую роль железа как наиболее распространенного металла в Космосе, можно допустить, что ядро Земли состоит в основном из жидкого железа с примесью никеля. Однако геофизические расчеты показали, что плотность ядра на 10% ниже, чем у железо-никелевого расплава при господствующих в ядре давлениях и температурах. Следовательно, ядро содержит некоторую примесь (10 — 20%) легкого элемента, вероятнее всего — серы. Предположение о повышенном содержании серы в ядре вытекает из сравнения геохимических и космохи-

мических данных. Так, в материале мантии и коры концентрация серы оказывается **на два-три порядка ниже**, чем ее средняя концентрация в Солнечной системе — в веществе хондритовых метеоритов. Следовательно, большая часть земной серы должна быть сосредоточена в ядре. В. Рама-Мурти и Г. Холл наиболее убедительно аргументировали присутствие серы в качестве легкого элемента в земном ядре, приближенно оценили химический состав Земли и сравнили его с составом метеоритов разных типов. Они подсчитали, что земное ядро в основном состоит из следующих элементов: (в %) $Fe_{мет.}$ — 53,4; FeS — 41,3; Ni — 5,3. Данный состав следует рассматривать как приближенный. В ядре могут находиться и другие элементы. Углерод и фосфор допустимы в количествах, близких к найденным значениям в железных метеоритах.

Эвтектический состав ядра (FeS — Fe) значительно изменяет температуру в недрах Земли, и она оказывается меньше, чем это приписывается чисто железо-никелевому ядру.

Как показал В. Эльзассер, жидкое ядро позволяет объяснить наличие магнитного поля Земли и его вековых вариаций, когда в геологическом прошлом неоднократно происходила инверсия магнитных полюсов (северный полюс становился южным и наоборот). Он допустил, что геомагнитное поле вызывается движением электрических токов в глубинах Земли, преимущественно в области внешнего ядра. Вековые вариации магнитного поля в этом случае рассматриваются как следствие термической конвекции в жидком ядре, которое действует по принципу динамо-машины.

Природа внутреннего ядра Земли с глубины 5000 км остается наиболее загадочной. Возможно, что оно состоит из одного никелистого железа без примесей серы и находится в твердом состоянии.

Заключение о составе Земли

Учитывая геофизические данные и данные космохимии, можно произвести расчет общего химического состава нашей планеты. Одним из первых таких расчетов был выполнен в начале нашего столетия профессором Новочеркасского политехнического института П. Н. Чирвинским. Современные данные позволяют выполнить подобный расчет общего химического состава Земли в отношении распространения в ней главных химических элементов. Подобным же образом можно произвести ориентировочную оценку общего минерального состава Земли, без учета изменений минералов под влиянием высоких давлений.

Исходя из данных космохимии можно допустить, что при оценке химического состава Земли мы вправе в первую очередь опираться на четыре химических элемента O, Si, Mg, Fe, повышенное распространение которых хорошо коррелируется с ядерными свойствами их ведущих изотопов. Следующая группа менее распространенных элементов Ni, S, Ca и отчасти Al составляет меньшую часть объема любой планеты земной группы. Но соотношения указанных элементов, составляющих основу метеоритов и планет земного типа, могут и должны быть разными в пределах нашей Земли и отличаться от тех отношений, которые вытекали из статистического учета числа и массы выпавших метеоритов. Современная оценка химического состава Земли разными авторами представлена в таблице 17.

Подводя итог всем нашим сведениям о природе земного шара, можно сделать следующие выводы:

1. Земля имеет слоистое оболочечное строение. Она состоит в основной массе на 2/3 из твердой силикатно-окисной оболочки — мантии и на 1/3 из металлического ядра.

2. Основные свойства Земли свидетельствуют о

Таблица 17

Средний элементный состав Земли по разным оценкам, %

Элемент	А. Е. Ферсман	В. Рама-Мурти, Г. Холл	Р. Ганапаси, Э. Андерс	Дж. Смит	Дж. Морган, Э. Андерс
O	28,56	30,75	28,6	31,3	30,12
Na	0,52	0,30	0,158	0,085	0,12
Mg	11,03	15,70	13,21	13,7	13,9
Al	1,22	1,29	1,77	1,83	1,41
Si	14,47	14,73	14,34	15,1	15,2
P	0,12	—	0,215	0,18	0,19
S	1,44	4,65	1,84	2,91	2,92
K	0,15	—	0,017	0,013	0,013
Ca	1,38	1,54	1,93	2,28	1,54
Ti	—	—	0,10	0,093	0,08
Cr	0,26	—	0,478	0,416	0,41
Mn	0,18	—	0,059	0,047	0,075
Fe	37,04	29,30	35,87	31,7	32,07
Ni	2,96	1,65	2,04	1,72	1,82

том, что ядро находится в жидком состоянии и только железо, как наиболее распространенный металл в природе, с примесью некоторых легких элементов (вероятнее всего — серы) способно обеспечить эти свойства.

3. В верхних горизонтах Земля имеет асимметричное строение коры и верхней мантии. Океаническое полушарие в пределах верхней мантии менее дифференцировано, чем противоположное ему континентальное полушарие.

Задача любой космогонической теории происхождения Земли — объяснить эти основные особенности ее внутренней природы и состава.

Глава VI Радиоактивность — ключ к познанию прошлого

... исследования в области радиоактивности и ядерной физики дали ключ к объяснению общих космогонических проблем.
Фредерик и Ирен Жолио-Кюри, 1955 г.

Познавательное значение радиоактивности

В марте 1896 г. один из потомков славной плеяды французских физиков Беккерелей, профессор Политехнической школы Анри Беккерель (1852 — 1908) открыл невидимые лучи высокой проникающей способности, испускаемые препаратами урана. Они проходили через тела, непрозрачные для видимого света. С тех пор необычные и удивительные свойства урана привлекли к себе внимание выдающихся физиков и химиков, и в первую очередь Пьера Кюри (1859 — 1906) и Марии Склодовской-Кюри (1867 — 1934), которая **свойство элементов самопроизвольно испускать невидимое излучение назвала радиоактивностью.** В урановых рудах ученые открыли два новых радиоактивных элемента — радий и полоний.

В результате различного рода опытов удалось установить, что радиоактивность представляет со-

бой естественный самопроизвольный распад атомов. Уран при распаде порождает ряд других радиоактивных элементов и в конечном итоге превращается в свинец и гелий.

Открытие радиоактивности, рентгеновых лучей, электронов способствовало коренному перевороту в физике. Дальнейшие исследования выдающегося английского физика Э. Резерфорда (1871 — 1937) и его школы позволили открыть атомное ядро. Так зародилась 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. Для наук о Земле очень важным было установление двух фактов — неизменность скорости распада радиоактивных элементов в природе и выделение ими огромных количеств тепловой энергии.

В 1902 г. П. Кюри на заседании Парижского физического общества впервые высказал идею о возможности использовать радиоактивность в качестве эталона времени для определения возраста минералов и горных пород. Несколько позже эту же мысль независимо от П. Кюри высказал Э. Резерфорд.

В 1903 г. П. Кюри и А. Лаборд устанавливают громадные величины выделения тепла при радиоактивном распаде. С помощью чувствительного калориметра они определили, что 1 г радия в течение часа выделяет 140 калорий тепла. Но при распаде 1 г радия до свинца в течение 20 000 лет выделяется 3 млн килокалорий, что соответствует сжиганию 500 кг каменного угля.

Столь поразительный энергетический эффект, связанный с распадом радиоактивных элементов (в

том числе урана и тория), и широкое их рассеяние в горных породах Земли должно было неизбежно привлечь внимание геологов и геофизиков для решения кардинальных проблем развития нашей планеты.

В. И. Вернадский одним из первых оценил значение радиоактивности в развитии земного шара, рассматривая это явление не только как физическое, но и как геологическое. В своем докладе «Задачи дня в области радия», прочитанном на общем собрании Академии Наук, он отметил, что конкретные науки о Земле оказались неподготовленными к восприятию новых идей, связанных с радиоактивностью. Геохимическая история урана и тория оставалась неизвестной. Возникло противоречие между резким переворотом в физике и химии и малым его отражением в науках о Земле.

В начале XX в. радиоактивность обычных горных пород стала определяться систематически. Первые средние содержания радиоактивных веществ в горных породах, полученные физиком Р. Стеттом (Рэлеем) и геологом, профессором Дублинского университета Дж. Джоли (1857 — 1933), сыграли большую роль в геологии. Довольно простые расчеты показали, что если бы во всем объеме Земли концентрация урана и тория была бы такой, какой она была обнаружена в земной коре, то наша планета имела бы очень высокую температуру и находилась в расплавленном состоянии. Однако поскольку Земля — относительно холодное тело, то концентрация радиоактивных элементов в глубинах ее должна существенно уменьшаться.

Были выдвинуты гипотезы о том, что распад урана и тория в глубинах Земли задерживается под влиянием высоких давлений. Однако эти гипотезы отпали после того, как экспериментальные исследования и физические расчеты показали независимость радиоактивного распада от термодинамических условий, господствующих в пределах нашей планеты. В науке утвердился вывод Р. Стретта,

что радиоактивность в основном приурочена к верхним горизонтам Земли и уменьшается с глубиной. Действительно, геохимические данные в общем подтвердили такое заключение. Наибольшая концентрация радия, урана, тория (а также калия, радиоактивность которого была обнаружена позднее), имеет место в кислых (богатых окисью кремния) породах — гранитах, риолитах, гранодиоритах — и значительно меньшая в более плотных основных и ультраосновных породах (базальтах, габбро, перидотитах). Эти породы по геологическим и геофизическим данным залегают в глубоких недрах Земли. Согласно расчетам Р. Стретта (которые сейчас нуждаются в поправках), для того, чтобы возместить потерю тепла Землей за счет лучеиспускания в мировое пространство, необходим слой гранита всего лишь 20 км мощности с наблюдаемой для гранита концентрацией радиоактивности.

Таким образом, в процессах радиоактивного распада был найден новый, ранее совершенно неизвестный и непредвиденный источник внутреннего тепла Земли. Это привело к новым теоретическим исследованиям относительно роли радиоактивности в тепловом балансе нашей планеты и ее геологической истории.

Выдающийся английский геофизик Г. Джеффрис рассматривал земной шар в состоянии теплового равновесия, допуская, что Земля теряет столько же тепла, сколько выделяется при распаде рассеянных в ней радиоактивных элементов. Большинство геологов и геофизиков, отдавая дань широко распространенным космогоническим представлениям о горячем рождении нашей планеты (по Канту-Лапласу), расценивали радиоактивность как причину, лишь задерживающую остывание Земли, некогда огненно раскаленного шара.

Однако в 1920 г. русский физик А. Н. Соколов впервые теоретически показал малую вероятность равновесного теплового состояния Земли. И пред-

ставления о тепловом равновесии оказались вовсе несостоятельными, если учесть значительное уменьшение источников радиогенного нагрева в результате векового истощения количеств самих радиоактивных элементов.

Геологи Дж. Джоли и Дж. Баррел первые высказали идею о накоплении радиогенного тепла в недрах Земли, что может вызвать расплавление глубинного вещества и образование очагов раскаленной магмы. Впоследствии Дж. Джоли выдвинул гипотезу термальных циклов. Она связывала горообразовательные процессы и вековые колебания земной коры с периодическим плавлением базальтового подкорового вещества от радиоактивного тепла. В 1930 г. выдающийся английский геолог А. Холмс предположил, что движения земной коры обусловлены конвекцией подкоровых потоков базальтового вещества, которая определяется радиогенным нагревом.

Однако эти гипотезы столкнулись с рядом противоречий и не смогли объяснить разнообразных глубинных процессов в земной коре. Несмотря на несостоятельность предложенных гипотез динамики земной коры, все же ведущая роль радиоактивного распада в физической жизни Земли была вскоре признана многими учеными.

Значительно хуже складывалось положение с признанием величин возраста горных пород, полученных по данным радиоактивности. Превращение урана и тория в свинец и гелий принципиально позволило разработать два метода определения геологического возраста (в миллионах лет) минералов: свинцовый и гелиевый — по накоплению в минералах соответственно свинца и гелия. Зная содержание урана, тория, свинца и гелия в минерале и скорости распада урана и тория, нетрудно вычислить их возраст.

В 1907 г. Б. Болтвуд в Канаде впервые определил возраст радиоактивных минералов по наличию в них радиогенного свинца. Он получил гро-

мадные, ранее совершенно не подозреваемые, значения возраста минералов от 246 до 1320 млн лет. Эти величины оказались в резком противоречии с существовавшими в XIX в. представлениями о длительности геологического времени. Так, возраст Земли, вычисленный В. Томсоном (Кельвином) по скорости ее остывания, оценивался в 24 млн лет. Немногие геологи, учитывая мощность всех известных осадочных горных пород и наблюдаемую скорость осадкообразования, рисковали увеличить возраст планеты до 100 млн лет.

Первые числовые величины возраста, полученные по радиоактивному распаду, встретили скептическое и даже враждебное отношение со стороны большинства геологов Европы и Америки. Дж. Джоли считал, что они не согласуются с данными чисто геологических методов. Ведущий американский геолог того времени Чарльз Шухерт также сначала очень недоверчиво относился к радиологическим методам определения возраста пород.

Эти примеры ярко свидетельствуют о большом противоречии между коренным переворотом в физике и его слабым отражением в науках о Земле, как писал В. И. Вернадский. По его инициативе в Ленинграде был организован Радиевый институт. Он был первым директором этого института. В нем изучение геохимии радиоактивных элементов занимало такое же место, как изучение химической и физической стороны радиоактивных процессов, в отличие от зарубежных институтов подобного типа.

В нашей стране было положено начало разработке радиологических методов определения геологического возраста. К. А. Ненадкевич разрабатывал свинцовый метод, а В. Г. Хлопин — гелиевый. Однако гелиевый метод давал заниженные величины возраста по сравнению с данными свинцового метода. Это обстоятельство служило серьезным препятствием в развитии и применении гелиевого метода.

В 1926 г. К. А. Ненадкевич выполнил анализ радиоактивных минералов из пегматитовых жил Северной Карелии (Беломорье) и получил по свинцу возраст 1600 млн лет. Организованный в то время в США Комитет по измерению геологического времени принял эту цифру в качестве возраста земной коры. Однако впоследствии эта величина уточнилась в сторону повышения. С учетом распада актиноурана возраст карельских пегматитов оказался равным 1850 млн лет.

Радиологические исследования в нашей стране расширялись. Физики, химики и геологи изучали геохимию радиоактивных элементов и продукты их распада в природных телах, геохимию гелия. Радиевый институт разработал методику определения малых количеств этих элементов в горных породах и минералах, природных водах. Устанавливались также основные критерии пригодности минералов для определения возраста по радиоактивному распаду. В 1932 г. ученые Радиевого института получили первые согласованные величины возраста одновременно свинцовым и гелиевым методами для минерала — хлопинита.

В 1928 г. один из основателей радиохимии Ф. Панет (1887 — 1958) со своими сотрудниками определяет радиоактивность метеоритов и находит закономерности распространения радиоактивных элементов в этих образованиях. Оказалось, что каменные метеориты (хондриты и др.) обладают низкой радиоактивностью, сравнимой с радиоактивностью ультраосновных изверженных пород Земли. Но еще меньшую радиоактивность обнаружили в железных метеоритах, в то же время способных прочно удерживать радиогенный гелий. Это позволило Ф. Панету применить гелиевый метод для определения их возраста. Максимальный возраст метеоритов по гелию (согласно первоначальным измерениям) оказался свыше 3 млрд лет. Установление радиоактивности метеоритов основательно расширило представления о длительности

существования Солнечной системы, что имело немаловажное значение для космогонии.

Разрабатываются и совершенствуются методы радиологической датировки геологических событий далекого прошлого. Активное участие в этих исследованиях принимают Г. Кирш, А. Холмс, А. Коваржик, Г. Элсворт, А. Лэйн и др. Данные по возрасту, полученные преимущественно свинцовым методом, становятся все более убедительными и находят признание со стороны тех геологов, которые ранее недоверчиво относились к результатам радиологических определений. Так, например, Ч. Шухерт писал: «В заключение автор должен признать, что он поражен полученными им самим результатами, так как он исходил из мысли, что ему не удастся найти достаточной толщи пластов и достаточно перерывов (остановок в их образовании), чтобы ответить требованиям времени, указываемого радиоактивными минералами. Он нашел легко такие морские отложения с начала палеозоя для оправдания 500 с лишним миллионам лет».

В 1935 г. В. И. Вернадский писал, что подготовительный период в выяснении геологической роли радиоактивности закончился. Противоречие, которое существовало раньше, уже не существует. «Науки о Земле начинают меняться под влиянием явлений радиоактивности, как 24 года назад менялись науки физические и химические... Сейчас можно и нужно говорить о радиогеологии — науке о радиоактивных свойствах нашей планеты, о происходящих в ней, ей свойственных, особых радиоактивных явлениях. Эта новая отрасль знания находится в быстром становлении и должна быть сейчас освоена и теоретически продумана. Ибо она имеет для нас не только глубокое значение, так как связывает с новой физикой и новой химией — в конкретной земной обстановке — науки о жизни, о нас самих, но и потому, что она дает в руки человека и новые формы овладения природой, новую силу».

В связи с быстрыми темпами развития ядерной физики и радиохимии совершается ряд открытий, коренным образом изменяющих наши представления о строении и свойствах вещества и открывающих широкие перспективы для развития новых разделов естествознания: радиогеологии, радиобиологии, астрофизики и космохимии. Последовательность наиболее важных достижений ядерной науки может быть представлена следующим образом:

1919. Э. Резерфорд впервые осуществляет с помощью α-частиц искусственное ядерное превращение.

1932. Дж. Чедвик открывает нейтрон и устанавливается нейтронно-протонная модель атомного ядра.

1934. И. Кюри и Ф. Жолио-Кюри открывают искусственную радиоактивность.

1934. А. Гроссе в составе природного урана находит изотоп уран-235 (актиноуран), который является родоначальником третьего радиоактивного семейства — семейства актиноурана.

1939. О. Ган и Ф. Штрасман обнаруживают реакцию деления ядер урана под действием нейтронов.

1939. К. А. Петржак и Г. Н. Флеров открывают в Радиевом институте спонтанное деление урана.

1942. Э. Ферми со своими сотрудниками в опытном реакторе впервые осуществляют цепную ядерную реакцию.

С открытием новых типов ядерного распада появляются и развиваются новые методы измерения геологического времени. К ним относятся ксеноновый, аргоновый, стронциевый, а впоследствии и радиоуглеродный.

В. И. Вернадский считал, что внедрение радиологических методов измерения возраста минералов и горных пород в геологию может сравниться по своему действию только с героическим периодом в истории геологии, когда более 100 лет тому назад создавалось стратиграфическое подразделение сис-

тем — биостратиграфический метод, основанный на развитии палеонтологии.

В связи с открытием спонтанного деления урана, был предложен и осуществлен ксеноновый метод определения возраста. Оказалось, что при раскалывании ядра урана на два осколка, наиболее обильным продуктом является ксенон, составляющий около 19% от общей суммы всех продуктов деления. Впервые в 1947 г. в нашей стране В. Г. Хлопин и Э. К. Герлинг установили возраст древнего минерала (уранинита) по содержанию в нем осколочного ксенона и получили величину, близкую к возрасту минерала по данным свинцового метода. Однако дальнейшее применение ксенонового метода ограничено ввиду редкости пригодных минералов и трудности анализов. Тем не менее познавательное значение измерений содержания ксенона и его изотопного состава в различных природных телах, несомненно, велико.

Ксенон является продуктом деления не только урана, но и трансурановых элементов, а один из изотопов ксенона (ксенон-129) соответствует продукту радиоактивного распада изотопа йода-129, существовавшего на ранних этапах развития Солнечной системы. Изотопы ксенона сейчас нам представляются историческими документами, на основании которых мы можем расшифровать раннюю историю Солнечной системы и проследить ядерную эволюцию вещества Земли в далеком прошлом.

В послевоенный период усовершенствованы старые и разработаны новые методы ядерной геохронологии. Свинцовый метод достиг совершенства тогда, когда американский физик А. О. Нир в 1938 — 1941 гг. и другие ученые начали измерять изотопный состав свинца, извлеченного из радиоактивных минералов. Это дало возможность вычислять возраст минералов по трем независимым процессам распада: урана-238, урана-235, тория-232 и по совпадении результатов оценивать достоверность возрастных величин.

При изучении изотопного состава свинца из рудных месторождений, а также горных пород разного типа стали по-новому решать вопросы эволюции земной коры и происхождения некоторых месторождений полезных ископаемых. Результаты измерений изотопного состава свинца обобщались во многих работах и в то же время эти измерения позволили более строго подойти к расчету возраста Земли и тяжелых химических элементов. Большое значение приобрели данные об изотопном составе метеоритного свинца, впервые полученные К. Паттерсоном в 1953 г. В железных метеоритах, лишенных радиоактивности, был обнаружен первичный свинец Солнечной системы.

В 1943 г. было выявлено, что естественный изотоп калий-40 испытывает самопроизвольное превращение в аргон-40 путем захвата орбитального электрона (К-захват, поскольку поглощается электрон с ближайшей к ядру К-оболочки). Отсюда естественно вытекало, что в содержащих калий минералах происходит накопление радиогенного аргона, который открывает новую возможность измерения геологического времени. Впервые в нашей стране Э. К. Герлинг разработал аргоновый метод ядерной геохронологии, который получил широкое развитие и вошел в практику геологических исследований.

Разработка рубидий-стронциевого метода, основанного на радиоактивном распаде изотопа рубидия-87 ($^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr$), стало возможным благодаря уточнению скорости (очень медленной) распада рубидия, усовершенствованию методики измерения изотопного состава стронция.

К сравнительно новым методам относится самарий-неодимовый, который основан на α-распаде самария-147 и превращении его в неодимий-143.

Радиологические методы позволили построить шкалу геологического времени для разных геологических периодов. Большую работу в построении шкалы провел А. Холмс. В дальнейшем шкала А. Холмса уточни-

лась. Однако огромный период в истории Земли, до начала палеозойской эры, оставался наименее изученным. В нашей стране были критически пересмотрены и систематизированы геохронологические данные всего мира, относящиеся к этому времени. Результаты исследований представлены в крупной монографии А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича «Докембрийская геохронология материков», опубликованной в 1966 г.

Радиоактивность представляет собой лишь частный случай ядерных процессов, имевших место в веществе Земли и Солнечной системы в те далекие времена, когда атомы этих тел составляли единую мощную природную систему, производящую ядра многих химических элементов в фантастических термодинамических условиях. Поэтому геохронологические, геохимические и геофизические проблемы наук о Земле, возникновение которых было кратко изложено выше, еще не исчерпывают значения атомно-ядерных процессов в рождении нашей планеты и ее развитии. Современная наука затрагивает наиболее глубокие свойства земного вещества, свойства атомов, атомных ядер и элементарных частиц. Сам процесс образования Земли мог быть связан с особыми космохимическими явлениями, приводящими к синтезу многочисленных ядер, в том числе и радиоактивных. Поэтому сейчас можно предполагать, что на заре развития нашей планеты в ее состав входили более многочисленные радиоактивные изотопы, аналоги тех, которые в настоящее время получаются искусственно на предприятиях атомной промышленности и имеют период полураспада 10^6 — 10^7 лет.

В настоящее время совершенно очевидно, что изучение ядерных свойств материи Земли, начавшееся первоначально с исследования ее естественной радиоактивности, приводит к определенной группе космогонических и космохимических представлений и сближается с кардинальными проблемами физики космоса и космохимии, с наиболее

глубокими идеями о мировом круговороте материи, связанной с эволюцией атомов химических элементов. Изучение радиоактивности Земли способствует возникновению нового мировоззрения, которое крайне необходимо в наше время для решения повседневных теоретических и практических задач человечества.

Радиоактивные превращения

Радиоактивность является прямым следствием неустойчивости атомов химических элементов и связана со свойствами атомных ядер, составом и природой действующих в них сил. Все типы атомного распада подчиняются статистическому закону, который гласит: **количество распавшихся атомов за единицу времени пропорционально первоначальному количеству атомов.** Обычно этот закон выражается формулой

$$N_0 = N_t\, e^{\lambda t},$$

где N_0 — первоначальное число атомов;
N_t — число атомов по истечении времени;
λ — постоянная радиоактивного распада;
e — основание натуральных логарифмов (e = = 2,718281...).

Постоянная или константа распада λ показывает, какая доля радиоактивных атомов из всего их числа распадается за единицу времени (год, сутки, часы, минуты, секунды).

Для лучшего представления о ходе радиоактивного распада вводят понятие о периоде полураспада T — промежутке времени, в течение которого любое количество радиоактивного вещества распадается наполовину. Связь между константой и периодом полураспада можно показать следующим образом:

$$T = \frac{ln2}{\lambda} = \frac{0{,}693}{\lambda} .$$

Если первоначальное число атомов было N, то по истечении времени T останется $1/2\ N$, после $2T$ — $1/4N$, после $3T$ — $1/8$ и т. д. Графически радиоактивный распад представлен на рисунке 23.

Темп радиоактивного распада не зависит от физико-химических явлений, господствующих в пределах нашей Земли. Атомный распад совершается с постоянной скоростью в течение всего геологического времени. Физически это вполне ясно. Атомные ядра радиоактивных и стабильных элементов представляют собой воистину неприступную крепость для физических усилий, которые преобразуют земную кору и определяют ход различных геологических процессов. Влияние космического излучения, идущего из мировых глубин, на атомную материю Земли крайне ничтожно.

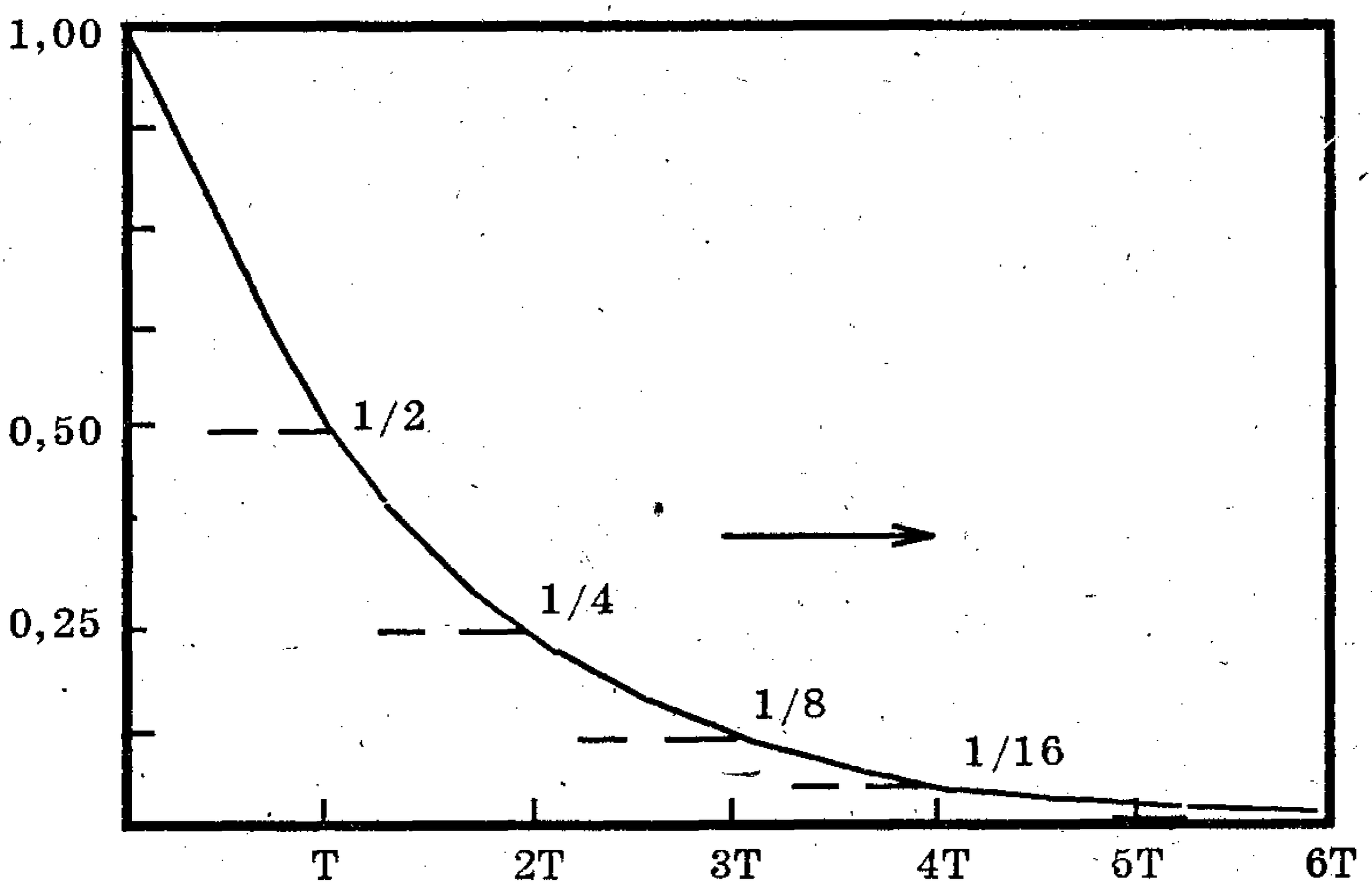


Рис. 23

Распад радиоактивного вещества по показательному закону

Радиоактивность и превращения атомов связаны с изменением состава ядер. В настоящее время известно 4 типа атомного распада, которые в той или иной степени зависят друг от друга и протекают в термодинамических условиях Земли самопроизвольно. Это β-распад, электронный К-захват, α-распад и осколочное деление тяжелых ядер.

1. Превращение атомов при β-распаде дается правилом сдвига: при β-распаде образуется новый элемент, который занимает в таблице Менделеева одну клетку вправо от родоначального β-активного элемента. β-активность атомных ядер можно рассматривать как распад одного ядерного нейтрона на протон и электрон (β-частицу):

$$n \rightarrow \overset{+}{p} + \overline{\beta}.$$

Свободный нейтрон также неустойчив и быстро распадается на протон и электрон. Очевидно, что β-распад присущ тем ядрам, которые содержат как бы избыточное количество нейтронов по сравнению с их нормальным стабильным содержанием. Атомные ядра устойчивы относительно β-распада только при строго определенном соотношении протонов и нейтронов (как это показано на рисунке 2). Если по соотношению нуклонов ядро находится влево от стабильной полосы, то произойдет β-распад, который будет совершаться до тех пор, пока ядро не войдет в стабильную полосу. Если же ядро находится вправо от нее, то в устойчивое состояние оно перейдет согласно распаду $= \overset{+}{p} \rightarrow \overline{e} + n$. Такое ядро будет $\overset{+}{\beta}$-активным, или точнее, позитронно радиоактивным. Следует заметить, что позитронная радиоактивность совершенно неизвестна у естественных радиоактивных элементов земной коры. Исходя из устойчивых нейтронно-протонных соотношений, нетрудно заключить, что β-распад свойствен тем изотопам, которые во время своего образования по каким-то причинам получили избыточное количество нейтронов. Путем β-распада

эти изотопы как бы избавляются от «лишних» нейтронов. Искусственным путем удалось получить β-активные изотопы для всех элементов таблицы Менделеева, но подавляющее их число обладает коротким периодом полураспада. Поэтому к настоящему времени в земной коре сохранились лишь те β-активные изотопы, у которых период полураспада соизмерим с возрастом Земли, либо превышает его. Распад этих изотопов можно изобразить в виде реакций, где у химических символов показаны массовые числа:

$$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ca + \beta;$$
$$^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr + \beta;$$
$$^{187}Re \rightarrow {}^{187}Os + \beta.$$

2. Явление К-захвата, как противоположное β-распаду, заключается в самопроизвольном поглощении электрона ядром с ближайшей к нему К-оболочки. В результате захвата электрона один ядерный протон нейтрализуется и превращается в нейтрон:

$$\overset{+}{p} + \overline{e} \rightarrow n.$$

Атомный номер (Z) уменьшается на единицу, и новый элемент займет в системе Менделеева на одну клетку влево. Среди естественных элементов всего три изотопа испытывают электронный захват: калий-40, лантан-138 и лютеций-176. Причем изотопы калия и лютеция одновременно испытывают β-распад, который у калия-40 проходит более ускоренным темпом, чем электронный захват. Единичный К-захват наблюдается лишь у изотопа лантана-138. Распад этих изотопов можно представить в следующем виде:

$$^{40}K + e \rightarrow {}^{40}Ar$$
$$^{40}K \rightarrow \beta + {}^{40}Ca;$$

$$^{138}\mathrm{La} + e \rightarrow {}^{138}\mathrm{Ba};$$

$$^{176}\mathrm{Lu} \begin{matrix} + e \rightarrow {}^{176}\mathrm{Ib} \\ \rightarrow \beta + {}^{176}\mathrm{Hf} \end{matrix}.$$

Следует указать на относительную редкость явлений К-захвата по сравнению с другими типами естественных атомно-ядерных превращений в земной коре. К-захват можно рассматривать, скорее, в качестве незначительной аномалии по сравнению с β и α-распадом.

3. α-распаду подвергаются наиболее тяжелые элементы последних рядов таблицы Менделеева. После α-распада порядковый номер изотопа уменьшается на 2, а массовое число на 4. Новый элемент займет место на две клетки влево по периодической системе. Примером α-распада может быть распад радия по схеме:

$$^{226}_{88}\mathrm{Ra} \rightarrow {}^{222}_{86}\mathrm{Rn} + {}^{4}_{2}\alpha.$$

Выделение энергии при α-распаде превышает энергию β-распада. Естественные α-радиоактивные изотопы приурочены к концу таблицы Менделеева и составляют радиоактивные ряды.

4. Спонтанное осколочное деление тяжелых атомов заключается в их раскалывании на два осколка, которые с огромной скоростью разлетаются в разные стороны. Массы осколков соответствуют изотопам средней части периодической системы, примерно от галлия ($Z = 31$) до гадолиния ($Z = 64$). Хотя спонтанное деление тяжелых ядер протекает медленно, оно дает разнообразные продукты. Все первоначальные продукты деления обладают избытком нейтронов и освобождаются от них β-распадом. При делении выбрасывается также 2 — 3 свободных нейтрона. Один из актов деления выглядит следующим образом:

$$
U \begin{cases} \xrightarrow{\beta} La \xrightarrow{\beta} Ce \xrightarrow{\beta} Pr \xrightarrow{\beta} Nd \xrightarrow{\beta} 61 \xrightarrow{\beta} Sm \\ \rightarrow n \\ \rightarrow n \\ \xrightarrow{\beta} Br \xrightarrow{\beta} Kr \xrightarrow{\beta} Rb \xrightarrow{\beta} Sr \end{cases}.
$$

β-радиоактивность первоначальных продуктов деления наводит на мысль, что некоторые одиночные естественные β-изотопы могли образоваться как продукты деления сверхтяжелых ядер трансурановых элементов. Пропорция продуктов деления урана и трансурановых элементов примерно одинакова, хотя тяжелые трансураниды дают более тяжелые осколки.

Радиоактивные семейства

Тяжелые альфа-радиоактивные изотопы группируются в четыре радиоактивных ряда, распад которых происходит следующим образом:

Ряд		Тип изотопов
тория	$^{232}Th \rightarrow 6He + {}^{208}Pb$	4n;
нептуния	$^{237}Np \rightarrow 7He + {}^{209}Bi$	4n + 1;
урана	$^{238}U \rightarrow 8He + {}^{206}Pb$	4n + 2;
актиноурана	$^{235}U \rightarrow 7He + {}^{107}Pb$	4n + 3.

Ряды или семейства тория, урана и актиноурана присутствуют в земном веществе. Нептуниевый ряд получен искусственно, но не исключена возможность, что он существовал на ранних этапах развития Земли.

Радиоактивные ряды представляют собой 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, ко-

торые в то же время обладают максимальными периодами полураспада.

В качестве примера рассмотрим распад ториевого ряда, который представлен на рисунке 24.

Родоначальник ряда — торий-232 путем α-распада превращается в изотоп радий-228, который обозначается как мезоторий MzTh. Затем следует серия превращений α и β и распад ряда оканчивается на стабильном изотопе свинца (свинец-208) ThD. Подобным образом совершается распад и других радиоактивных рядов, который представлен на рисунках 25, 26, 27.

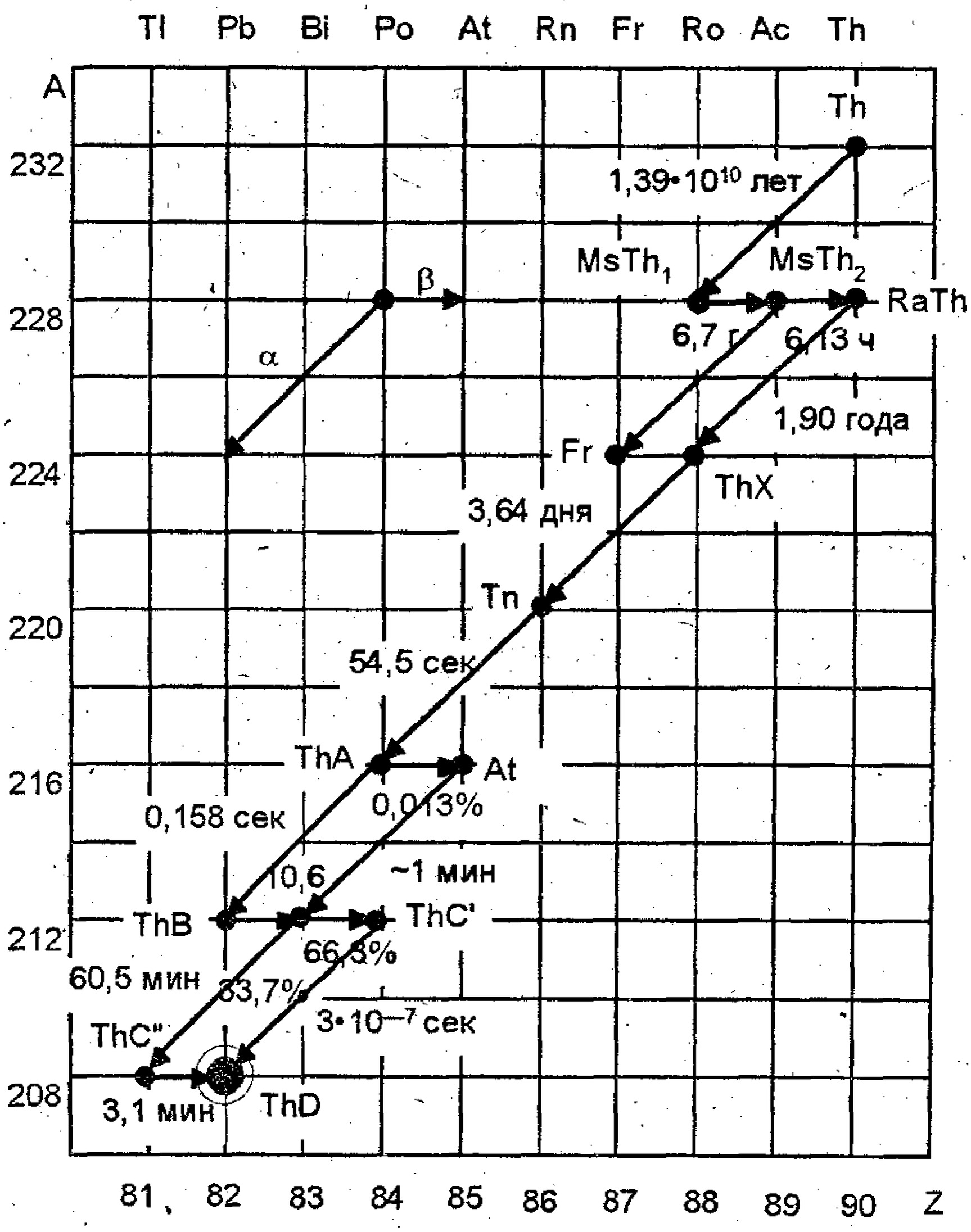


Рис. 24
Радиоактивный ряд тория

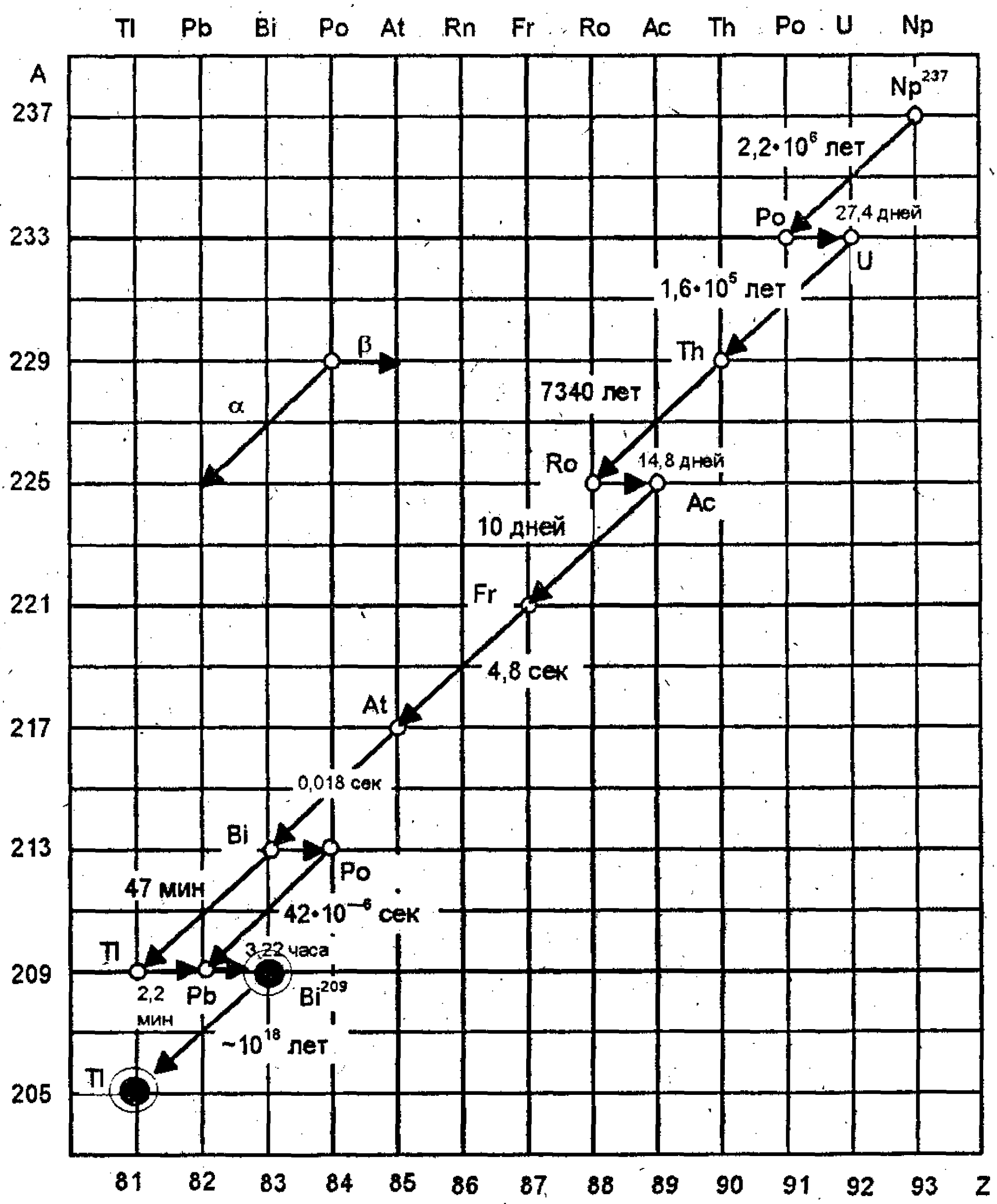


Рис. 25
Радиоактивный ряд нептуния

Если распад ряда происходит в течение длительного времени в замкнутой системе, не подвергаясь внешним физико-химическим воздействиям, то между радиоактивными изотопами устанавливается постоянное соотношение. Такое состояние называется радиоактивным равновесием и требует, чтобы содержание каждого члена ряда удовлетворяло равенствам:

$$\lambda_1 U = \lambda_2 U_{X_1} = \lambda_3 U_{X_2} = \ldots = \lambda_n Ra = \ldots$$

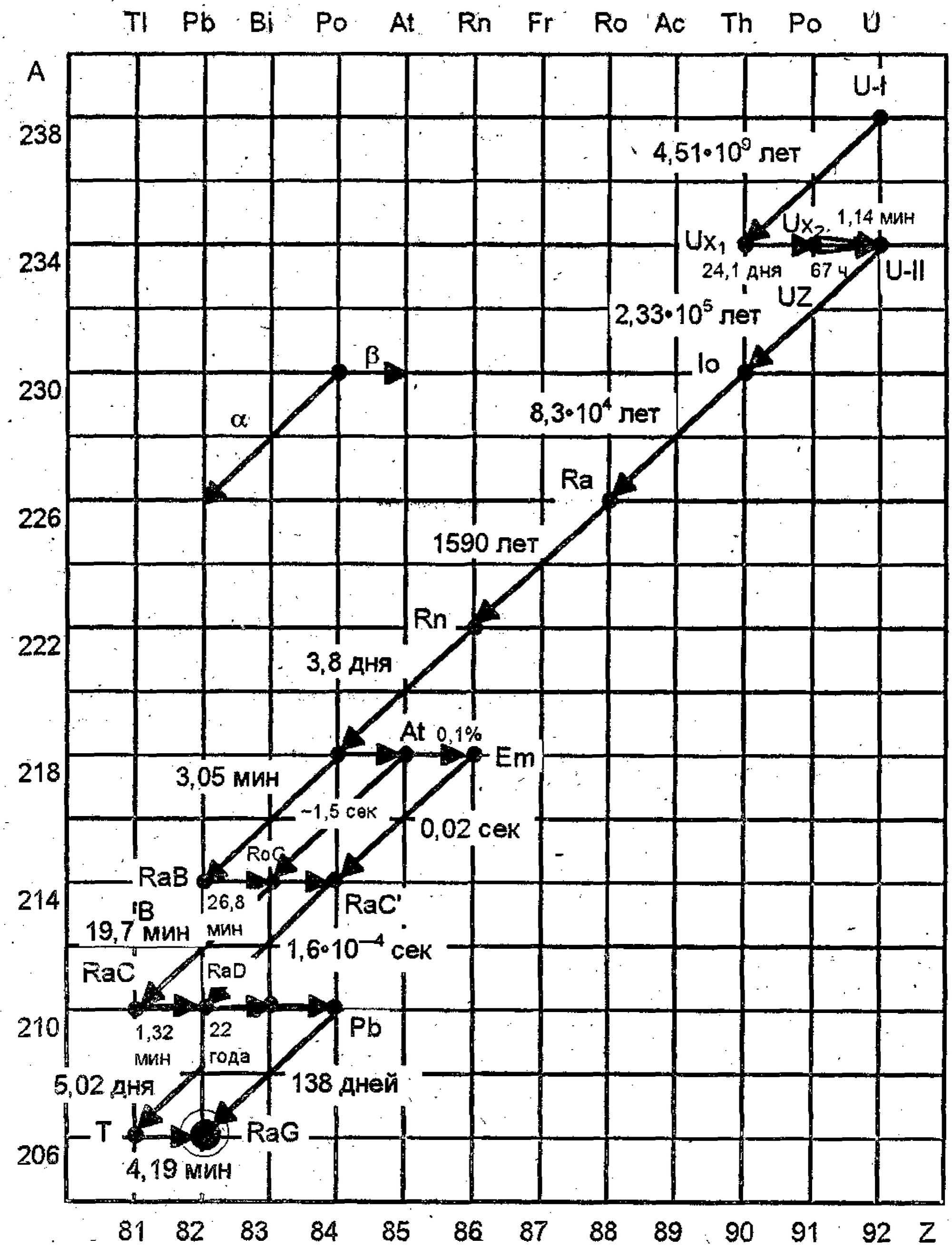


Рис. 26

Радиоактивный ряд урана — радия

или

$$\frac{U}{T_1} = \frac{Ux_1}{T_2} = \frac{Ux_2}{T_3} = \ldots = \frac{Ra}{T_n} = \ldots$$

В состоянии радиоактивного равновесия в

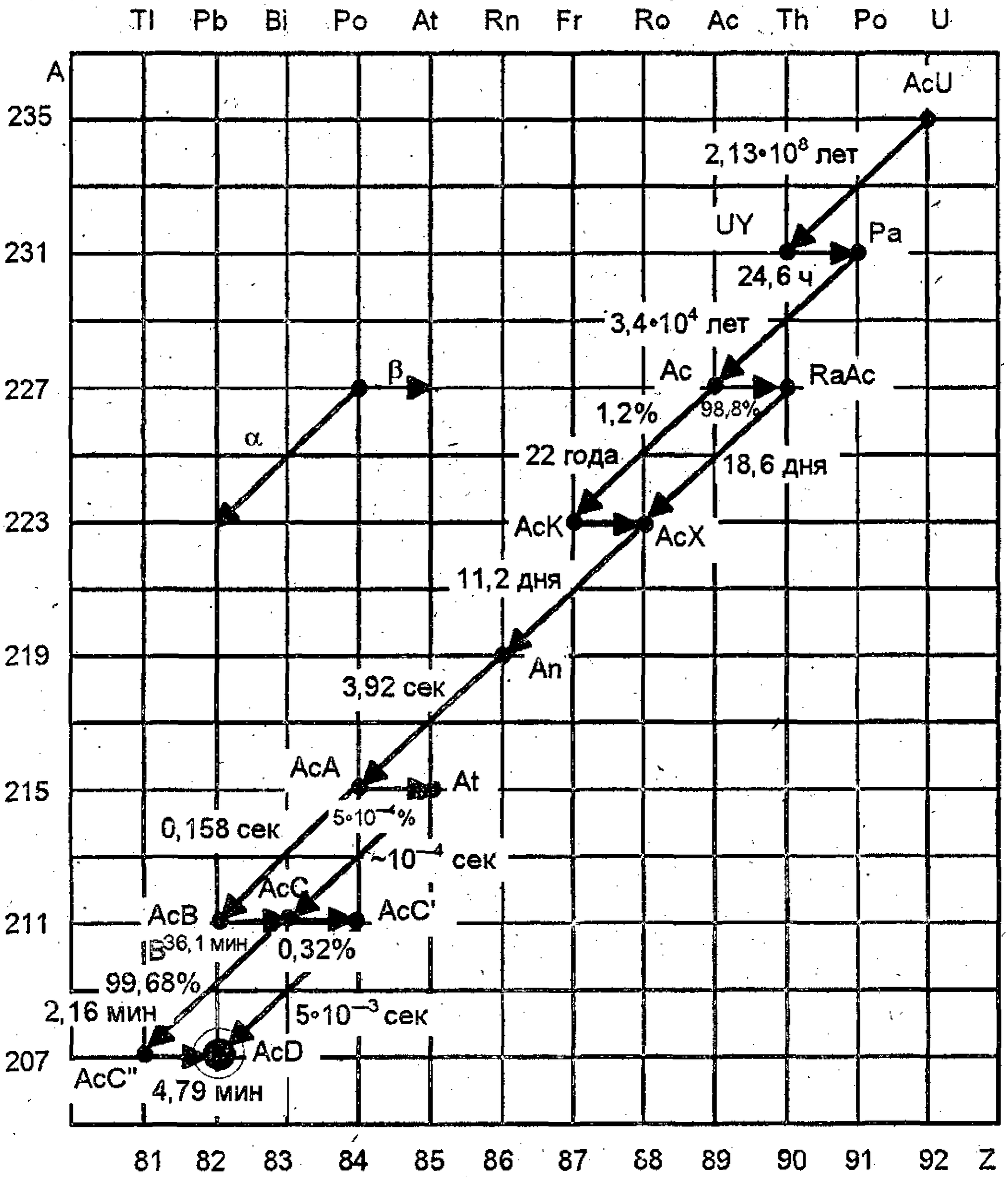


Рис. 27
Радиоактивный ряд актиноурана

ряду урана устанавливается соотношение $Ra/U = 3{,}4 \cdot 10^{-7}$. Радиоактивное равновесие позволяет определять содержание урана и тория по равновесию с ними радона и торона, которые являются промежуточными продуктами распада. Радон и торон представляют собой тяжелые инертные газы и относительно легко извлекаются из горных пород и растворов. В природной обстановке биосферы Земли радиоактивное равновесие в радиоактивных рядах нарушается в связи с миграцией радиоэлементов, что имеет

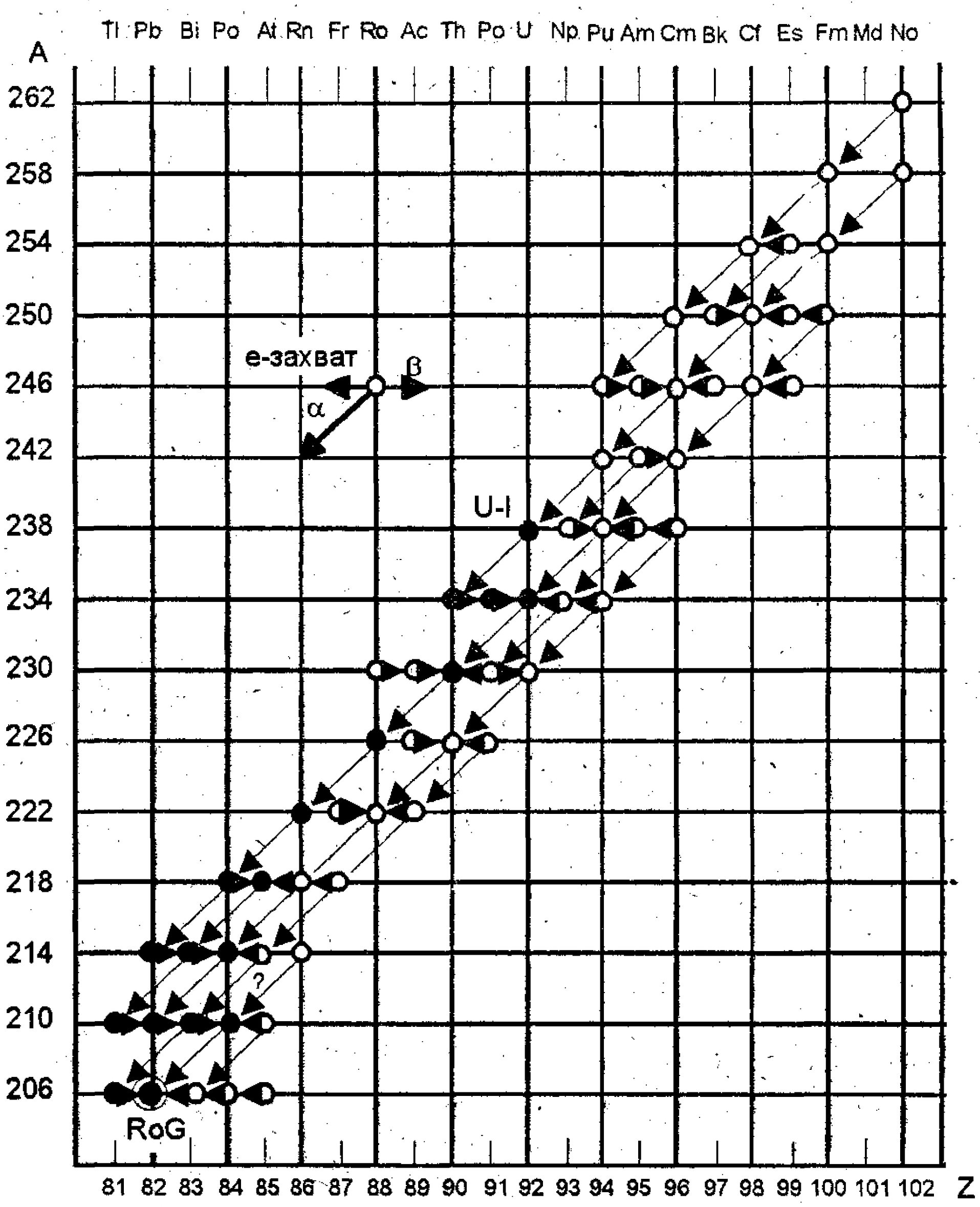


Рис. 28
Распад изотопов семейства урана

место особенно часто в коре выветривания, почвах, в водах Мирового океана. Лишь в массивных кристаллических породах радиоактивное равновесие сохраняется.

В настоящее время удалось получить новые тяжелые изотопы и изотопы трансурановых элементов. Все они оказываются неустойчивыми и своим α и β-распадом подключаются в основные ряды урана и тория и др.

Поскольку количество этих изотопов превышает уже число естественных (при значениях А боль-

ше 209), то следует считать, что основные радиоактивные ряды составляют лишь часть более многочисленного набора изотопов, которые образуют радиоактивные семейства в широком смысле слова. В зависимости от типа строения, все радиоактивные семейства можно разделить аналогично рядам — на 4n, 4n + 1, 4n + 2, 4n + 3.

Таким образом, под радиоактивным семейством следует понимать всю совокупность неустойчивых изотопов, обладающих одинаковым типом строения и оканчивающих свой распад на одном из устойчивых изотопов свинца-208, висмута-209, свинца-206 и свинца-207. Взаимоотношение изотопов уранового семейства (правда, его еще нельзя считать полным) изображено на рисунке 28.

Действие излучений радиоактивных веществ

Вылетающие при радиоактивном распаде α-, β-частицы, γ-лучи оказывают воздействие на внешнюю среду. Они ионизируют среду (т. е. делают способной проводить электричество), производят окрашивание предметов, вызывают химические реакции, почернение фотопластинки, нагревают среду и, наконец, при столкновении с другими ядрами определяют некоторые типы ядерных реакций.

Лучше всего изучено ионизирующее действие радиоактивных излучений, поскольку по ионизации определяют содержание радиоактивных веществ в пробах. Основные приборы, с помощью которых измеряют радиоактивность — это ионизационные камеры и счетчики заряженных частиц и γ-квантов. Счетчики позволяют обнаружить полет отдельных ядерных частиц и поэтому представляют собой наиболее чувствительные приборы. Конструкции ионизационных камер и счетчиков весьма разнообразны и зависят от характера и целей исследования.

Наибольшей ионизирующей способностью обладают α-лучи. Если ряд урана находится в радиоактивном равновесии, то 98% возникающих в воздухе ионов определяется действием α-частиц. По пути своего пробега, который колеблется от 2 до 8 см в воздухе при нормальном атмосферном давлении, α-частицы сталкиваются с атомами и молекулами газов, вырывают у них электроны, тем самым производя ионизацию. Максимальное число ионов образуется в конце пробега α-частицы.

Действие α-частиц удается наблюдать в некоторых минералах. В слюдах, роговых обманках, флюорите образуются плеохроические дворики (гало и ореолы) в результате того, что α-частицы, разлетаясь радиально от микровключения радиоактивного вещества, в конце своего пробега производят максимальное физико-химическое действие, подобное ионизации, вызывая кольцо сплошного потемнения. Вероятно, наблюдаемое потемнение связано с разложением конституционной воды в минералах, выделением кислорода и последующим окислением закисного железа в окисное:

$$2H_2O \rightarrow 2H_2 + O_2;$$
$$4FeO + O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3.$$

Но поскольку плеохроические ореолы обнаружены и в плавиковом шпате (CaF_2), то в этом случае можно допустить, что α-частицы освобождают кальций и образуются его коллоидные стяжения. По аналогии с фотографическими процесами изучавший плеохроические дворики Дж. Джоли предложил различать ореолы: эмбриональные, нормальные и передержанные. Эмбриональные ореолы выражены весьма слабо и состоят из едва заметных тусклых колец; нормальные отличаются хорошим и четким развитием колец потемнения, радиусы которых равны длине пробега α-частицы в данном минерале; передержанные представляют сплошные кружки потемнения, лишенные четких

колец. Согласно расчетам, для развития отчетливого ореола в его центральной части необходимо иметь лишь 10^{-11} г урана. Благодаря точным фотометрическим измерениям удалось отождествить отдельные кольца плеохроических двориков со всеми известными α-излучателями рядов урана, тория и актиноурана.

Наиболее часто встречаются ториевые, урановые и смешанные ториево-урановые дворики. Существуют еще особые типы двориков, образование которых связано с действием наименее долговечных радиоактивных изотопов, занесенных в минерал растворами.

При распаде радиоактивных веществ выделяется тепло за счет энергии всех типов излучений. Определение количества радиогенного тепла можно производить теоретически и экспериментально. Результаты того и другого метода совпадают довольно хорошо. При одном акте распада выделяется кинетическая энергия

$$E = \frac{mV^2}{2} + \frac{Mv^2}{2},$$

где m — масса ядерной частицы (α-частицы); V — ее первоначальная скорость; M — масса ядра отдачи и v — его скорость. Поскольку действие равно противодействию, то $mV = Mv$, откуда

$$E = \frac{mV^2}{2}\left(2 + \frac{m}{M}\right).$$

Для выражения энергии в темповых единицах необходимо ввести коэффициент пропорциональности k. Если распадается N атомов и выделяется N ядерных частиц, то тепловая энергия будет:

$$Q = \frac{NkmV^2}{2}\left(1 + \frac{m}{M}\right).$$

Один грамм радия в равновесии с продуктами распада выделяет 140 калорий в час. Энергия распада распределяется между α, β и γ-лучами неравномерно. В ряду радия — урана 89% тепловой энергии приходится на долю α-частиц, 4% на долю β-частиц и 6,5% приходится на долю γ-лучей.

Примерно такое же соотношение выдерживается и для других радиоактивных рядов. Согласно современным данным, основные естественные радиоактивные элементы в равновесии с продуктами распада выделяют следующие количества энергии:

	МэВ/атом	Дж/год
^{238}U	47,4	2,97
^{235}U	45,2	17,0
U (общий)	—	3,06
^{232}Th	39,8	0,84
^{40}K	0,71	0,92
K (общий)	—	$113 \cdot 10^{-6}$.

Радиоактивность Земли в настоящем и прошлом

Радиоактивность относится к важнейшим свойствам нашей планеты, к коренным и глубоким свойствам ее вещества. При решении столь важной проблемы, как происхождение и эволюция Земли, мы должны учитывать свойства радиоактивности планеты. Как самопроизвольный распад неустойчивых атомов, радиоактивность отражает историю вещества Земли в далеком космическом прошлом, когда происходило образование различных атомов химических элементов, как устойчивых, так и неустойчивых.

Во всех доступных оболочках Земли — литосфере, гидросфере, атмосфере и живом веществе —

Таблица 18

Первичные радиоактивные изотопы Земли

Изотоп	Тип распада	T период полурас-пада, лет	Распрост-ранен-ность, %	Стабильный продукт распада
^{238}U	α	$4{,}51 \cdot 10^{9}$	99,28	^{206}Pb, ^{4}He
^{235}U	α	$7{,}13 \cdot 10^{8}$	0,72	^{207}Pb, ^{4}He
^{232}Th	α	$1{,}39 \cdot 10^{10}$	100	^{208}Pb, ^{4}He
^{40}K	β, K	$1{,}27 \cdot 10^{9}$	0,012	^{40}Ca, ^{40}Ar
^{50}V	β, K	$6 \cdot 10^{15}$	0,24	^{50}Cr, ^{50}Ti
^{87}Rb	β	$4{,}89 \cdot 10^{10}$	27,8	^{87}Sr
^{115}In	β	$5 \cdot 10^{14}$	95,7	^{115}Sn
^{123}Te	K	$1{,}2 \cdot 10^{13}$	0,87	^{123}Sb
^{138}La	K, β	$1{,}1 \cdot 10^{11}$	0.089	^{138}Ba, ^{138}Ce
^{142}Ce	α	$5 \cdot 10^{15}$	11,07	^{138}Ba
^{144}Nd	α	$2{,}4 \cdot 10^{15}$	23,85	^{140}Ce
^{147}Sm	α	$1{,}06 \cdot 10^{11}$	14,97	^{143}Nd
^{152}Gd	α	$1{,}1 \cdot 10^{14}$	0,2	^{148}Sm
^{176}Lu	β	$3 \cdot 10^{10}$	2,59	^{176}Hf
^{174}Hf	α	$2 \cdot 10^{15}$	0,18	^{170}Yb
^{187}Re	β	$6 \cdot 10^{10}$	62,9	^{187}Os

присутствуют радиоактивные элементы. В зависимости от происхождения, они могут быть подразделены на *первичные* и *вторичные*. К первичным относятся те, которые были унаследованы Землей в далекие периоды ее образования от древних космических систем, в которых происходил естественный синтез атомных ядер. К вторичным относятся те, которые возникают в настоящее время в результате определенных естественных процессов. Первым из них является порождение недолговечных изотопов как членов радиоактивных рядов от распада родоначальных изотопов урана и тория (радий, франций, радон, полоний, астатин). Второй процесс — это воздействие космических лучей

на вещество биосферы планеты. Возникающие при этом нейтроны легко реагируют с ядрами атомов атмосферных газов, в результате чего возникают в крайне мизерных количествах космогенные радиоактивные изотопы, как изотоп радиоуглерода ^{14}C. Он используется для определения возраста самых молодых углеродистых образований.

Рассматривая радиоактивность Земли и ее оболочек, мы остановимся преимущественно на главных радиоактивных элементах — уране, тории и калии, ибо радиоактивность остальных элементов очень слаба и вызывает мизерный эффект в отношении выделения тепла и радиационных изменений.

По геохимическим свойствам уран и торий относятся к типичным литофильным (оксифильным) элементам, образующим устойчивые соединения с кислородом. Уран встречается в природе в формах U^{4+} и U^{6+}. При высоких температурах четырехвалентный уран дает широкие изоморфные смеси с торием, редкими землями (TR), цирконием и кальцием. Высокая подвижность и легкая гидролизуемость урана в поверхностных условиях земной коры приводят к возникновению многочисленных сложных урановых минералов, в которых он находится в четырех-, шестивалентной, а также совместно четырех- и шестивалентных формах. Всего известно около 200 минеральных видов и разновидностей, в состав которых уран входит как основной компонент или в виде существенной примеси. В противоположность урану, торий образует ограниченное число собственных минеральных видов (свыше 12), но широко замещает уран во многих урановых минералах. Характерная особенность минералов урана — их принадлежность исключительно к кислородным соединениям. Они представлены либо простыми окислами и солями кислородных кислот, либо сложными соединениями урана с другими элементами (танталониобатами, торосиликатами).

При радиоактивном распаде выделяется тепловая энергия. Следовательно, в системе вещества с присутствием радиоактивных элементов происходит непрерывное выделение тепла, повышающее температуру данного тела. Таким телом и является наша Земля как в целом, так и в отдельных частях. Наиболее радиоактивна алюмосиликатная кора Земли, и значительно в меньшей степени радиоактивна мантия.

Радиоактивность Земли и некоторых планет земной группы в целом можно оценить с определенным приближением. В настоящее время приближенные величины радиоактивности оболочек Земли можно подсчитать, основываясь на данных по радиоактивности земной коры и данных по метеоритам. Из всех оболочек Земли радиоактивность коры определялась наиболее часто. Радиоактивность мантии Земли оценивают на основании аналогии с радиоактивностью каменных метеоритов, преимущественно хондритов. Радиоактивность ядра Земли приравнивают к радиоактивности железных метеоритов. Некоторые средние значения содержания радиоактивных элементов в веществе Земли оценивались различными авторами так, как это показано в таблице 19.

Совершенно очевидны большие расхождения в оценках радиоактивности вещества Земли. Однако у нас пока нет объективных критериев для выбора того или другого варианта. Несомненно, что величины А. Поланьского явно завышены.

Земля путем теплопроводности и излучения непрерывно теряет свое тепло в мировое пространство. В настоящее время геотермическими измерениями с разной густотой покрыта вся поверхность земного шара, включая дно океанов. Отсюда следует, что континентальные и океанические сегменты должны в среднем содержать равное количество рассеянных радиоактивных элементов на одну квадратную единицу (в пределах от поверхности до центра планеты). Однако в области океанов радиоактивные эле-

Таблица 19

Средняя концентрация радиоактивных элементов в веществе Земли по разным оценкам

Год	Автор радиоактивной модели Земли	Уран 10^{-6} г/г	Торий 10^{-6} г/г	Калий 10^{-3} г/г
1948	А. Поланьский	28,00	73,00	1,30
1952	Е. Любимова			
	вариант А	0,93	2,80	1,50
	вариант Б	10,00	30,00	1,50
1954	Г. Войткевич	3,90	14,50	0,30
1955	Б. Левин	5,00	20,00	0,90
1956	Г. Юри	1,13	3,80	0,823
1964	Г. Вассербург и др.	2,255	8,344	0,2256
1968	Д. Шоу:			
	хондритовая модель	1,10	4,00	0,83
	углистохондритовая	2,29	6,47	0,42
	ахондритовая	5,00	20,00	0,35

менты сосредоточены глубоко и находятся в рассеянном состоянии. Основываясь на данных о тепловых потоках, термических свойствах горных пород и радиоактивности, Макдональд рассчитал глубинное распределение температур под океанами и под материками. Результаты расчетов этого автора графически представлены на рисунке 29. Оказалось, что температуры под океанами в мантии превышают температуры под континентами до глубины 700 км.

Глубинный энергетический баланс нашей планеты определяется тепловым режимом, который, с одной стороны, выражается расходом тепла, с другой стороны — его генерацией от внутренних источников, из которых наиболее значительным является радиоактивность.

Земля теряет свое глубинное тепло главным образом путем теплопроводности с последующим радиационным рассеянием в космическое пространство. Вулканическая активность и выделения тер-

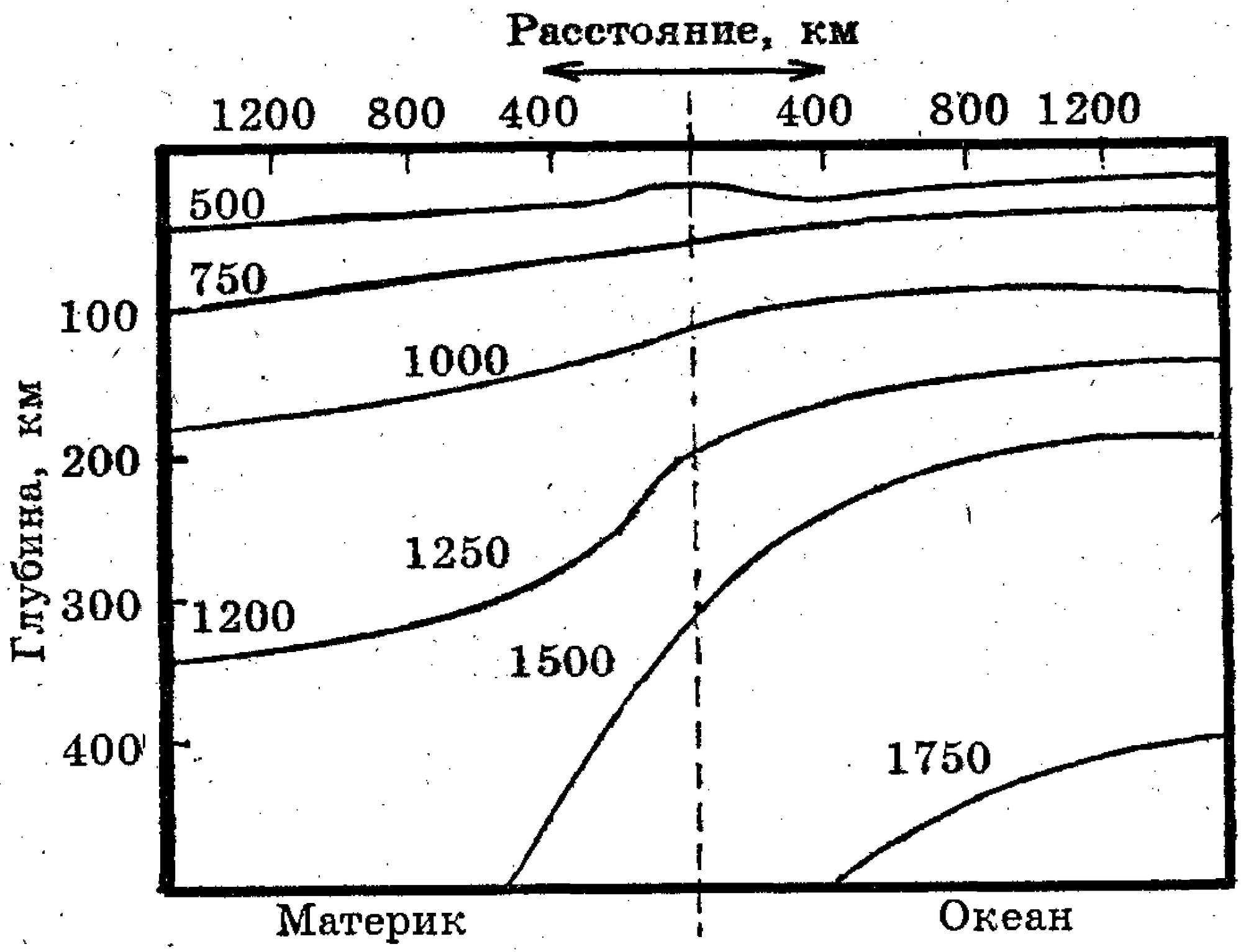


Рис. 29
Распределение температур под материками и океанами

мальных вод играют в планетарной потере тепла подчиненную роль, хотя в последнее время выявлены дополнительные потери тепла, связанные с подводной вулканической деятельностью.

Вычисление тепловых потоков из недр планеты производится путем измерения геотермического градиента в скважинах и коэффициента теплопроводности горных пород, пройденных скважиной. Геотермический градиент изменяется в пределах 10 — 40 °С/км. Значения тепловых потоков изменяются в пределах от $38 \cdot 10^{-6}$ до $0{,}04 \cdot 10^{-6}$ Дж/см^{2}с. Среднее значение для всей Земли на основании многочисленных геотермических измерений составляют $30{,}6 \cdot 10^{12}$ Дж/с или $9{,}5 \cdot 10^{20}$ Дж/год.

Для того, чтобы выяснить тепловой баланс нашей планеты, нужно сравнить указанную выше потерю тепла с теми значениями его генерации, которые присущи концентрациям радиоактивных элементов, указанным в таблице 19. Некоторые

авторы дают усредненную величину теплового потока Земли $7,9 \pm 0,4 \cdot 10^{20}$ Джоулей в год. Величины радиогенного тепла Земли представлены в таблице 20.

При сравнении данных таблицы 20 с величиной потери тепла Землей $(9,5 — 7,9) \cdot 10^{20}$ Джоулей в год, можно видеть, что ежегодно Земля теряет меньше тепла, чем производит радиоактивная Земля при самой минимальной оценке генерации $9,6 \cdot 10^{20}$ Джоулей в год. Отсюда нетрудно прийти к выводу, что радиоактивность играет ведущую роль в современном тепловом балансе нашей планеты и выступает как мощный энергетический фактор, способный повышать температуру ее недр.

Такое заключение не является чем-то новым и неожиданным. Оно естественно вытекало из пер-

Таблица 20

Радиогенное тепло Земли

Автор радиоактивной модели Земли	$K/U \cdot 10^4$	Выделение тепла радиоэлементами 10^{-8} Дж/год. г				Для всей Земли 10^{20} Дж/год
		Уран	Торий	Калий	Всего	
Е. А. Любимова						
вариант А	16,1	2,85	2,34	16,74	21,93	13,0
вариант Б	1,5	30,56	25,11	16,74	72,41	43,5
Г. В. Войткевич	0,77	11,92	12,13	3,77	37,82	16,8
Б. Ю. Левин	1,8	15,29	16,74	10,04	42,01	25,1
Г. Юри	7,28	3,43	3,18	9,2	15,81	9,6
Г. Вассербург	1,0	7,93	6,99	2,51	17,43	10,5
Д. Шоу						
хондритовая модель	7,5	3,35	3,35	9,25	15,95	9,6
углисто-хондритовая	1,8	7,28	5,39	4,6	17,27	10,2
ахондритовая	0,7	15,29	16,74	3,85	35,88	21,6

вых определений радиоактивности земного материала, проведенных Р. Стреттом и Дж. Джоли еще в начале XX века, и наиболее ярко выражено в словах В. И. Вернадского, который писал: «...количество создаваемой радиоактивным процессом тепловой энергии не только достаточно для того, чтобы объяснить потерю Землею тепла и все динамические и морфогеологические воздействия внутренней энергии планеты и на ее поверхность — земную кору, но и для того, чтобы поднять ее температуру».

Однако в далеком геологическом прошлом радиоактивность Земли была выше, чем сейчас. Исходя из известной скорости распада, в частности выражаемой периодом полураспада, нетрудно подсчитать, какое количество данного радиоактивного изотопа было в прошлом по отношению к современному его содержанию. Так, 4,5 млрд лет тому назад урана-238 на Земле было в 2 раза больше, чем сейчас, и он соответственно выделял в 2 раза больше энергии. Общее количество выделяемого в прошлом радиогенного тепла графически изображено на рисунке 30, для одной из моделей радиоактивной Земли. Повышенное выделение радиогенной энергии в прошлом определялось главным образом калием-40 и актиноураном-235, которые распадаются с большей скоростью, чем уран-238 и торий-232. Зная константы распада калия и актиноурана, можно легко подсчитать, что 3 млрд лет тому назад калий-40 выделял в 5,3 раза, а уран-235 в 18 раз больше радиогенного тепла, чем в современную эпоху.

Отсюда следует неизбежный вывод о том, что радиоактивность в прошлом играла большую роль в тепловом режиме нашей планеты, чем в современную эпоху. Поскольку радиоактивность обнаружена во всех изученных телах Солнечной системы, то этот вывод можно расширить: радиоактивность материала Солнечной системы в эпоху ее образования была значительно больше, чем сейчас. Однако в составе

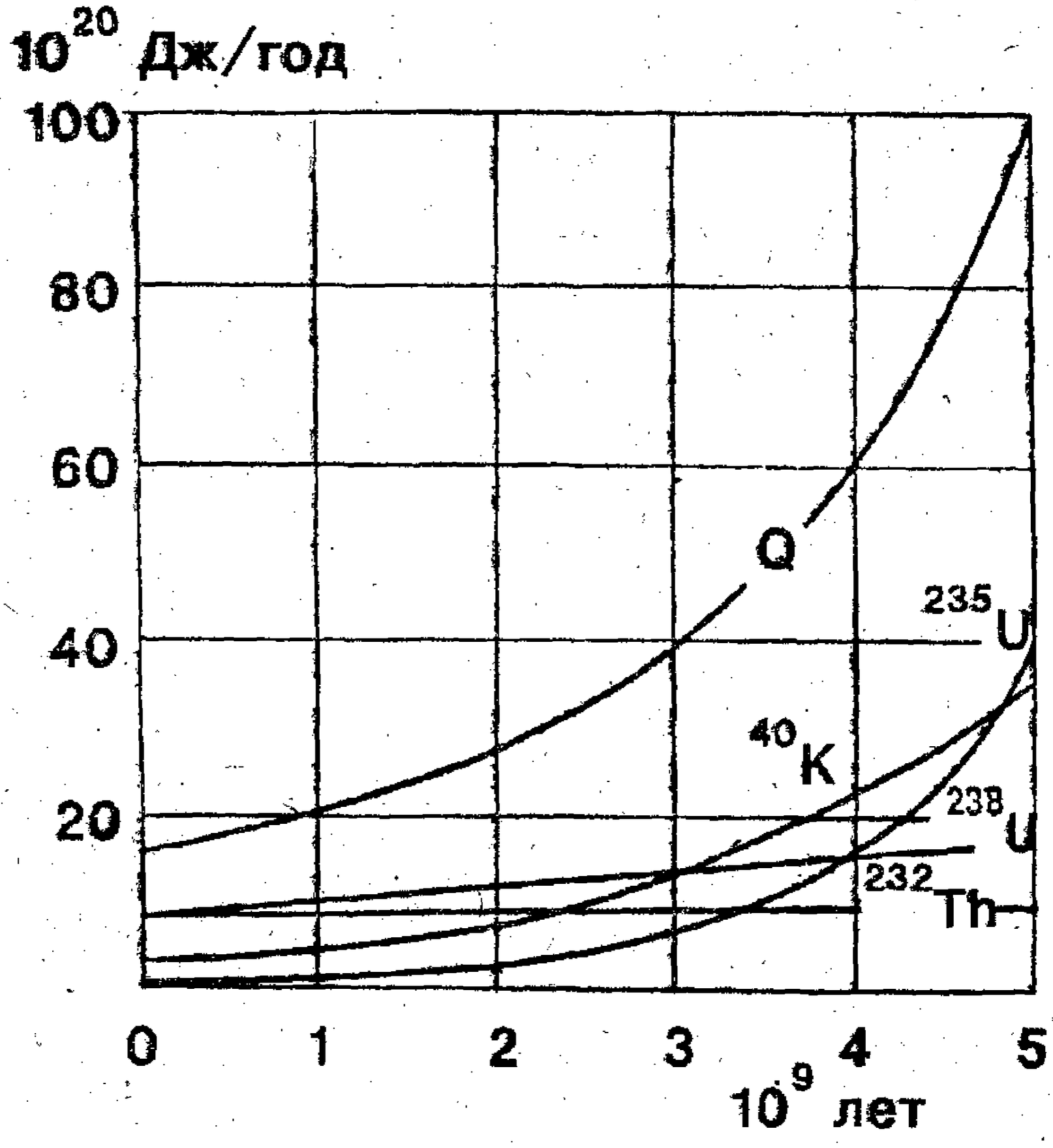


Рис. 30

Выделение тепла радиоактивными изотопами в прошлом Земли. По оси ординат величины радиогенного тепла

новорожденной Земли присутствовали относительно недолговечные радиоактивные изотопы с периодом полураспада 10^6 — 10^8 лет. Они возникли в эпоху ядерного синтеза тяжелых элементов и вошли в состав молодых тел Солнечной системы.

К наиболее долгоживущим изотопам трансурановых элементов относятся ^{244}Pu и ^{247}Cm. Именно они продлили свое существование до начала образования Земли и эпохи дифференциации планетного материала. Какое-то мизерное количество этих изотопов могло сохраниться до настоящего времени.

В настоящее время также вероятно предположение о том, что на заре существования твердых тел Солнечной системы, присутствовали также

сверхтяжелые трансурановые ядра, пока еще не полученные искусственно.

Согласно теоретическим расчетам, большинство изотопов в пределах $Z = 106 — 116$ в области $N = 184$ обладают неожиданно большими периодами распада как по отношению к спонтанному осколочному делению, так и α-распаду. Они образуют как бы «архипелаг» устойчивости на нейтронно-протонной диаграмме.

Изучение треков в некоторых лунных породах и метеоритах показало, что многие из них имеют длину свыше 20 мк, что характерно для осколков деления сверхтяжелых элементов. Обнаружены также особые изотопные аномалии ксенона, указывающие, что они могли возникнуть как отражение осколочного деления сверхтяжелых трансурановых элементов в пределах $Z = 112 — 116$.

Из сказанного следует, что химическая история Земли и других тел Солнечной системы связана не только с распадом ныне сохранившихся радиоактивных изотопов ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th, ^{40}K, но и с вымершими радиоактивными изотопами. Большая часть этих изотопов распалась в эпоху звездного синтеза атомных ядер, и только незначительная их доля дожила до эпохи формирования нашей Солнечной системы.

В связи с изложенным сейчас важно подчеркнуть возможность того, что присутствие в составе молодой Земли даже незначительных количеств быстро вымирающих радиоактивных изотопов могли быть важной причиной ее внутреннего радиоактивного нагрева, наряду с изотопами урана, тория и калия, о которых мы знаем более конкретно и которые имеют длительные периоды распада. Для иллюстрации приведем сравнение выделения удельной энергии распада ^{238}U с энергией распада некоторых вымерших изотопов:

1 г ^{238}U выделяет в год 2,97 Джоулей тепла;
1 г ^{244}Pu выделяет в год 58,06 Джоулей тепла;

1 г ^{247}Cm выделяет в год 279,5 Джоулей тепла;
1 г ^{129}J выделяет в год 3,82 Джоулей тепла.

Приведенные величины позволяют говорить о том, что если бы в молодой Земле концентрация ^{244}Pu, ^{247}Cm, ^{129}J, вместе взятых, была бы на два порядка ниже концентрации урана, то и в этом случае атомная энергия их распада была бы соизмерима с энергией распада самого урана.

К сожалению, пока мы еще не можем вычислить первоначальное содержание вымерших изотопов в материале молодой Земли. Также мы не можем игнорировать возможность присутствия еще и других радиоактивных изотопов с периодами полураспада свыше 10^7 лет, неизбежно возникших в обстановке ядерного синтеза.

Данные по радиоактивности, рассмотренные выше в очень краткой форме, позволяют прийти к некоторым выводам, имеющим космогоническое и геохимическое значение.

1. Радиоактивность Земли — важный источник ее внутреннего тепла и может вызвать плавление вещества в недрах.

2. Относительно высокая радиоактивность ранней Земли способствовала повышению ее температуры, плавлению материала и была одним из ведущих факторов химической дифференциации вещества планеты.

3. Изотопы наиболее долгоживущих радиоактивных элементов, включая трансурановые (^{244}Pu, ^{247}Cm, $Z = 112 - 116$?), существовали некоторое время в истории Солнечной системы, и вещество, из которого она возникла, было сильно радиоактивным.

4. Современная радиоактивность Земли и всех изученных тел Солнечной системы является закономерным следствием ядерной эволюции вещества в звездных условиях. Процессы построения тяжелых атомных ядер завершились в основном незадолго до образования планет.

Глава VII Возраст Земли

Свет имеет великую древность.
М. В. Ломоносов

... Оценка времени, которая лежит по существу в основе геологии как науки исторической, в сущности, намечается только в методах современных геохимических и радиологических идей.
А. Е. Ферсман, 1932

Развитие представлений о длительности геологического времени

Возраст различных геологических образований — пластов горных пород и месторождений полезных ископаемых — 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 ограниченному 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 был сотворен за 6 дней. Но относительно возраста мира прямых сведений в Библии нет. Различные толкования библейских текстов предприняли 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 5351 год, а архиепископ Иероним — в 3941 год. Венцом подобного рода расчетов, несомненно, являются вычисления ирландского архиепископа Юшера, который в 1654 г. пришел к выводу, что мир был создан за 4004 года до рождения Христова 26 октября в 9 часов утра...

Впрочем, под влиянием Священного писания находился знаменитый И. Ньютон (1643 — 1727), с именем которого связана целая эпоха в механике и физике. На основании библейских текстов он вычислил, что Земля существует 6030 лет. В конце своей жизни И. 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 основании естественных процессов была сделана учеником и современником И. 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 снега 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 подсчитать возраст океана, естественно допуская, что в эпоху его образования вода была в нем пресной. Предположив, что океан возник одновременно с Землей,

Э. Галлей вычислил таким образом возраст Земли — свыше 10 тыс. лет, который заметно превышал библейское летосчисление. Однако во времена Э. Галлея совершенно не были известны точные данные о количестве вод, ежегодно поступающих в океан, и об их химическом составе. Поэтому понятно, что первые расчеты Э. Галлея оказались ошибочными. Основным недостатком метода является отсутствие доказательств того, что во все эпохи былого существования Земли количество воды, ежегодно привносящее растворенную соль, и количество такой соли оставались постоянными. В начале XX в. Дж. Джоли и другие исследователи использовали метод Галлея. По их расчетам, возраст океана находится в пределах 350 — 90 млн лет.

Весьма любопытной была попытка оценить возраст Земли по скорости ее остывания. Эта попытка 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 добела каменные пушечные ядра, затем выставляли их в открытое пространство и отмечали время остывания ядер до температуры окружающей среды. Опыт строился на предположении, что Земли 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). В 1779 г. он опубликовал большое сочинение под названием «Эпохи природы», историю Земли Бюффон подразделил на семь эпох, общей продолжительностью 75 тыс. лет.

Не делал никаких расчетов, но об огромной длительности геологического времени писал гениальный М. В. Ломоносов в работе, посвященной земным недрам.

Шотландский геолог Дж. Хеттон (1726 — 1797) в книге «Теория Земли» (1788 г.) сформулировал 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 знаменитый французский натуралист Ж. Б. Ламарк (1744 — 1829), который писал: «Для природы время ничего не значит и никогда не представляет затруднений, она всегда имеет его в достаточном распоряжении, и для нее это средство не имеет границ: с помощью его она производит и самое великое, и самое малое».

При оценке геологического времени были использованы данные о скоростях отложения осадочных горных пород. 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 осаждения составляет 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 отложений, составляет 300 — 1000 млн лет. Следует подчеркнуть, что полученные результаты имеют весьма приближенный характер. Скорости образования осадков — величина исключительно непостоянная. Она зависит 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 редких случаях ритмичность осаждения позволяет оценить длительность отложения осадков. В этом отношении показательны так называемые ленточные глины. 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 привносили поверхностные воды, впадающие в озеро. Мелкие организмы, заполняющие озерный водоем, отмирали и осаждались в виде тонкого черного слоя на поверхности глинистого ила. С наступлением теплого сезона все повторялось сначала. Таким образом возникала глина с чередованием светлых и темных полос прослойков, и в этом чередовании есть запись летосчисления. Однако описанные случаи формирования ритмичных осадочных пород довольно редки. Они охватывают небольшой интервал геологического времени и не могут быть использованы для оценки мощных слоев массивных горных пород, а следовательно, крупных промежутков геологического времени.

В начале XIX в. под влиянием космогонических идей Канта-Лапласа допускалось, 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 24 млн лет. Но эта величина, слишком малая по сравнению с другими оценками геологического времени, встретила ре-

шительное возражение со стороны геологов. Собранный геологический материал свидетельствовал в целом о довольно длительной геологической истории планеты, которая не могла уложиться в рамки 24 млн лет.

Можно отметить также геохимический метод 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. Если известно, сколько углекислоты выделяется на поверхности Земли ежегодно вулканами и другими источниками, и сравнить это количество с количеством углекислоты, 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 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 неоднократно могла входить в повторные циклы. Естественно, что эти явления изменяют 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 следует рас-

сматривать как первый шаг в решении проблемы возраста Земли и летоисчисления ее геологической истории.

В наши дни 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. Успешное применение радиологических методов датировки возраста минералов и горных пород резко изменило представление о длительности геологического времени вообще в сторону увеличения, что можно видеть на рисунке 31.

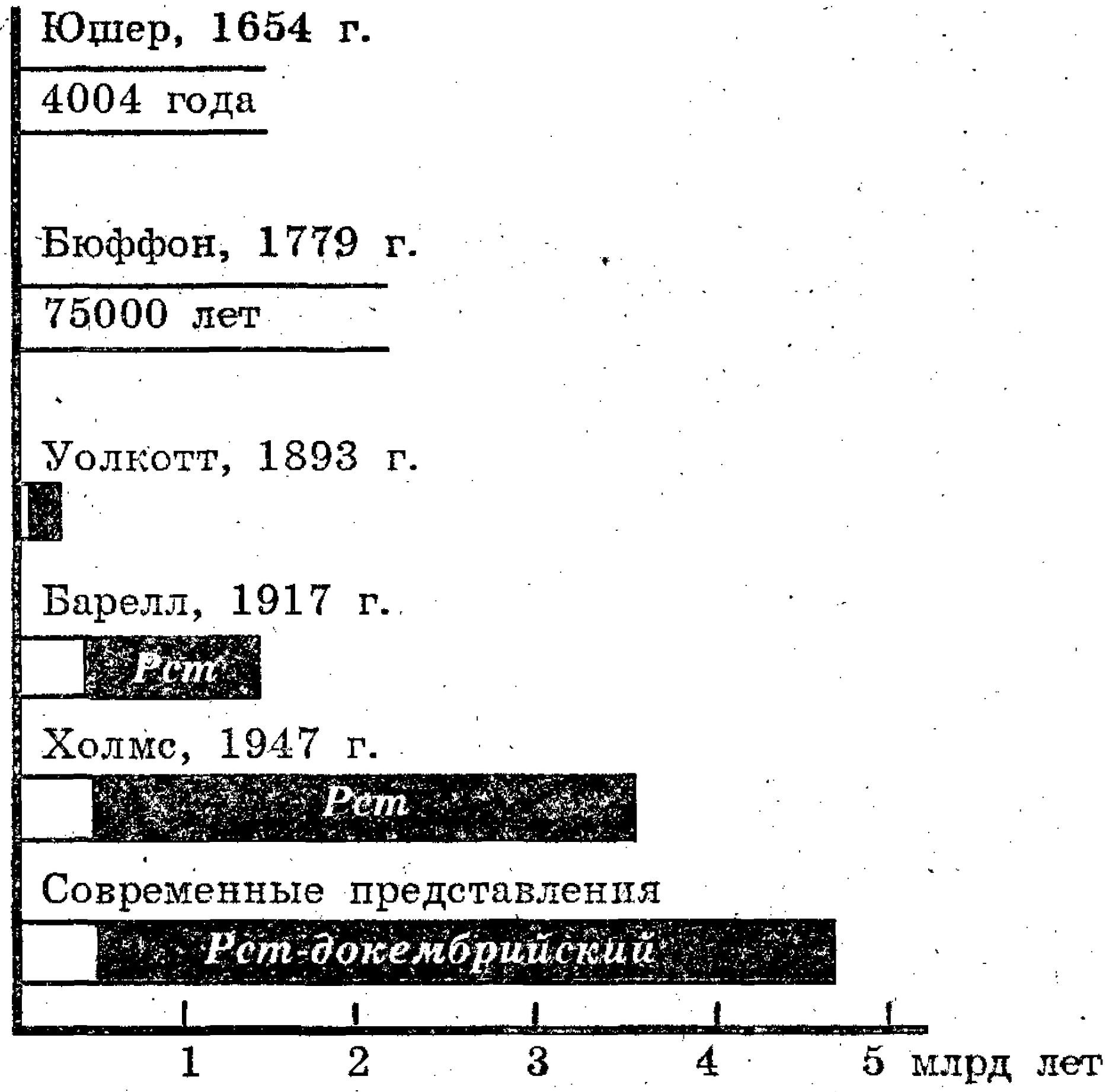


Рис. 31

Развитие представлений о длительности геологического времени

Основы радиологических методов 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:

$$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8He$$
$$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7He$$
$$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb + 6He$$
$$^{40}K + e \rightarrow {}^{40}Ar$$
$$\rightarrow {}^{40}Ca + \beta$$
$$^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr + \beta$$
$$^{147}Sm \rightarrow {}^{143}Nd + \alpha$$
$$^{187}Re \rightarrow {}^{187}Os + \beta.$$

В соответствии с этими типами ядерных превращений были разработаны методы геохронологии: уран-торий-гелиевый, уран-торий-свинцовый (свинцово-изотопный), калий-аргоновый, калий-кальциевый, рубидий-стронциевый, самарий-неодимовый, рений-осмиевый.

Следует различать первичные и вторичные методы определения возраста минералов. К первичным относятся перечисленные выше методы, бази-

рующиеся 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 минерала, отдельные химические реакции, вызывающие изменение 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 необходимо соблюдение некоторых основных условий, которые заключаются в следующем: 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, свинца, гелия, аргона и др.); 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 из методов, в соответствии с геохими-

ческими свойствами исследуемых элементов. Первое условие выполняется наиболее строго. Именно постоянный темп радиоактивного распада в термодинамических условиях Земли доказан экспериментальным путем, обоснован теоретически и перестал быть предметом дискуссий. В пределах изученной 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 далеко не всегда. За время существования минерала 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 исследований иногда удается проконтролировать выполнение условий сохранности. Естественно, что для получения надежных величин возраста в первую очередь следует отбирать свежий каменный материал, 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 уран-торий-свинцового метода доля нерадиогенного постороннего 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 строниевом методах. Отсутствие посторонних продуктов в минералах обеспечивается тогда, когда радиоактивный и радиогенный элементы обладают

резко различными геохимическими свойствами.

Чувствительность и точность анализов при измерении 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 определить с высокой точностью. Впрочем, существующая сейчас аналитическая техника, основанная на инструментальных методах анализа, обеспечивает получение надежных данных, пригодных для геологических целей.

Константы распада главных радиоактивных элементов, по которым устанавливается возраст, определены с разной степенью точности. С малой точностью измеряется скорость распада радиоактивных элементов, обладающих медленным темпом разложения, например, торий-232 и рубидий-87. С максимально возможной точностью определены константы распада урана-238 и урана-235. На сессии Международного геологического конгресса в Сиднее (Австралия) в 1976 г. были приняты согласованные значения констант распада для ряда радиоактивных элементов. Величины этих констант представлены в таблице 21.

В геологических целях важно учитывать характер возраста по изотопным данным, т. е. время, которое прошло от 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:

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

Таблица 21

Постоянные распада радиоактивных изотопов, используемые для вычисления возраста

Радиоактивный изотоп	Тип распада	λ Константа распада, лет $^{-1}$	T 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	β	$4{,}962 \cdot 10^{-10}$	$1{,}25 \cdot 10^{9}$
	K	$0{,}581 \cdot 10^{-10}$	
^{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	$1{,}61 \cdot 10^{-11}$	$4{,}3 \pm 0{,}5 \cdot 10^{10}$

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

$$N_0 - N = D.$$

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

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

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

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

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

Окончательный расчет возраста следующий:

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

Эта формула, естественно, учитывает убывание радиоактивного вещества во времени и экспоненциальное нарастание продукта распада. Таким образом, отношение D/N является функцией возраста минерала. В настоящее время, однако, расчет производится по заранее составленным графикам и таблицам.

Основные методы ядерной геохронологии описаны кратко в дальнейшем.

Гелиевый метод

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 He/(U + Th). Первые измерения содержания гелия в радиоактивных минералах показали значительно заниженные величины возраста, что связано с потерей радиогенного гелия. Действительно, гелий является наиболее легким инертным газом и легко диффундирует в пределах всего объема радиоактивного минерала. 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 нерадиоактивных 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 лишь немногие минералы. Это магнетит, свежий 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 хорошо сохраняется в железо-магнезиальных силикатах-пироксенах. Заметное выделение гелия в этих минералах происходило только в пробах, прогретых при температуре 700 °С в течение 8 часов. Пироксены встречаются в изверженных породах довольно часто. Однако в настоящее время гелиевый метод не получил широкого применения. Используется он редко, в некоторых специальных целях.

Свинцовый метод

Свинцовый метод относится к давно известным и хорошо разработанным методам ядерной геохронологии. К настоящему времени он значительно усовершенствовался и используется с непременным анализом изотопного состава свинца на масс-спектрометре. Поэтому свинцовый метод правильнее называть свинцово-изотопным.

В основе метода лежит процесс превращения изотопов урана и тория в радиогенный свинец. Исходя из этого процесса, возраст минералов, содержащих уран и торий, может быть вычислен по трем изотопным отношениям: $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$, $^{208}Pb/^{232}Th$, которые являются функцией времени. Поскольку имеется три независимых ряда, то возраст урано-ториевых минералов может быть вычислен по трем изотопным отношениям:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{236}\text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1; \qquad (1)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1; \qquad (2)$$

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

где t — возраст минерала, λ_1, λ_2, λ_3 — соответствующие константы распада изотопов урана и тория. Процесс вычисления возраста существенно облегчается при использовании заранее составленных таблиц и графиков.

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

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = \frac{^{235}\text{U}(e^{\lambda_2 t} - 1)}{^{238}\text{U}(e^{\lambda_1 t} - 1)}.$$

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

Для измерения возраста по свинцово-изотопному методу в первую очередь используются минералы, содержащие уран и торий. Наиболее распространенные минералы урана и тория, по которым производится определение возраста по изотопным отношениям, приведены в таблице 22. Перечисленные в этой таблице минералы — глубинного происхождения, генетически связанные с магматическими породами и рудными жилами. Как показал опыт, урановые минералы осадочного происхождения обычно непригодны для определения возраста ввиду большой потери радиогенного свинца.

В принципе, все радиоактивные минералы часто

Таблица 22

Радиоактивные минералы, используемые для определения возраста по свинцу

Минерал	Химический состав	Нахождение
Уранинит (урановая смолка)	UO_2, UO_3	В пегматитах и рудных жилах
Бреггерит	Разновидность уранинита богатая торием	То же
Торианит	$Th(U)O_2$	В пегматитах, частично в россыпях
Браннерит	$(U, Ca, Fe, Y, Th)_3Ti_5O_{16}$	В гранитных пегматитах
Самарскит	$(Y, Er, Ce, U, Th, Fe)(Ta, Ti)O_4$	То же
Эвксенит	$(Y, U, Th)[(Nb, Ta)Ti, Fe]_2O_6$	То же
Монацит	$Ce(U, Th)PO_4$	Акцессорный в гранитоидах
Ксенотим	$Y(U, Th)PO_4$	То же
Циркон	$Zr(U, Th, Hf)SiO_4$	То же
Торит	$Th(U)SiO_4$	В пегматитах
Ортит	Силикат Al, Fe, Ca и редких земель	То же

подвергаются химическим изменениям в природе, теряя при этом радиоактивные элементы, продукты их распада или те и другие вместе. Поэтому во многих случаях возрастные значения по разным изотопным отношениям одного и того же минерала — различны. Для получения максимально точных величин возраста, необходимо использовать плотные свежие минералы хорошей сохранности. Кроме того, в радиоактивных минералах часто встречается нерадиогенный свинец пород, который обнаруживается по присутствию изотопа свинца ^{204}Pb. В этом случае в изотопный состав свинца данного минерала вносится поправка на нерадио-

генный свинец и затем только производится вычисление возраста.

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

Из сказанного следует, что радиоактивные минералы представляют собой естественные радиоактивные часы, показывающие время образования данных минеральных ассоциаций по наличию продуктов распада — радиогенных изотопов. Но эти часы, несмотря на точность хода, оказываются часто испорченными, так как геохимические процессы в биосфере Земли изменяют и искажают их. Получение согласованных возрастных значений отражают условия повышенной сохранности минералов в условиях земной коры. В то же время минералы и горные породы, строго говоря, не могут считаться замкнутыми системами (это относится не только к свинцово-изотопному методу). В таблице 23 представлены согласованные и несогласованные данные возраста для радиоактивных минералов.

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 в ней происходит накопле-

Таблица 23

Возрастные значения по свинцово-изотопным отношениям для различных минералов

Минерал, местонахождение	Возраст, млн лет			
	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{208}Pb/^{232}Th$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Согласованные значения				
Урановая смолка/ Лимож, Франция	146	147	—	—
Циркон из пегматитов/ о. Цейлон	540	544	538	555
Уранинит/ Интерсолл, Ю. Дакота, США	1615	1615	—	1620
Монацит из пегматитов/ Бикита, Южная Африка	2675	2680	2645	2680
Несогласованные значения				
Циркон/ Кейптаун, Ю. Африка	330	356	238	530
Урановая смолка/ Саншайн, Колорадо, США	805	860	—	1035
Монацит/ Гурон Клайм, Манитоба, Канада	3220	2840	1830	2590
Ксенотим/ Анкомпагре, Колорадо США	3180	2065	1100	1640
Эвксенит/ Увейкфилд, Квебек Канада	620	710	550	1000

ние радиогенных изотопов свинца, который при рудообразовании отделяется от общей радиоактивной среды и своими изотопными отношениями отражает эпоху 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.

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 изотопными соотношениями:

^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
1,00	19,04	15,69	39,00

В связи с радиогенным накоплением в более древних свинцово-рудных месторождениях изотопов с массами 206, 207, 208 будет меньше, чем в более молодых. В целом, в различных природных образованиях, в зависимости от соотношения U : Th : Pb и возраста, изотопный состав свинца обнаруживает широкие вариации. Так, горные породы Луны содержат мало первичного свинца, и поэтому доля радиогенного свинца существенно увеличена за счет распада урана и тория. Железные метеориты почти совершенно лишены радиоактивных элементов. Поэтому содержание в них изотопов свинца–206, 207, 208 минимально, что отражает какие-то условия в период формирования Солнечной системы.

Если допустить, что отношение Pb : U : Th за время развития земной коры изменялось только в результате радиоактивного распада, то можно рассчитать нарастание изотопов свинца, воспользовав-

шись следующими формулами:

$$x = a - 137{,}8V(e^{\lambda_1 t} - 1);$$

$$y = b - V(e^{\lambda_2 t} - 1);$$

$$z = c - W(e^{\lambda_3 t} - 1),$$

где t — возраст данного месторождения; x, y, z — изотопные отношения в рудном свинце, соответственно $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$; a, b, c — эти же соотношения в современном свинце, соответственно 19,04, 15,69, 39,00.

V — отношение $^{235}U/^{204}Pb$ в земной коре,
W — отношение $^{232}Th/^{204}Pb$ в земной коре.

Принимая наиболее вероятные значения распространенности изотопов урана и тория в земной коре по отношению к ^{204}Pb, можно вычислить, как изменялся изотопный состав свинца в геологическом прошлом Земли. Результаты такого расчета представлены в таблице 24.

Таблица 24

Изменение изотопного состава обыкновенного свинца в течение геологического времени

Время, млн лет назад	Содержание изотопов свинца			
	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
0	1,00	19,04	15,69	39,00
500	1,00	18,48	15,65	38,05
1000	1,00	17,40	15,58	37,05
1500	1,00	16,56	15,47	36,06
2000	1,00	15,60	15,28	35,00
2500	1,00	14,47	14,98	33,96
3000	1,00	13,49	14,59	32,80
3500	1,00	12,24	13,74	31,74

Данные этой таблицы в основном подтверждаются измерениями изотопного состава свинцов из месторождений разного возраста. Однако имеются и многочисленные отклонения от прямой зависимости, связанные с тем, что в областях — участках земной коры, откуда поступал свинец в данное месторождение, отношение свинца к торию и урану было различным и отличалось от того значения, которое было принято при расчете данных таблицы 24. 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 свинца недостаточно 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 возраста справедлива лишь для определенной геохимической модели, которая представляет собой замкнутую природную систему с одинаковым соотношением U : Th : Pb, изменяемым только радиоактивным процессом.

А. Холмс и Ф. Гоутерманс 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:

$$^{206}Pb/^{204}Pb = 9{,}5, \quad ^{207}Pb/^{204}Pb = 10{,}42,$$

$$^{208}Pb/^{204}Pb = 29{,}71,$$

которые отличаются минимальным содержанием 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:

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

Уравнение для расчета возраста имеет следующий вид:

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

где $w = 4560 \cdot 10^6$ лет, что соответствует наиболее вероятному возрасту Земли и планет; t — возраст свинцового рудопроявления. Возраст по модели Холмса-Гоутерманса вычисляется по заранее составленным таблицам.

Кроме модели Холмса-Гоутерманса, были предложены и другие способы и модели расчета возраста Земли 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.

Калий-аргоновый метод

Аргоновый метод определения геологического возраста был разработан после открытия процесса электронного захвата у природного изотопа ^{40}K, что было сделано в начале 40-х годов. В нашей стране метод был разработан Э. К. Герлингом и несколько позже освоен А. О. Ниром в США. Метод основан на естественном спонтанном превращении ^{40}K, который обнаружил двойной распад. По рисунку 32 можно видеть, что большая часть калия-40 превращается β-распадом в кальций-40, и значительно меньшая часть путем электронного К-захвата — в аргон.

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

$$^{40}K_0 = {}^{40}K e^{\lambda t},$$

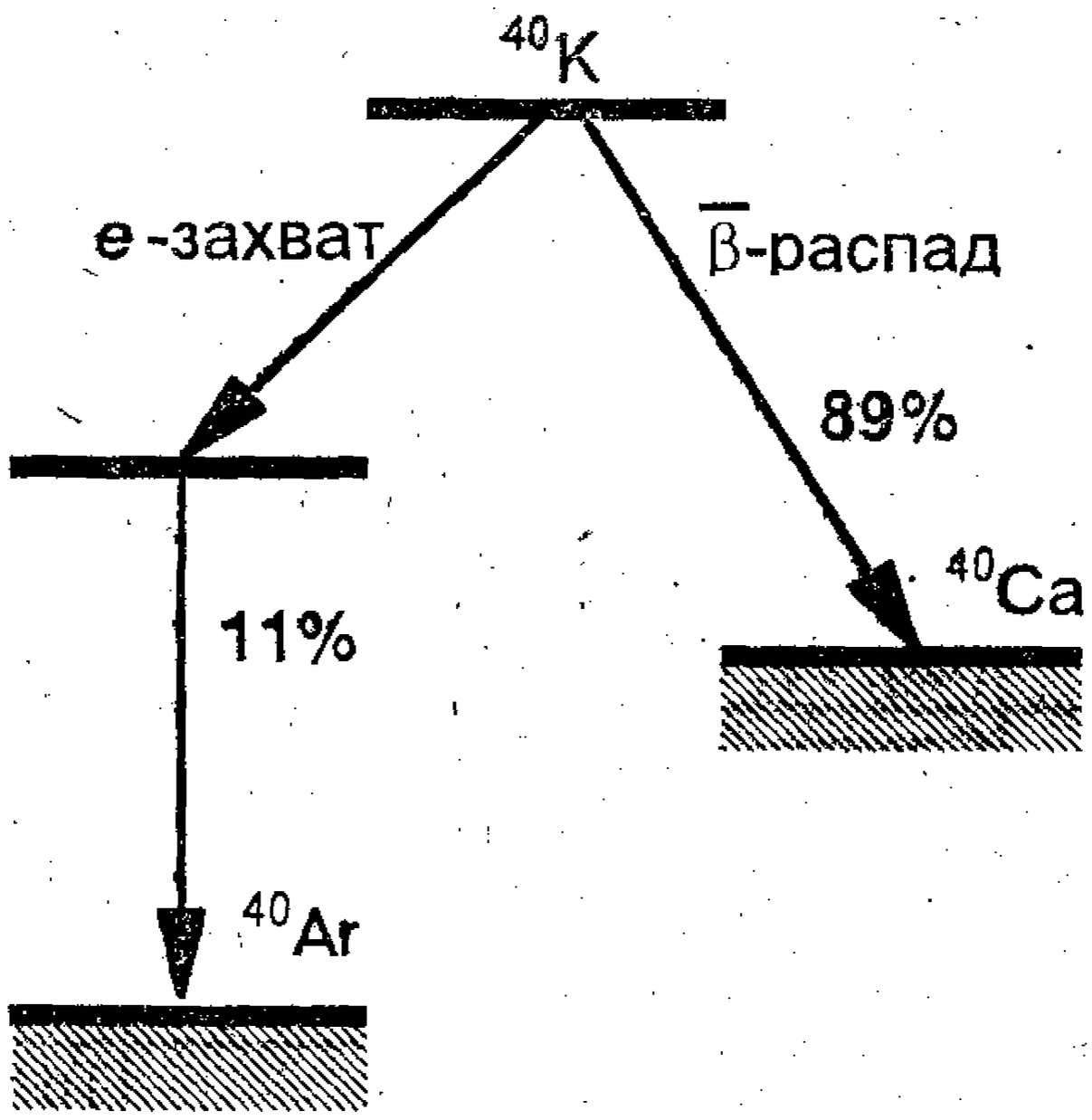


Рис. 32
Схема распада радиоактивного изотопа калия-40

где $^{40}K_0$ — первоначальное количество атомов калия-40 в момент образования минерала, ^{40}K — современное его количество, t — возраст минерала, λ — константа распада, которая представляет собой сумму двух констант:

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

где λ_e — константа электронного захвата, λ_β — константа β-распада.

Поскольку в аргон превращаются не все атомы калия-40, а какая-то доля их общего количества, то для определения возраста используется следующее уравнение:

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

Таблица 24

Калий-содержащие минералы, используемые для возрастных определений

Минерал	Химический состав	Нахождение
К-полевой шпат	$KAlSi_3O_8$	В магматических и метаморфических породах
Плагиоклаз	$Na(K)AlSi_3O_8$, $CaAl_2Si_2O_8$	То же
Биотит	$K(Mg, Fe)_8(OH)_2AlSi_3O_{10}$	То же
Мусковит	$KAl_2(OH)_2AlSi_3O_{10}$	То же
Лепидолит	$KLi_2Al(OH)_2AlSi_3O_{10}$	То же
Пироксен	$(Mg, Fe, Ca)(K)SiO_3$	
Роговая обманка	Сложный силикат с небольшой примесью К	То же
Глауконит	Сложный железистый силикат с примесью К	В осадочных породах
Сильвин	KCl	То же
Карналлит	KCl, $MgCl_2$, $6H_2O$	То же

Вычисление возраста по этому уравнению обычно производится с помощью заранее составленных таблиц.

Следует отметить, что радиоактивный калий-40 составляет всего лишь 0,0119% в смеси изотопов естественного калия с массами 39 и 41. Поскольку природный аргон состоит из смеси трех изотопов с массами 36, 38 и 40, то наличие в минерале аргона воздушного происхождения будет устанавливаться по присутствию ^{36}Ar.

Калий-аргоновый метод получил значительное развитие, так как калиевые минералы широко распространены в природе. Калий образует свыше 100 минералов и входит в качестве примеси в состав многих минералов и горных пород. Основные минералы, используемые для измерения возраста по отношению $^{40}Ar/^{40}K$, представлены в таблице 25.

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. В ходе исследований была установлена причина плохой сохранности 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.

Опыт применения метода показал, что разные породообразующие минералы изверженных пород удерживают аргон по-разному. Довольно хорошо, но не во всех случаях, удерживают радиогенный аргон слюды — биотит и мусковит. Значительно

лучше сохраняют радиогенный аргон пироксены и амфиболы (роговая обманка), развитые в основных изверженных горных породах. В то же время приложение аргонового метода к изверженным породам вскрыло некоторые загадочные явления. Так, возраст древних ультраосновных пород перидотитов и пироксенитов оказался 8 — 10 млрд лет, что свидетельствует об избыточном радиогенном свойстве аргона.

Калий-аргоновый метод дает хорошие результаты относительно молодых базальтов, залегающих в напластованиях осадочных пород. Наконец, аргоновый метод оказался пригодным для датировки возраста осадочных пород и минералов — по глаукониту, сильвину, карналлиту. При этом открылась возможность увязать геологические, стратиграфические подразделения с числами возраста более надежно, чем это было раньше.

В целом калий-аргоновый геохронологический метод далеко не исчерпал своих возможностей и может решить еще ряд геологических вопросов, связанных с формированием месторождений полезных ископаемых.

Калий-кальциевый метод

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

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

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

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

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

По отношению к калиевым минералам изверженных пород кальциевый метод применялся в единичных случаях для очень древних образцов.

Рубидий-стронциевый метод

Метод основан на радиоактивном распаде изотопа рубидия-87 и превращении его в радиогенный изотоп стронция-87. Природный рубидий состоит из двух изотопов ^{87}Rb и ^{85}Rb с соответствующим распространением 27,85% и 72,15%. Обычный стронций сложен из четырех изотопов:

$^{88}Sr = 82,56\%$
$^{87}Sr = 7,02\%$
$^{86}Sr = 9,86\%$
$^{84}Sr = 0,56\%$.

Собственных минералов рубидий не образует, а встречается в виде изоморфной примеси в калиевых минералах. Соответственно в минералах, со-

держащих рубидий и лишенных первичного стронция, возраст может быть вычислен по формуле:

$$\frac{^{87}\mathrm{Sr}}{^{87}\mathrm{Rb}} = e^{\lambda t} - 1.$$

Однако в реальной обстановке формирования минералов в земной коре в калиевые минералы в каком-то количестве попадает посторонний стронций, который должен учитываться при вычислении возраста. Когда минерал кристаллизуется, образуя химически замкнутую систему, в него попадают атомы (ионы) рубидия и стронция. Но абсолютное количество 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. Принимая во внимание первичный стронций и стронций радиогенный, который накопился в минерале за время его существования, можно записать:

$$(^{87}\mathrm{Sr})_0 = (^{87}\mathrm{Sr})_p + (^{87}\mathrm{Sr})_r,$$

где $(^{87}\mathrm{Sr})_0$ — общее количество стронция-87,
$(^{87}\mathrm{Sr})_p$ — первичный стронций данного минерала,
$(^{87}\mathrm{Sr})_r$ — радиогенный стронций.

Принимая во внимание радиоактивный распад рубидия-87, напишем

$$(^{87}\mathrm{Sr})_0 = (^{87}\mathrm{Sr})_p + (^{87}\mathrm{Rb})(e^{\lambda t} - 1),$$

где $^{87}\mathrm{Rb}$ — современное количество рубидия-87, t — возраст минерала. Поскольку результаты анализов при рубидий/стронциевом методе выражают-

ся не в абсолютных количествах, а в изотопных отношениях, по отношению к нерадиогенному изотопу стронция-86, общее уравнение приобретает вид:

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0 = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_p + \frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}(e^{\lambda t} - 1).$$

В настоящее время м мы располагаем способом избавиться от влияния первичного стронция при расчете возраста, применяя метод построения изохрон. Вычисление возраста этим методом исходит из отмеченного выше положения, что количество рубидия в разных частях породы или минеральных фракциях — разное. Отсюда следует, что в этих фракциях за геологическое время накапливаются разные количества радиогенного стронция. Но в этом случае **отношение** $^{87}Sr/^{87}Rb$ как функция времени будет одинаковым. Полученные в результате масс-спектрометрических измерений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ 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

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

и представляет собой отношение, по которому легко вычислить возраст. Пример такого построения для древнего гранита Центрального Трансвааля в Африке показан на рисунке 33. На этом рисунке изохрона построена на основании определения изотопных отношений в пяти пробах гранита. В настоящее время построение изохрон используется при обработке данных стронций-рубидиевых соотношений, а также и в других методах (самарий-

неодимовом и других). Этот способ вычисления возраста применяется, если в пробах отсутствует миграция рубидия или стронция, или того и другого вместе. В данном случае порода представляет собой замкнутую систему. Если минерал или порода в течение времени своего существования представляла 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. Поэтому 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

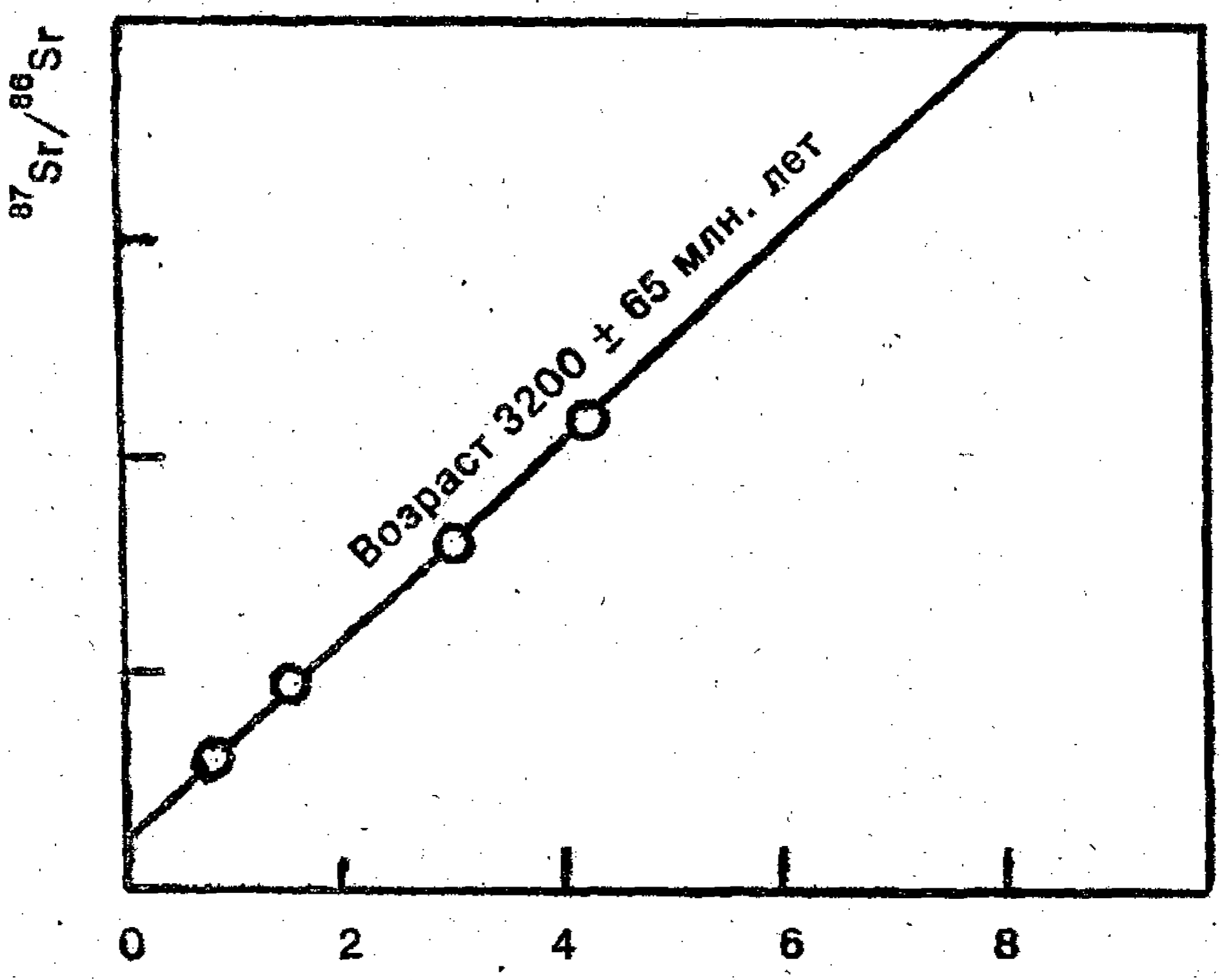


Рис. 33

Вычисление возраста минералов по соотношению изотопов стронция / методом изохрон

частности лепидолит, полевые шпаты (ортоклаз и микроклин) с повышенным содержанием рубидия, амфиболы и пироксены, также с повышенным содержанием рубидия. Осадочные минералы — глауконiты обнаружили неполную сохранность рубидия, 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 сходна с геохимией калия и эти элементы часто сосредоточены 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.

Самарий-неодимовый метод

Самарий-неодимовый метод основан на α-распаде самария-147 и превращении его в неодимий-143. Радиоактивного изотопа ^{147}Sm в природном самарии — 14,97%, а ^{143}Nd в естественном неодиме — 12,7%. Оба элемента относятся к группе редкоземельных (лантанидов), имеют практически одинаковые геохимические свойства

и встречаются вместе в одних и тех же минералах. Самарий-неодимовый метод относится к самым молодым методам датировки возраста древних минералов.

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

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

где $[^{143}Nd/^{144}Nd]$ — полученное отношение изотопов неодима в исследуемой пробе,
$[^{143}Nd/^{144}Nd]_p$ — первичный изотопный состав неодима в момент образования минерала,
$[^{147}Sm/^{144}Nd]$ — отношение, измеренное в пробе,
t — возраст минерала или породы.

В дальнейшем полученные изотопные данные обрабатываются методом построения изохрон. Аналитическая методика, связанная с количественным определением самария и неодимия, связана с масс-спектрометрическими измерениями. Изохрона, построенная по аналитическим данным, и ее наклон к оси абсцисс на графике соответствует определенному возрасту, а точка пересечения изохроны с осью ординат (на которой отложены отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$), соответствует первичному отношению изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$. λ — постоянная распада самария-147 — равняется $6{,}537 \cdot 10^{-10}$ лет, что соответствует периоду полураспада $T = 1{,}06 \cdot 10^{11}$ лет, или же 106млрд. лет!!! Такая медленная скорость распада приводит к очень малому накоплению радиогенного изотопа ^{143}Nd, что требует исключительно чувствительных и точных аналитических определений.

Самарий-неодимовый метод имеет преимущество перед другими геохронологическими методами. Оно

состоит в том, что родоначальный и радиогенный изотопы по своим геохимическим свойствам чрезвычайно близки друг к другу, поэтому наложение и влияние различных геохимических процессов в любом промежутке времени не нарушают радиоактивного равновесия между материнскими и дочерними изотопами.

Рений-осмиевый метод

Данный метод основан на β-радиоактивном распаде изотопа рения-187 и превращении его в изотоп осмия-187. Рений относится к довольно редким и рассеянным элементам земной коры, и значительные его концентрации встречаются не часто: 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 молибденит в вычисляется по формуле:

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

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.

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 надежным 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. Древнейшие породы находятся на территории так называемых докембрийских щитов — обширных площадей вековых поднятий земной коры.

докембрийские щиты сложены преимущественно гранитами и высоко-метаморфизованными породами — гнейсами и кристаллическими сланцами. Применение радиологических методов подтвердило древний возраст многих комплексов горных пород, развитых в докембрийских щитах. Соответствующие данные, полученные разными методами по древнейшим горным породам и минералам, представлены в таблице 25. Следует отметить, что эти данные свидетельствуют о большой, ранее совершенно не подозреваемой древности земной коры. Они получены разными методами по разным минералам, собранным на различных участках поверхности суши.

К наиболее древним минеральным образованиям земной коры относятся некоторые цирконы в гранитоидах и других породах, показавшие возраст 4000 млн лет. Однако эту величину по целому ряду обстоятельств нельзя принимать в качестве истинного возраста Земли, так как в принципе древнейшие породы по составу и структуре не

Таблица 25

Возраст древнейших горных пород и минералов

Порода, минерал, местонахождение	Метод определения	Возраст, млн лет
Комплекс Исуа, Западная Гренландия	$^{87}Sr/^{87}Rb$	3800 ± 100
Гнейсы/ Лабрадор, Канада	$^{87}Sr/^{87}Pb$	3600 ± 70
Циркон из гнейса/ Миннесота, США	$^{207}Pb/^{206}Pb$	3500
Гнейсы/ Викан, Сев. Норвегия	$^{207}Pb/^{206}Pb$	3460 ± 70
Вулканогенные зеленокаменные породы/ Блок Пилбар, Западная Австралия	$^{207}Pb/^{206}Pb$	3452 ± 16
Циркон из гнейсов/ Аката, Канада	$^{207}Pb/^{206}Pb$	4000
Детритовый циркон из архейских песчаников/ гора Наррейр, Западная Австралия	$^{207}Pb/^{206}Pb$	4100 — 4200

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, 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, и 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.

Впервые в нашей стране для определения возраста каменных метеоритов Э. К. Герлинг применил аргоновый метод. Результаты измерений по аргону показали, что часто величины возраста приходятся для бронзитовых и энстатитовых хондритов на интервал значений 4600 — 4200 млн лет, а для углистых и других хондритов 4400 — 4200 млн лет.

Сравнение изотопного состава свинца каменных метеоритов и земной коры показывает их большую близость. Но радиогенного свинца в железных метеоритах очень мало, поскольку в них практически отсутствуют тяжелые радиоактивные элементы. Если принять свинец железных метеоритов как первичный, то можно выделить долю радиогенного свинца каменных метеоритов или литосферы Земли, накопившегося после образования Солнечной системы. В этом случае возраст может быть вычислен по формуле:

$$\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{206}\mathrm{Pb}} = \frac{1}{137{,}8}\,\frac{(e^{\lambda_2 t} - 1)}{(e^{\lambda_1 t} - 1)},$$

где t — возраст, $^{207}\mathrm{Pb}/^{206}\mathrm{Pb}$ — отношение радиогенных свинцов в данном образце. При соответствующем вычислении оказывается, что возраст по свинцу как в каменных 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 исследованию метеоритов стал применяться рубидий-стронциевый метод. В настоящее время возраст ряда метеоритных образцов получен разными методами. Некоторые

результаты определений возраста метеоритов по данным свинцового, рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов представлены в таблице 26. Нетрудно видеть, что в большинстве случаев результаты определений возраста разными методами совпадают. Наибольшие отклонения отмечаются для данных аргонового метода, что, вероятно, связано с потерей радиогенного аргона в течение истории метеоритов, охватывающей условия его падения и интенсивного нагрева во время полета. Однако чаще максимальные значения возраста по аргону хорошо согласуются с данными свинцового и стронциевого методов. В принципе, данные свинцового и стронциевого методов близки. Таким образом, возраст метеоритов может быть принят 4550 ± 100 млн лет. Это указывает на то, что 4550 млн лет тому назад уже существовали планеты Солнечной системы и в их числе Земля.

Таблица 26

Возраст метеоритов по данным разных методов

Метеориты	Возраст, млн лет		
	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{87}Sr/^{87}Pb$	$^{40}Ar/^{40}K$
Хондриты			
Форест-Сити	4500	4700	4670
Кунашак	4530	—	3800
Еленовка	4420	—	4000
Ричардтон	4560	—	4150
Альенде	4560	4570	4550
Ахондриты			
Нуево-Ларедо	4570	—	3600
Нортон-Каунти	4500	4700	4500
Пасамонте	4530	4540	3800
Железные метеориты (по силикатным включениям)			
Викеру	—	4500	4560
Толука	—	4600	4540
Фор-Корнерс	—	4500	4640

Особого внимания заслуживают данные о возрасте 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 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, 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, и 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 горных пород Земли, в других — существенно превышает возраст любых земных пород и приближается к возрасту Луны. Состав и возраст лунных пород определенно указывают, что

интенсивная магматическая деятельность прекратилась на Луне давно.

Возраст изученных тел Солнечной системы можно вычислить методом изохрон — прямых, наклон которых к оси абсцисс является функцией возраста. На рисунке 34 изображен график с двумя изохронами, соответствующими возрастным значениям 4600 и 4500 млн лет. Точки изотопных отношений свинца $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ земной коры, каменных метеоритов и лунного грунта попадают между этими двумя изохронами. Такое совпадение нельзя считать случайным, и отсюда можно заключить, что возраст 4550 ± 50 млн лет соответствует времени завершения формирования Земли,

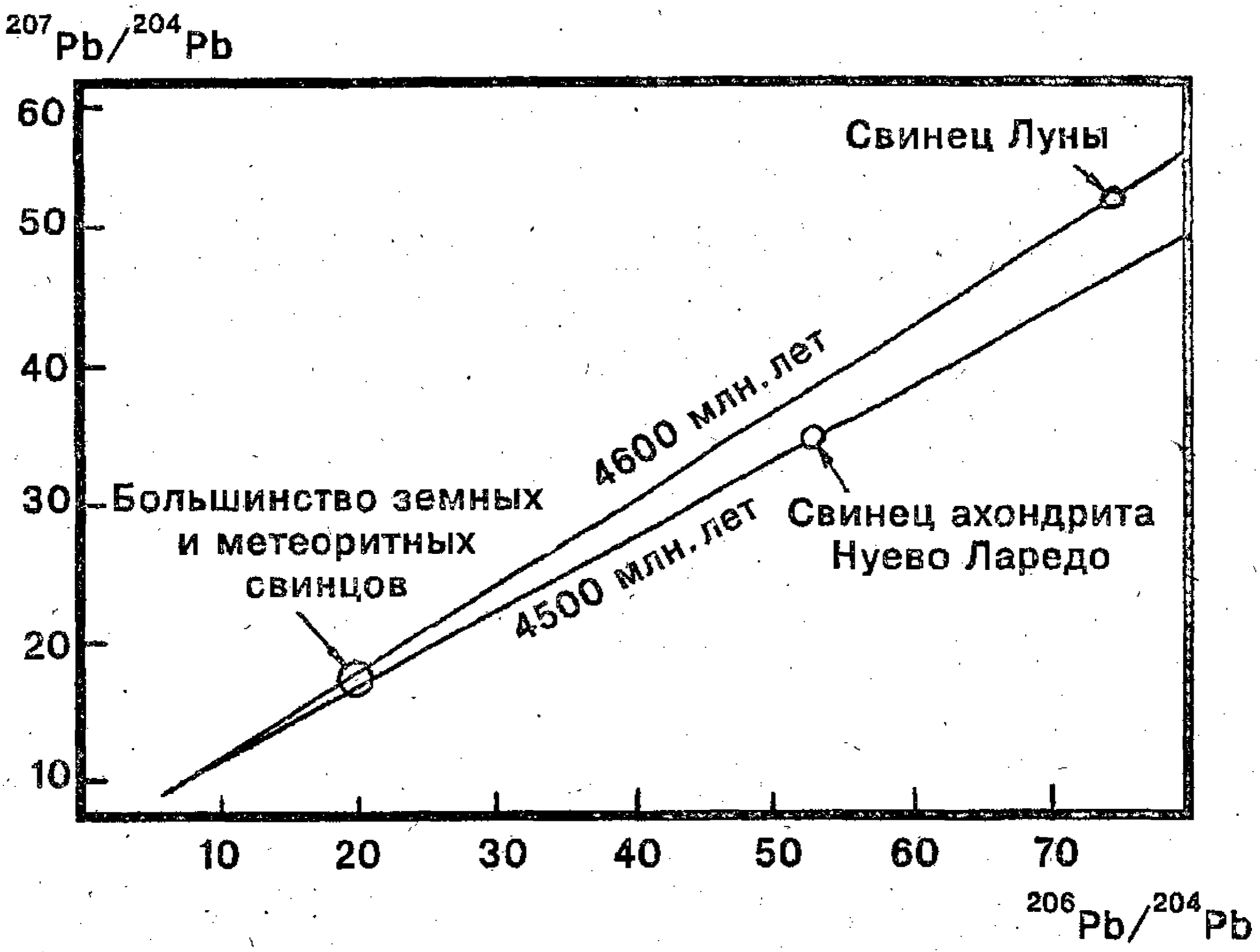


Рис. 34
Возраст метеоритов, Земли и Луны по свинцово-изотопным данным

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 геохронологии будет заключаться в уточнении этой величины. Сейчас можно полагать, что возраст Земли как самостоятельно эволюционирующей планеты определен с погрешностью не более ± 2%.

Глава VIII Рождение атомов в Космосе

Представляется, что распространенность элементов и их изотопов определяется ядерными свойствами и что окружающее нас вещество похоже на золу космического ядерного пожара, в котором оно было создано.

Г. Зюсс и Г. Юри

Звезды должны собираться, взорваться и вновь собраться для того, чтобы пренебрежительно малая доля исходной материи превратилась в то разнообразие вещества, которое мы видим на Земле... Потребовалось чрезвычайно много времени и чрезвычайно большое количество материала, чтобы создать вещество нашего мира.

В. Вайскопф

Ранние этапы истории Вселенной

Первые представления о ранних этапах эволюции Вселенной были разработаны Г. А. Гамовым и его сотрудниками на основе космологии А. Фридмана. Теория первона-

чальной горячей Вселенной как важнейшего этапа ее эволюции в настоящее время получила подтверждение и является выдающимся научным достижением.

Однако хронология ранних этапов развития Вселенной может быть намечена лишь приблизительно. Ее начало знаменовалось Большим Взрывом (Big Bang), который был скачком, завершившим еще более ранние периоды развития Вселенной, о которых мы ничего не знаем. При этом следует заметить, что бурные процессы—взрывы — чередуются с процессами медленной эволюции мира. В Космосе мы встречаем многочисленные примеры этому: вспышки на Солнце и вспышки звезд, грандиозные взрывы в галактиках. Примером чему является галактика 3034. Большой взрыв охватил всю материю видимой Вселенной.

Примерно 15 млрд лет тому назад Вселенная совершенно не была похожа на современную ни по физическому состоянию, ни по составу. Пространство было заполнено плазмой, состоящей из различных элементарных частиц и фотонов. При этом на определенном этапе развития фотоны резко преобладали...

С Большим Взрывом связано рождение первых самых легких химических элементов, или точнее — их атомных ядер. Мысль о горячем начале Вселенной высказал в 1946 г. Г. А. Гамов в связи с разработкой теории происхождения элементов из нейтронной среды, совместно с Р. Альфером и Г. Бете. Согласно этой теории, начальное состояние мира представлялось в качестве сплошной нейтронной среды, так называемый «илем», которая стала расширяться. При этом нейтроны стали распадаться на протоны и электроны (+ нейтрино). Протоны стали захватывать оставшиеся нейтроны с последующим β-распадом, что приводило к образованию все более и более тяжелых элементов.

Однако гипотеза о дозвездном происхождении всех элементов путем нейтронного захвата оказа-

лась несостоятельной. Она противоречила реально наблюдаемому изотопному составу элементов, в котором далеко не во всех случаях преобладали изотопы с максимальным стабильным содержанием нейтронов. Нейтронному захвату препятствовало отсутствие стабильных ядер с $A = 5$ и 8.

Тем не менее часть исследований Г. А. Гамова оказалась полезной, поскольку она связывала изменения температуры во времени с плотностью вещества и плотностью радиации. В настоящее время во Вселенной плотность радиации на несколько порядков ниже плотности вещества. Но в начале расширения Вселенной при сверхвысоких температурах имело место обратное соотношение. Через 20 млн лет после начала расширения плотность вещества и радиации сравнялись при температуре 600 К. Теория Г. А. Гамова о горячей Вселенной позволила сделать одно из наиболее важных предсказаний в современной астрофизике — *предсказание реликтового излучения.*

Из построений Г. А. Гамова следовало, что в настоящее время могли остаться следы прошлого горячего состояния Вселенной в виде реликтового излучения. В 1964 г. А. Г. Доронкевич и И. Д. Новиков предсказали наличие такого излучения, а в апреле 1965 г. А. Пензиас и Р. Уилсон завершили серию экспериментов с чувствительным радиотелескопом и обнаружили постоянный радиошум, соответствующий температуре излучателя 3,5 К.

Дополнительные измерения, выполненные другими авторами на разных радиотелескопах, привели к получению величин длин волн, которые прекрасно легли на теоретическую кривую, изображающую спектр интенсивности теплового излучения с температурой 2,7 К. Эта кривая представляла собой спектр фонового реликтового излучения, которое вполне определенно указывало на горячее начало нашей Вселенной.

Следует также отметить, что указание на горячую Вселенную в прошлом вытекало из космохи-

мического отношения H/He. В 1964 г. Ф. Хойл и Р. Тэйлер произвели расчет, согласно которому общее выделение энергии в нашей Галактике, за счет излучения суммы всех звезд, равно $4 \cdot 10^{43}$ эрг/с. За время существования Галактики, 10^{10} лет или $3 \cdot 10^{17}$ секунд, выделилась энергия $12 \cdot 10^{60}$ эрг. Синтез 1 грамма He из H дает $6 \cdot 10^{18}$ эрг. энергии. Нетрудно было подсчитать, что за все время существования Галактики синтезировалось $2 \cdot 10^{42}$ г He, что составляет 1% всей ее массы. Иначе говоря, в Галактике имеется значительный избыток гелия по сравнению с тем, который мог быть произведен в процессе термоядерного синтеза в звездах. На самом деле в нашей Галактике гелия в 20 раз больше по сравнению с продукцией от термоядерного синтеза в звездах. Отсюда следует вывод о дозвездном происхождении гелия нашей Галактики и соответственно других галактик. Образование первичного гелия определялось Большим Взрывом или большим количеством взрывов меньшего масштаба, связанных, например, с возникновением квазаров. По всей вероятности, большая часть гелия видимой Вселенной существовала до формирования галактик.

Таким образом, реликтовое излучение Вселенной как наследие ее горячего прошлого согласуется с дозвездным синтезом гелия, и его следует рассматривать как реальный научный факт. Гипотеза первичной горячей Вселенной получила экспериментальное подтверждение и стала научной теорией. Учитывая эти обстоятельства, мы можем более подробно проследить историю вещества от Большого Взрыва до настоящего времени.

В первую очередь следует различать две существенные кардинальные стороны истории вещества. Первая очень краткая — догалактическая стадия и дозвездная — определила тот примитивный набор элементарных частиц и легких ядер, который в дальнейшем послужил исходным строительным материалом для создания первых галактик и соот-

ветственно звезд ранних поколений. Первая стадия была универсальной, единым процессом охватив всю материю Вселенной. Вторая стадия — галактическая. Она знаменовалась возникновением и эволюцией звезд различных масс, в которых путем различного вида ядерных процессов создавались в разных пропорциях легкие, средние и тяжелые элементы, включая трансурановые. Возник весь известный набор элементов периодической системы Менделеева. Вторая стадия характеризовалась многочисленными индивидуальными путями развития галактик, звезд, построения элементов и таким образом определила широкие возможности для дальнейшей химической эволюции.

Первая стадия образования элементов была связана с расширением изотропной Вселенной вскоре после Большого Взрыва и ограничивалась формированием очень небольшого набора нуклидов. По Я. Б. Зельдовичу и Х. Изю, Вселенная на ранней стадии существования была зарядово-несимметрична.

После ряда сложных взаимодействий частиц с античастицами, рождения электронных пар и аннигиляций наступило время, когда протонов и нейтронов осталось примерно поровну. Но при дальнейшем понижении температуры нейтроны начали медленно распадаться, превращаясь в протоны, электроны и антинейтрино. На второй минуте после начала расширения начался захват нейтронов протонами с образованием ядер дейтерия, трития, гелия. Первые в истории Вселенной ядерные реакции протекали следующим образом:

$$n + p \rightarrow D + \gamma$$
$$D + D \rightarrow {}^3He + n \rightarrow T + p$$
$$T + D \rightarrow {}^4He + n.$$

Согласно расчетам А. Г. Дорошкевича и Р. А. Сюняева, максимальное содержание дейте-

рия было $6 \cdot 10^{-4}$, трития — $2 \cdot 10^{-5}$ от общей массы вещества. Но уже на третьей минуте D и T практически исчезли, превратившись в гелий. Содержание гелия ^{4}He на второй минуте достигло современного значения — 30% от общей массы, что вполне согласуется с последними астрофизическими определениями. На долю ^{3}He пришлось всего лишь $3 \cdot 10^{-6}$ всей массы вещества. Тяжелых элементов еще не было, и только литий ^{7}Li начал возникать из He, достигнув распространенности $7 \cdot 10^{-7}$ от общей массы. Первый этап первичного ядерного синтеза непосредственно предшествует эпохе рекомбинации, когда температура среды упала настолько, что свободные электроны и новорожденные ядра начинают объединяться в нейтральные атомы. Взаимодействие вещества и излучения сначала ослабевает, потом практически прекращается.

Синтез элементов в звездах

Благодаря усилиям выдающихся физиков и астрофизиков, к настоящему времени разработана достаточно полная теория происхождения химических элементов. Начало развития этой теории было положено в 1931 г., когда Р. Аткинсон и Ф. Гоутерманс сделали попытку объяснить источники звездной энергии превращением легких элементов в тяжелые. В 1938 г. Г. Бете и С. Вейцзеккер выдвинули теорию термоядерных реакций в звездах, согласно которой вероятным источником энергии наиболее распространенных звезд — главной последовательности — является превращение водорода в гелий — водородное «сгорание». В 1940 — 1941 гг. В. В. Чердынцев впервые выдвинул теорию построения элементов с участием нейтронной фазы в массивных звездах.

Завершающим этапом исследований в данной области была работа английских астрофизиков — М. Бербидж, Дж. Бербидж, В. Фаулера и Ф. Хой-

ла, в 1957 г. обосновавших теорию звездного синтеза элементов. Согласно концепции этих ученых, общая картина последовательного генезиса атомных ядер может быть выражена сочетанием следующих ядерных реакций:

1. Превращение водорода в гелий происходит в результате термоядерных реакций в недрах звезд главной последовательности. Это наиболее обычный и распространенный процесс в звездном мире.

2. Превращение гелия в легкие элементы осуществляется путем термоядерных реакций гелия с углеродом ^{12}C, который возник при объединении 3-х ядер гелия. Таким образом могут возникать ядра с массовым числом, кратным 4 и наиболее распространенные среди легких элементов:

$$^{12}C + {}^{4}He \rightarrow {}^{16}O;$$

$$^{16}O + {}^{4}He \rightarrow {}^{20}Ne;$$

$$^{20}Ne + {}^{4}He \rightarrow {}^{24}Mg.$$

3. Реакции с участием α-частиц (альфа-процесс). При сверхвысоких температурах в результате воздействия жесткой радиации из легких ядер освобождаются быстрые ядра гелия (α-частицы), которые реагируют с ранее образованными легкими ядрами и формируют следующие изотопы:

$$^{20}Ne + {}^{4}\alpha \rightarrow {}^{24}Mg;$$

$$^{24}Mg + {}^{4}\alpha \rightarrow {}^{28}Si;$$

$$^{28}Si + {}^{4}\alpha \rightarrow {}^{32}S;$$

$$^{32}S + {}^{4}\alpha \rightarrow {}^{36}Ar.$$

4. Равновесный процесс (*e*-процесс) протекает как наиболее горячий термоядерный процесс при температурах порядка $3 \cdot 10^9$ К, при которых создается статистическое равновесие между присутствующими ядрами и элементарными частицами. При этом возникают элементы, прилегающие в таблице Менделеева к железу с наиболее прочной удельной ядерной связью. Именно этот процесс определил «железный» максимум на кривой кос-

мического распространения элементов.

5. s-процесс нейтронного захвата. При нем происходит медленный (slow) нейтронный захват с образованием элементов до висмута включительно ^{209}Bi ($Z = 83$).

6. r-процесс быстрого (rapid) нейтронного захвата с образованием элементов в трансвисмутовой области ($Z > 83$), включая изотопы тория, урана и трансурановых элементов.

7. p-процесс приводит к образованию ядерных видов с повышенным содержанием протонов по сравнению с минимальным стабильным протонно-нейтронным соотношением. Протоны, необходимые для осуществления ядерных реакций протонного захвата, разгоняются до высоких скоростей в электромагнитных переменных полях звездных атмосфер. Реакции могут происходить при взрывах Сверхновых, содержащих в оболочках много водорода.

8. x-процесс, ответственный за образование легких и малораспространенных изотопов, построение которых нельзя объяснить другими вышеприведенными процессами нуклеосинтеза.

Обобщенная картина ядерного синтеза, учитывающая охарактеризованные выше процессы, представлена на рисунке 35. На нем элементы, возникающие в результате взаимодействия с протонами (сгорание водорода), помещены в горизонтальных рядах. Элементы, образующиеся в результате взаимодействия с ядрами гелия (сгорание гелия и α-процесс) или более сложным образом, составляют вертикальные ряды. Показаны пути образования известных стабильных изотопов углерода, азота, кислорода, фтора, неона и натрия. Процессы захвата нейтронов с построением тяжелых элементов показаны изогнутыми стрелками. Образование технеция ^{99}Tc приведено в качестве примера медленного нейтронного захвата (s-процесса). Трансурановый изотоп калифорния ^{254}Cf является примером синтеза с участием быстрых нейтронов (r-процесс).

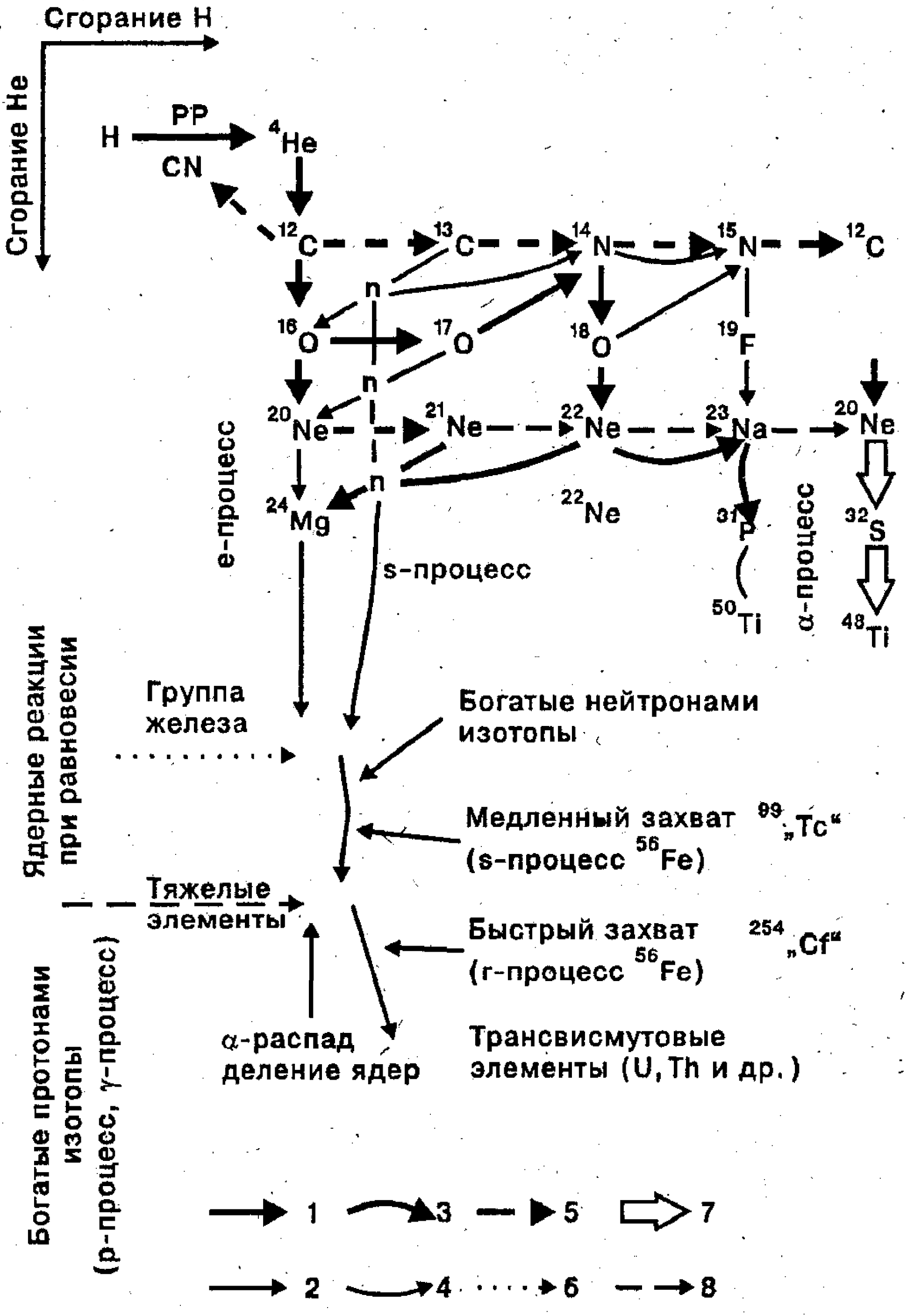


Рис. 35

Синтез элементов в звездах.
1. Основная линия, H-сгорание, He-сгорание.
2. Менее частые процессы.
3, 4. Нейтронный захват (s-процесс, r-процесс).
5. Каталитические процессы (CN, Ne, Na циклы).
6. Равновесие, e-процесс.
7. α-захват, α-процесс.
8. Модифицирующие процессы: p-процесс и др.

Группа железа формируется путем различных ядерных реакций, преимущественно в условиях статистического равновесия.

Синтез средних и тяжелых элементов совершался в массивных звездах. Прогресс в построении тяжелых элементов зависел от массы первоначальной звезды. Чем массивнее звезда, тем более высокую температуру она способна развивать в своих недрах и тем вероятнее рождение в ее центральных частях все более тяжелых элементов. В известной степени стало традицией образование тяжелых элементов приписывать Сверхновым звездам при их эксплозивных процессах. Однако это не единственные объекты, которые могли быть производителями тяжелых элементов.

Во всяком случае, общий химический состав нашей Галактики определился при неоднократном

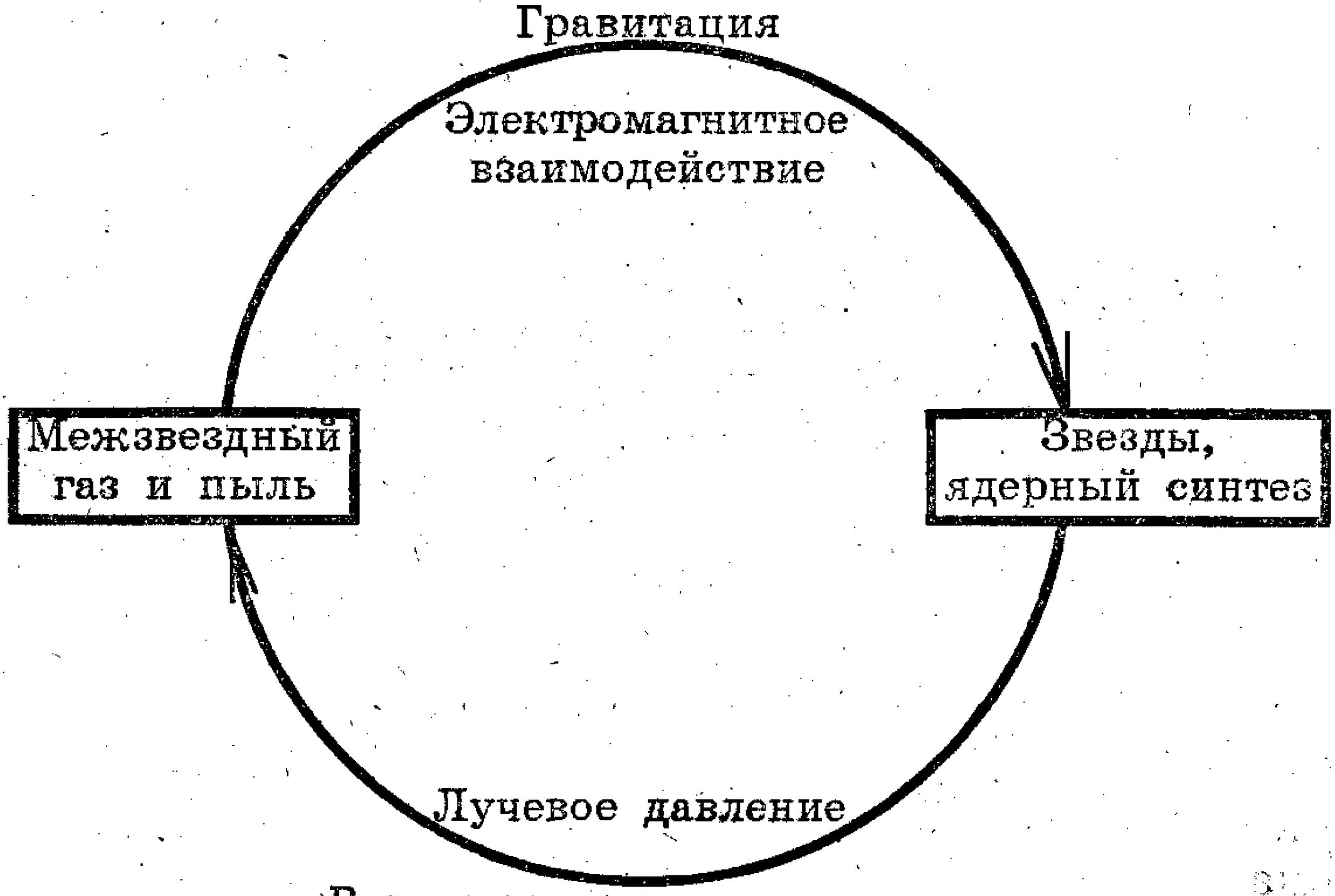


Рис. 36
Космический круговорот вещества в Галактике

взаимообмене рассеянного межзвездного вещества с самими звездами разных поколений, в установившемся огромном космическом круговороте вещества. В результате взрывов звезд первых поколений образовались газово-пылевые комплексы, послужившие материалом для построения звезд следующих поколений. Возник грандиозный космический круговорот вещества, схематически представленный на рисунке 36. В этот космический круговорот было включено и вещество нашей Солнечной системы, об атомно-молекулярной природе которой мы располагаем относительно обширными сведениями.

Основные черты эволюции звезд

Звезды рождаются с самыми разными массами. Они первоначально могут иметь несколько разный химический состав в зависимости от возраста поколения, при неизменном ведущем значении водорода и гелия. Эти факторы предопределяют в дальнейшем ход эволюции данной звезды. Наиболее типичная эволюция звезды, характерная, вероятно, для большинства звезд нашей Галактики, заключается в длительной светимости, определяемой энерговыделением от ядерных реакций на стадии водородного сгорания. После водородного сгорания наступает гелиевое сгорание, и термоядерный процесс охватывает в конце концов группу «железного» максимума. После исчерпания источников ядерного горючего звезда под влиянием гравитационных сил сжимается и превращается в белого карлика.

Эволюция звезд теснейшим образом связана с их массами. Скорость эволюции обратно пропорциональна массе звезды. Массивные звезды эволюционируют скорее, чем звезды малых масс. В данном случае под длительностью эволюции мы подразумеваем время, в течение которого звезда находится в определенном относительно стабильном состо-

янии, существенно не меняя своих параметров. Так, элементарный статистический учет звездных характеристик показывает, что звезды главной последовательности являются наиболее типичными и длительно эволюционирующими звездами среди всех известных. В процессе своего рождения и развития разные звезды рано или поздно входят в полосу главной последовательности с правого верхнего поля диаграммы Герцшпрунга-Рессела и пребывают в ней наиболее долго, находясь в квазистационарном состоянии. В общих чертах судьба большинства звезд может быть описана следующим образом.

Возникнув из разреженной материи, звезды сжимаются под действием гравитационных сил, уменьшают свои размеры и входят в полосу главной последовательности, когда в их недрах возникнут условия для сгорания водорода путем протон-протонных реакций и углерод-азотного цикла. Длительность пребывания звезд в главной последовательности связана с тем, что в течение большей части своей жизни звезда находится в стационарном состоянии — состоянии равновесия. В любой точке объема звезды, от внешних слоев до центра, гравитационные силы точно уравновешиваются силами газового давления и излучения. Это равенство сил притяжения и отталкивания определяет устойчивость звезды в течение долгого времени.

Количество и разнообразие элементов, создающихся в недрах, зависит от массы звезд, которая определяет возможность гравитационного сжатия с последующим повышением центральных температур и, как следствие этого, возбуждение различных типов ядерных реакций. Внутренняя температура звезды зависит от массы, и наиболее высокие ее значения достигаются в ходе эволюции самых массивных звезд. В то же время более массивные звезды имеют больше шансов быть производителями разных элементов путем различных реакций ядерного синтеза. Результаты расчетов реакций этого типа в процессе спокойной эволюции звезд,

согласно Р. Тейлеру, представлены в таблице 27.

Исходя из ядерных свойств вещества, можно считать, что большинство элементов было создано в реакциях термоядерного синтеза, отмеченных в таблице 27, либо в результате процессов, включающих захват нейтронов ранее возникшими элементами, преимущественно «железного» максимума. Однако две небольшие группы нуклидов не могли быть созданы указанными процессами, и приходится допустить особые, относительно редко встречаемые процессы. Общая направленность эволюции большинства звезд заключается в расходовании ядерного горючего, преимущественно H и He, и в постепенном повышении температуры и плотности в центральных областях.

Последние конечные стадии эволюции звезд завершаются образованием плотных сжатых космических объектов, природа которых зависит от первоначальной массы звезды.

Более примитивно протекает эволюция звезд с массой меньше 0,1 солнечной массы. По мере их сжатия температура в центре не достигает значений, необходимых для возбуждения ядерных реакций водородного сгорания. Звезды столь малой массы эволюционируют прямо к состоянию белого карлика и в конечном итоге — к состоянию чер-

Таблица 27

Ядерные реакции, происходящие во время нормальной эволюции в звездах различной массы

Отношения масс $M/M_\odot$	Ядерные реакции
0,08	Отсутствуют
0,3	Сгорание H
0,7	Сгорание H, He
5,0	Сгорание H, He, C
30,0	Все реакции синтеза, освобождающие энергию

$M_\odot$ — масса Солнца

ного карлика.

Были выполнены теоретические расчеты для моделей звезд различных масс без существенного вращения. Они показали, что если масса невращающейся звезды меньше, чем 1,2 солнечной, то конечным продуктом эволюции будут белые карлики. Масса порядка 1,2 солнечных называется пределом Чандрасекара. Для звезд большей массы, но меньше 2,5 солнечных масс, характерно превращение в нейтронные звезды после исчерпания ядерного горючего. В нейтронной звезде внутренняя плотность близка к плотности атомных ядер, а размеры ее выражаются десятками километров. При массах свыше 2,5 солнечных масс звезды в конечном итоге катастрофически сжимаются до ничтожного объема. Образуются сверхплотные сжатые объекты, которые были названы «черными дырами». Они обладают столь мощными гравитационными полями, что не дают возможности любой радиации покинуть их поверхность. Проблема черных дыр является исключительно интригующей и важной. Состояние черной дыры является как бы концом развития вещества.

Таким образом, можно представить, что в зависимости от первоначальной массы звезды теория предсказывает три состояния конечной эволюции звезд: 1) белые карлики, 2) нейтронные звезды, 3) черные дыры.

В ходе своего развития эволюционная стадия сменяется явлениями взрывного характера, связанными с ядерными реакциями особого рода. Звезды больших масс являются неустойчивыми и стремятся избавиться от лишней массы путем истечения (планетарные туманности), пульсаций, вспышек и взрывов, видимо, связанных с явлениями новых и сверхновых звезд. По заключению Я. Б. Зельдовича и И. Д. Новикова (1971), критическое значение массы, больше которой звезды неустойчивы, равно 60 солнечным массам, а звезды с массами свыше 100 солнечных и ядерными источниками энергии,

являются пульсационно-неустойчивыми. Эволюция достаточно массивной звезды кончается катастрофическим взрывом, который выражается как вспышка Сверхновой.

Образование тяжелых элементов при высоких температурах и плотностях происходит преимущественно в центральных частях Сверхновых. При вспышках Сверхновых межзвездная среда обогащается тяжелыми элементами, и эти элементы входят в гигантский круговорот вещества в пределах Галактики с последующим образованием звезд с иным химическим составом, чем более ранние звезды в космической истории. Железо и более тяжелые элементы синтезируются в процессах образования и последующих вспышек Сверхновых.

Большинство расчетов ядерной эволюции звезд различных масс, включая заключительные взрывы типа Сверхновых, выполнено без учета такого фактора, как вращение. Очень важным является вопрос — если вращательный момент внутреннего ядра велик, то в какой форме происходит взрыв?

По мере сжатия вращающейся звезды ее вещество может истекать с экватора, как следствие роста центробежных сил, рассеиваясь в пространстве и образуя газовый диск. Согласно О. Струве, быстро вращающиеся звезды могут выбрасывать вещество в плоскости своих экваторов и формировать вокруг себя газовые кольца и оболочки, теряя при этом массу и момент количества движения. По Я. Б. Зельдовичу и И. Д. Новикову, если при этом сохраняется достаточно эффективная вязкость, благодаря которой истекающее вещество связано со звездой (например — посредством магнитного поля), истекшее вещество заберет на себя основную долю момента и позволит сколлапсировать центральному сгущению. Рассеянное вдоль плоскости экватора вещество образует газовый диск, который при последующем охлаждении и конденсации может служить естественным источником протопланетного материала.

Хронология ранней Солнечной системы и вымершие радиоактивные изотопы

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 непрерывно распадающихся элементов 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 элементы? 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, так как при любом способе существования нашей планеты в далеком прошлом в ней невозможен был 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 соотношениях $^{207}Pb/^{206}Pb$ в изученном материале Солнечной системы, показывают, что образование тяжелых изотопов типа урана происходило около 5000 млн лет тому назад.

Однако подобного рода расчеты совершенно игнорируют присутствие собственно нерадиогенных

компонентов в составе свинцовых изотопов 207 и 206, что приводило к искажению возрастной оценки. Следует отметить, что более вероятно повышенное содержание нерадиогенного компонента в изотопе ^{206}Pb, как изотопа четного. Часть его могла образоваться от распада урана-234 и иония-230 по цепочке распада:

$$^{234}U \rightarrow {}^{230}Th \rightarrow {}^{206}Pb + 6He.$$

Следовательно, изотоп ^{206}Pb мог появиться при ядерном синтезе в повышенном количестве против нормального равновесного отношения с ^{238}U. В обстановке быстрого нейтронного захвата (r-процесса) выполнялись условия для интенсивного образования преимущественно первичного ^{206}Pb и менее интенсивного образования ^{207}Pb. Это обстоятельство **снижает** значение высокого возраста урана по свинцу, и возраст этого элемента должен быть меньше 5000 млн лет.

Можно вычислить возраст урана, допуская определенное значение первичного соотношения его изотопов $^{235}U/^{238}U$, как это впервые выполнил Э. Резерфорд. Для расчета использовалась элементарная формула:

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

где t — возраст урана. Первичное соотношение урановых изотопов Э. Резерфорд принял равным 1. При этом оказалось, что возраст урана близок к 6000 млн лет. Но если допустить, что первичное отношение урановых изотопов 235 и 238 было 3, то и в этом случае получается величина, недалекая от приведенной. Однако первичное отношение урановых изотопов 1, и тем более 3, несомненно, следует считать значительно завышенным. Если учесть космическую распространенность изотопов в пределах каждого четного тяжелого 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 последних рядов периодической системы Менделеева, непосредственно прилегающих к радиоактивным элементам (платина, ртуть, свинец). Поэтому со значительно большей долей вероятности можно полагать, что первичное отношение $^{235}U/^{238}U$ находилось в пределах 0,2 — 0,5. Если принять эти первичные значения, то возраст урана окажется 4800 — 5000 млн лет.

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

Расчет возраста урана показывает, что синтез тяжелых нуклидов 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. Но определенная их часть с периодами полураспада 10^6 — 10^8 лет могла дожить до образования твердых тел в Солнечной системе 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 таблице 28.

Доказательства существования в прошлом радиоактивных изотопов, указанных в таблице 28, в

Таблица 28

Вымершие радиоактивные изотопы

Радиоактивный изотоп	Период полураспада, лет	Тип распада	Продукт распада
Бериллий ^{10}Be	$2{,}5 \cdot 10^6$	β-распад	^{10}B
Алюминий ^{26}Al	$0{,}74 \cdot 10^6$	β^+-распад	^{26}Mg
Марганец ^{53}Mn	$3{,}7 \cdot 10^6$	β^+-распад	^{53}Cr
Ниобий ^{92}Nb	$3{,}3 \cdot 10^7$	е-захват	^{92}Zr
Палладий ^{107}Pd	$7 \cdot 10^7$	β-распад	^{107}Ag
Йод ^{129}J	$1{,}7 \cdot 10^7$	β-распад	^{129}Xe
Самарий ^{146}Sm	$5 \cdot 10^7$	α-распад	^{142}Nd
Свинец ^{205}Pb	$5 \cdot 10^7$	е-захват	^{205}Tl
Уран ^{236}U	$2{,}4 \cdot 10^7$	α-распад	^{232}Th
Нептуний ^{237}Np	$2 \cdot 10^6$	α-распад и осколочное деление	^{209}Bi
Плутоний ^{244}Pu	$8{,}2 \cdot 10^7$	"	^{232}Th
Кюрий ^{247}Cm	$1{,}6 \cdot 10^7$	"	^{207}Pb
Z = 112 — 116	$n \cdot 10^7$ (?)	"	(?)

настоящее время найдены в изотопном составе продуктов их распада... Местами нахождения следов их распада оказались изученные метеориты. Так, изотоп радиоактивного алюминия ^{26}Al концентрировался в полевых шпатах каменных метеоритов наряду со стабильным основным изотопом алюминия ^{27}Al. Радиоактивный палладий ^{107}Pd, как элемент сидерофильный, мог накапливаться в металлической фазе каменных метеоритов, либо непосредственно в железных метеоритах. Радиоактивный йод ^{129}I, совместно со стабильным изотопом йода ^{127}I, концентрировался в хондритах, обогащенных летучими. Плутоний ^{244}Pu, геохимия и космохимия которого близка к торию, урану и актинидам, вообще мог быть сосредоточен в ахондритах. В настоящее время мы располагаем определенны-

ми свидетельствами о былом существовании радиоактивных изотопов, вымерших к настоящему времени.

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. Однако количество этого радиоактивного изотопа крайне ничтожно и во всей биосфере нашей планеты составляет 1,7 тонн. Что касается метеоритов, то в 1970 г. в зернах полевого шпата двух каменных метеоритов обнаружено повышенное отношение изотопов $^{26}Mg/^{25}Mg$ (по сравнению с земными стандартами и образцами пород, обогащенными обычным магнием). В 1977 г. в каменном метеорите (хондрите) Альенде, выпавшем в Мексике в 1969 г., был найден избыток изотопа магния-26 (10%) как радиогенного продукта. Этот избыток строго коррелируется с повышенным содержанием ^{27}Al, и поэтому можно считать доказанным, что данный образец метеорита в прошлом действительно содержал радиоактивный изотоп алюминия-26. Ряд исследователей высказали предположение, что быстрый распад ^{26}Al мог вызвать нагрев и плавление первичных планет и родоначальных метеоритных тел 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 палладия-107 долгое время обнаружить не удавалось, несмотря на тщательные измерения изотопного состава серебра.

В земных условиях обычное серебро состоит из смеси двух стабильных изотопов — ^{107}Ag и ^{109}Ag, с относительной распространенностью соответственно 51,35% и 48,65%. Некоторое превышение распространенности ^{107}Ag вполне могло быть связано со

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}Ag/^{109}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 методом отношения ^{107}Ag/^{110}Pd некоторые исследователи рассчитали первичное отношение (^{107}Pd/^{110}Pd) $\geqslant 2 \cdot 10^{-5}$. В последнее время изотопные аномалии серебра, как следы распада радиоактивного палладия, были обнаружены также и в других железных метеоритах — Гоба и Глаутотенек.

Радиоактивный изотоп йода ^{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 ксенон-129 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 изотопа ^{129}Xe в некоторых хондритовых метеоритах сопровождается 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 они накапливались вместе в отдельных фазах каменных метеоритов. Данные об изотопном составе ксенона из разных источников представлены на рисунке 37.

На изотопном составе природного ксенона отразилось осколочное деление тяжелых ядер типа урана и трансурановых элементов, как это видно

на рисунке 37, где уранинит содержит только продукты осколочного деления урана — изотопы ксенона с массами 131, 132, 134, 136. Из всех изотопов трансурановых элементов наиболее долгоживущим является плутоний ^{244}Pu. В настоящее время получены многочисленные данные о содержании в прошлом ^{244}Pu в каменных метеоритах, преимущественно в ахондритах.

Первые указания на присутствие плутония в ранней истории Солнечной системы были получе-

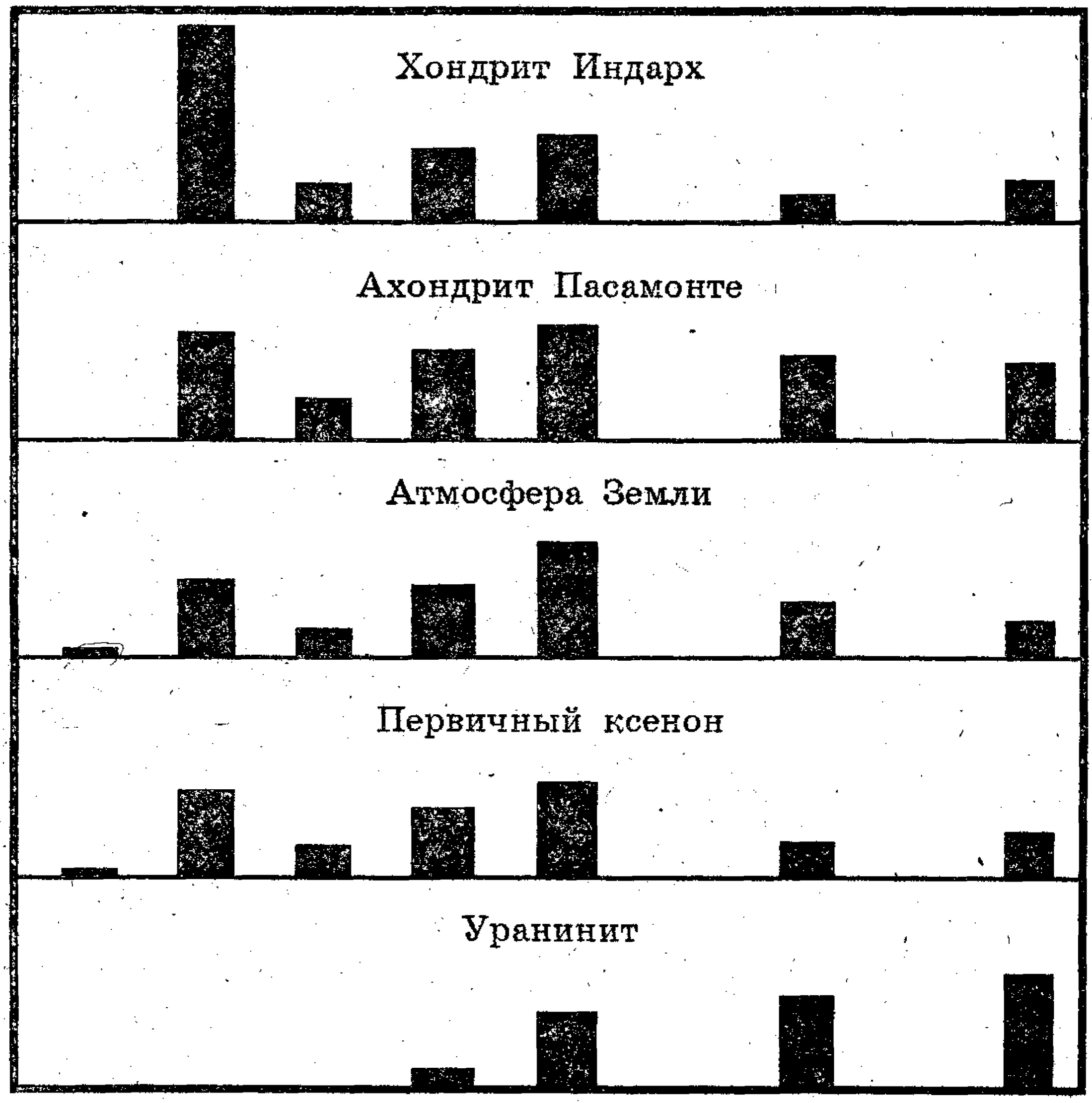


Рис. 37
Изотопный состав ксенона разных источников

метеоритного ксенона. Из всех продуктов спонтанного осколочного деления тяжелых ядер ксенон оказывается наиболее обильным. Он составляет почти 15% всех разнообразных 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 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 рисунке 28 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 тому назад, в эпоху образования Земли, отношение $^{244}Pu/^{238}U$ было равным 0,015. В связи с этим можно полагать, что в начале существования Земли в ее состав входил ^{244}Pu в количествах, вполне соизмеримых с количеством таких химических 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 $4 \cdot 10^{12}$ тонн плутония-244. 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 были использованы для вычисления ранней хронологии Солнечной системы. При этом в первом приближении наиболее удобной оказалась пара ^{129}Xe — ^{129}I.

Накопление ^{129}Xe на ранних этапах развития Солнечной системы представлено на рисунке 38. Зная первоначальное количество $^{129}I_0$ 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 $(^{129}I/^{127}I)_0$, а после истечения времени Δt остава-

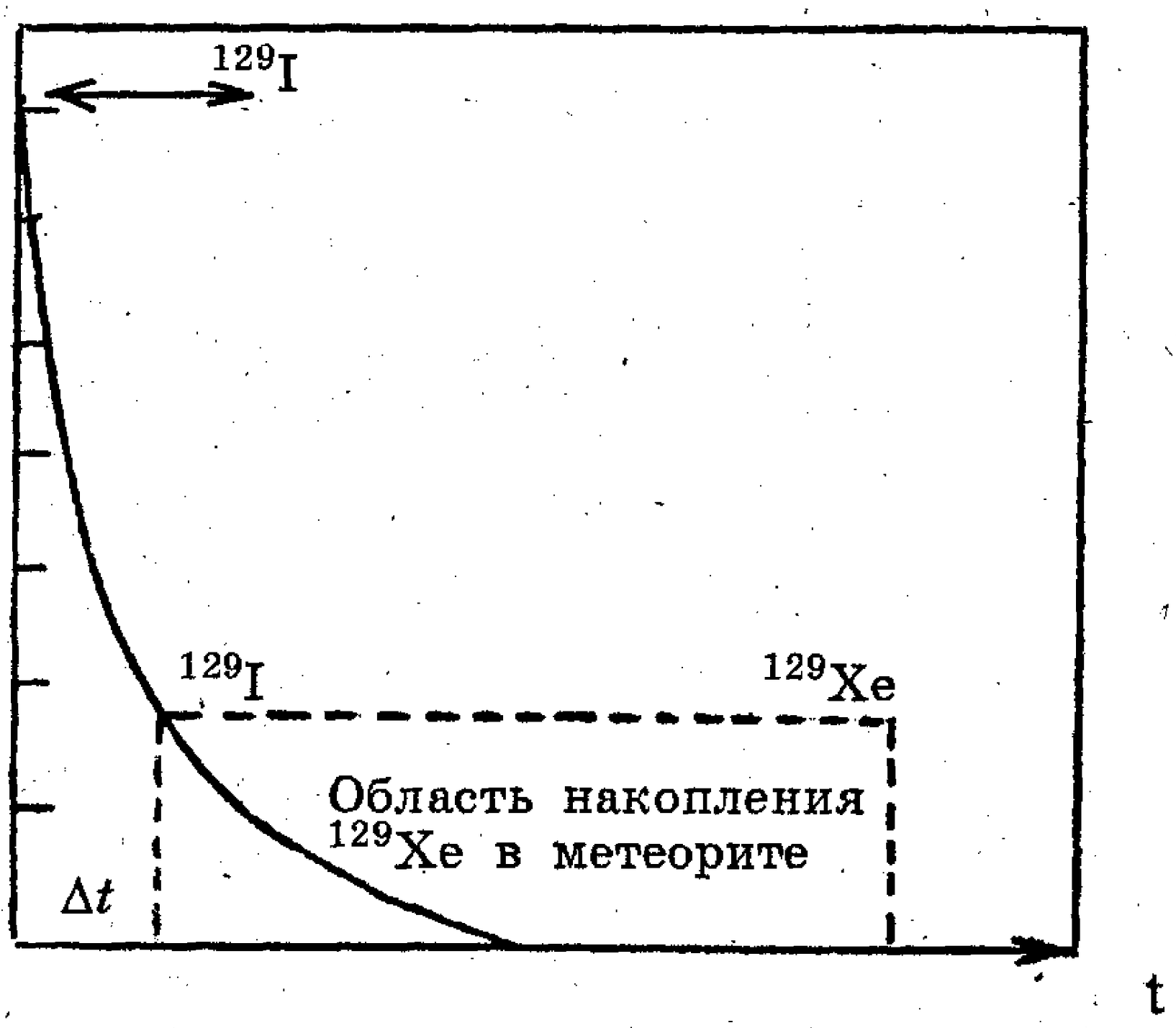


Рис. 38
Распад радиоактивного йода ^{129}I и накопление радиогенного ксенона ^{129}Xe в твердом веществе метеоритов

лось ($^{129}I/^{127}I$). Обозначая константу распада йода-129 λ и используя экспоненциальный закон радиоактивного распада, можно написать

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

где ($^{129}I/^{127}I$) — изотопный состав йода, попавшего в первые твердые тела Солнечной системы. Поскольку все количество ^{129}I превратилось в ^{129}Xe, то

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

откуда следует, что

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

В окончательном виде получим выражение возраста

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

Предполагаемые значения отношения $(^{129}I/^{127}I)_0$ приводят к значению возраста 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 возникновения ^{129}I был длительным, то значения будут несколько иные. Это приводит к значениям Δt в пределах 250 — 34 млн лет. Такое расхождение, вероятно, является результатом различного во времени процесса консолидации родоначальных метеоритных 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, ^{136}Xe как продуктам осколочного спонтанного деления плутония-244. Допуская различные значения первичного отношения $^{244}Pu/^{238}U$, получим значения Δt в тех же пределах, что и по изотопной паре ^{129}I — ^{129}Xe, а именно 250 — 50 млн лет. Таким образом, интервал возраста Δt — как промежуток времени между окончанием процессов ядерного синтеза и началом твердых тел в ранней Солнечной системе — определяется с малой точностью, но тем не менее, независимо от конкретных числовых величин, можно сделать вывод, что ядерный синтез завершился незадолго до образования Солнечной системы. Об этом также свидетельствуют данные расчета возраста урана, которые были изложены ранее.

Проблема космической хронологии в связи с происхождением атомных ядер и Солнечной системы рассматривалась некоторыми учеными в недалеком прошлом. В данном случае мы можем отметить исследования Ю. А. Шуколюкова и Л. К. Левского (1972), Э. В. Соботовича (1974), А. К. Лаврухиной (1976), В. П. Чечева и Я. М. Крамаровского (1978). Одну из моделей космической истории вещества Солнечной системы предложили французские астрофизики Г. Ривс и Ж. Одюз (1968). Они наметили 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 данных, в раннюю стадию развития отличалось интенсивной протонной радиацией. Протоны космических лучей от галактических областей создавали значительно меньший эффект.

В результате первой группы процессов образо-

валось большинство элементов, в том числе ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th, ^{244}Pu, ^{247}Cm, ^{129}J, ^{107}Pd и другие радиоактивные изотопы. Они служат ним 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.

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. Хронологическая последовательность важнейших событий в истории Вселенной, согласно А. К. Лаврухиной (1992), представляется в следующем виде:

15 ± 1 млрд лет назад — Большой Взрыв. Рождение элементарных частиц. Ядерный синтез гелия.

11 — 14 млрд лет назад — образование галактик и звезд населения 11.

10 ± 1 млрд лет назад — образование Галактики, единый галактический нуклеосинтез и образование звезд населения 1.

4,8 млрд лет назад — образование межзвездного облака, давшего начало Солнечной системе.

4,7 млрд лет назад — локальная вспышка Сверхновой и сжатие протосолнечной туманности с образованием протосолнца.

4,69 млрд лет назад — эволюция Солнца до главной последовательности и образование пыли и планетезималей в допланетном облаке.

4,65 — 4,6 млрд лет назад — образование роданачальных метеоритных тел метеоритов, планет, Луны и Земли.

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

Следует отметить, что датировка важнейших со-

бытий до образования Солнечной системы носит весьма приближенный характер. Более точно мы знаем величину Δt — интервал времени между концом ядерного синтеза и началом образования твердых тел. Но и здесь мы встречаем ряд неопределенностей.

Общая последовательность событий в космической истории вещества и ранней истории Солнечной системы представлена на рисунке 39. Вещество нашей планеты в далеком прошлом проходило стадии ядерного синтеза, газовой туманности с образованием твердых частиц, аккумуляции частиц в компактное сферическое тело и, наконец, стадию собственного развития.

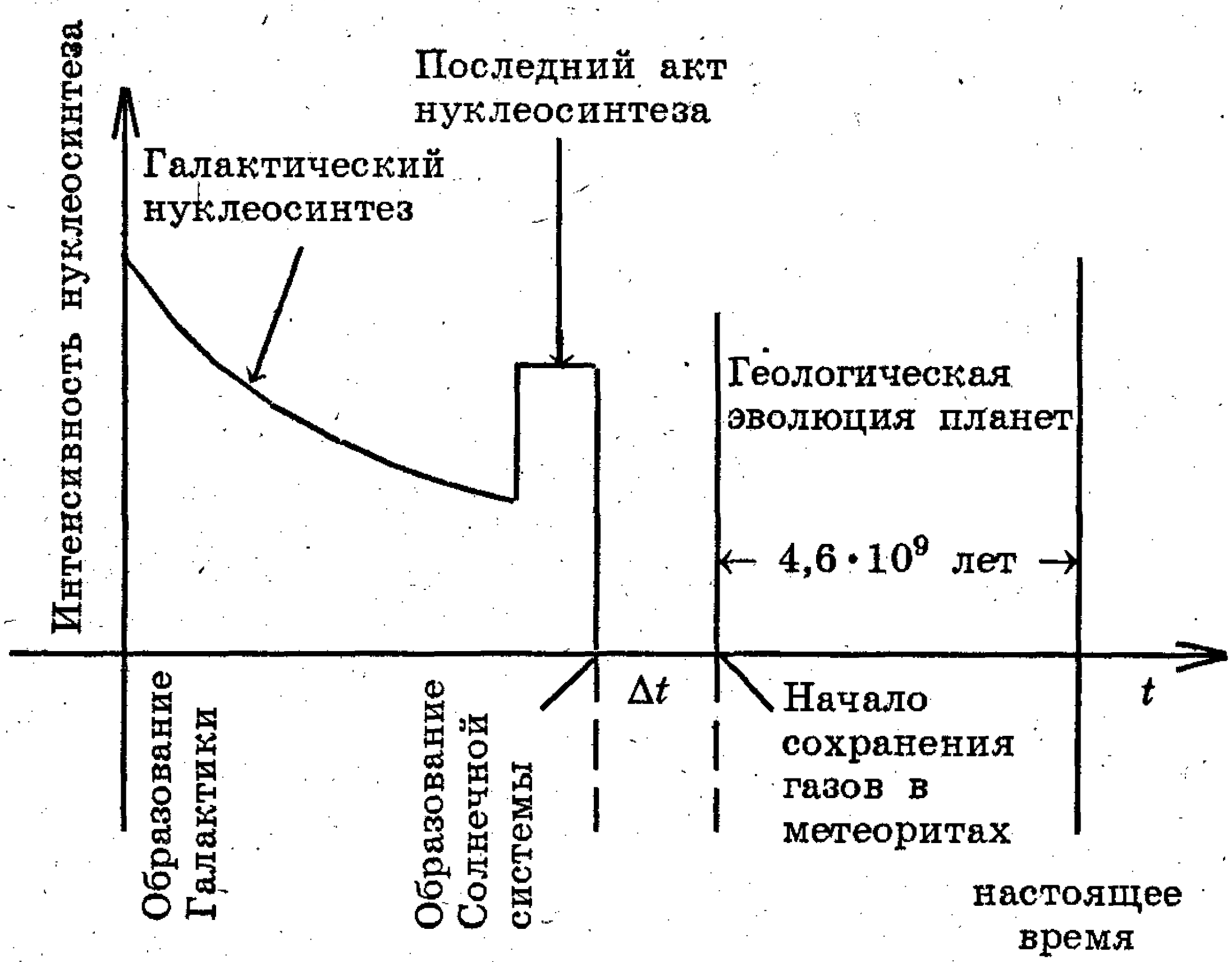


Рис. 39
Хронологическая последовательность основных событий в эволюции вещества Солнечной системы

Вероятные модели ядерного синтеза накануне образования Солнечной системы

В свете данных космохимии и геохимии изотопов, которые были рассмотрены нами выше, можно считать установленным, что происхождение Солнечной системы связано с происхождением химических элементов, ее слагающих, или, во всяком случае, с происхождением какой-то части этих элементов и их изотопов. Важнейшей проблемой астрофизики и космохимии является выяснение того, как конкретно осуществлялся нуклеосинтез вещества Солнечной системы. Как наиболее подробно и обстоятельно объяснить особенности изотопного состава планет и особенно метеоритов? Как объяснить наблюдаемую и вымершую радиоактивность?

Конкретные пути эволюции той космической системы, которая была предком Солнца в отношении образования его вещества, во многом остаются неясными и являются предметом теоретического моделирования и более или менее вероятных предположений. Такое важное событие в истории вещества Солнечной системы, как синтез атомов ее слагающих, является в настоящее время предметом построения различных моделей, в которых был возможен синтез химических элементов, по крайней мере включая те, которые к настоящему времени вымерли и оставили следы своего былого существования в материале метеоритов. В настоящее время можно отметить некоторые ограничения, которые предопределяют построение моделей ядерного синтеза в звездах различных масс.

Поскольку к последним событиям ядерной эволюции вещества перед образованием Солнечной системы относились процессы построения тяжелых

элементов, требующих участия нейтронов, то естественно, что напрашивается построение модели, в которой могли возникать нейтроны.

Еще в 1937 г. Л. Д. Ландау показал, что при ультравысоких давлениях в центральных частях массивных звезд нейтронная фаза вещества энергетически более выгодна. Из его расчетов следовало, что в недрах звезды, масса которой в два раза превышает современную массу солнца, могли возникать давления, обеспечивающие образование нейтронной среды. При этих давлениях электроны вдавливаются в атомные ядра и нейтрализуют протоны. В 1941 г. В. В. Чердынцев, а в 1947 г. Г. ван-Альбада предложили гипотезу построения тяжелых элементов в массивных звездах с участием нейтронной фазы. В 1956 г. Г. В. Войткевич наметил контуры космогонической гипотезы, связывающей происхождение Солнечной системы с происхождением тяжелых атомных ядер следующим образом.

Первичное массивное Солнце водородно-гелиевого состава, возникшее из холодного рассеянного газового вещества, обладало определенным, хотя и небольшим моментом вращения. На одном из этапов развития это протосолнце прошло стадию сжатия, которое уплотнило вещество в центральных частях и привело к образованию нейтронной фазы в центре за счет объединения электронов с ядерными протонами. В результате резко уменьшился объем протосолнца, а скорость вращения и центробежная сила на экваторе резко возросли. Вследствие этого давление в области экватора значительно снизилось. Нейтронная материя рассеялась в экваториальной плоскости, облучая нейтронами более легкие ядра периферических частей Солнца и порождая тяжелые ядра. По экватору произошло истечение вещества, которое образовало газовый диск — протопланетную туманность. Одновременно ядра, пересыщенные нейтронами при распаде

нейтронного концентрата, путем β-распада, перешли в нормальные нейтронно-протонные со стабильным соотношением нуклонов. При этих условиях неизбежно возникали тяжелые трансурановые элементы. Все трансвисмутовые элементы испытывают α-распад и осколочное деление (в меньшей степени). Материя, выброшенная Солнцем и в значительной степени обогащенная новорожденными радиоактивными изотопами, идет на построение планет, но большая ее часть рассеивается в межзвездном пространстве. Выражаясь современным языком, можно сказать, что в прошлом непосредственным предком Солнца был неудавшийся пульсар, в котором нейтронная фаза образовалась как временное метастабильное состояние. Изложенная модель носила исключительно качественный характер и рассматривала осуществление r-процесса, не касаясь других реакций нуклеосинтеза.

В настоящее время в связи с открытием многих вариаций изотопных отношений в метеоритах все более утверждается идея, что вещество Солнечной системы является прямым потомком Сверхновой в отношении ядерного генезиса. Разные зоны древней протопланетной туманности отражали разные зоны первичной массивной звезды, в которой происходил нуклеосинтез. Соответствующие зоны туманности унаследовали химические и изотопные неоднородности той элементообразующей системы, которая наиболее вероятно прошла стадию Сверхновой звезды.

Последовательными сторонниками этих представлений выступили О. Мануэл, Д. Сабу (1977 — 1980) и А. К. Лаврухина (1980). Согласно этим авторам, все данные изотопной космохимии Солнечной системы указывают на то, что остаток Сверхновой и примитивное вещество Солнечной системы — одно и то же. Последовательный ход событий, который привел к гетерогенности химического и изотопного состава в протопланетном газово-пылевом облаке, представлен на рисунке 40.

По этому рисунку можно видеть, что родоначальная вращающаяся звезда, предшествующая Сверхновой, состояла из зон с различным химическим составом. В этих зонах температура повышалась по направлению к центру. Когда недра звезды лишаются легких элементов, сгоревших в ходе термоядерных реакций, вращающаяся звезда переходит в неустойчивое состояние. Резкое гравитационное сжатие — коллапс — происходит со стороны полюсов, чтобы сохранить угловой момент. Это показано в средней части рисунка 40. По мнению О. Мануэла (1981), взрывы происходят в похожих на почки областях в результате множества реакций, которые возникают при стремительном прорыве легких элементов из внешних слоев в высокотемпературные области внутренних частей звезды.

В плоскости экватора взрывные силы рассеивают вещество в радиальном направлении, как это

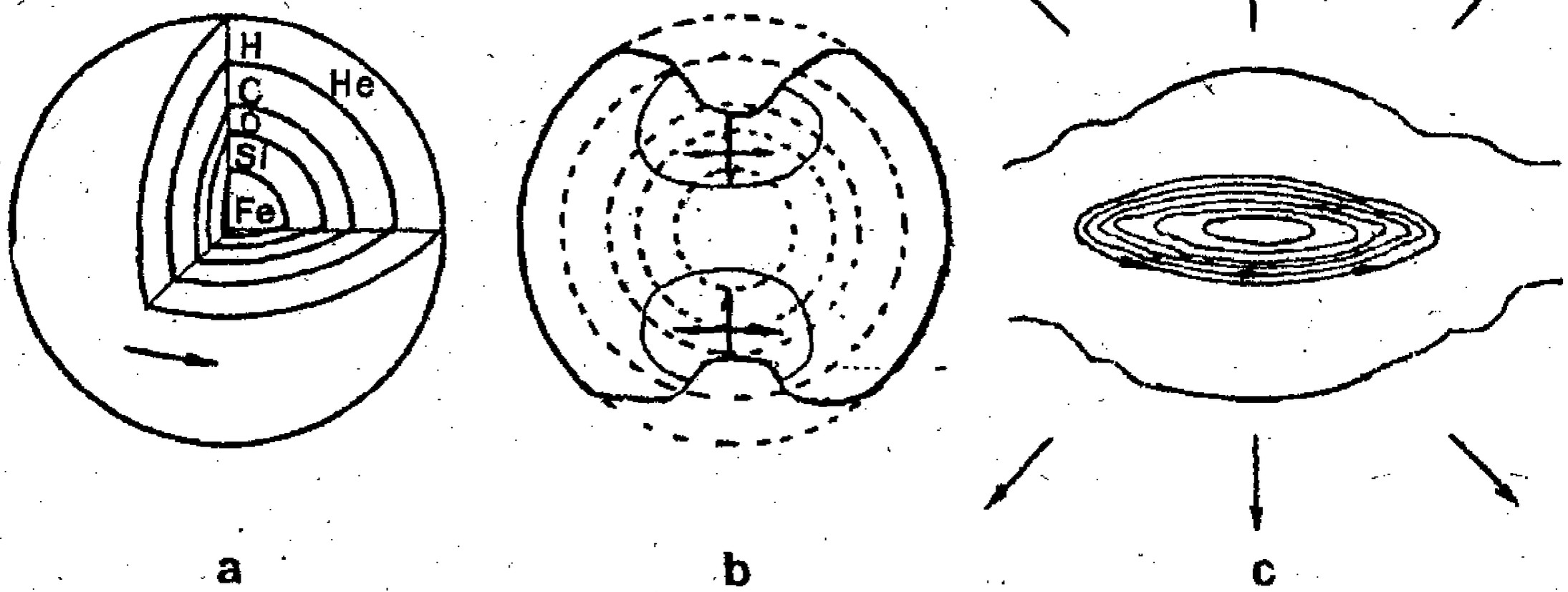


Рис. 40
Схематическое изображение взрыва Сверхновой, как предшественника Солнечной системы (по О. Мануэлу)

показано в правой части рисунка 40, и при этом образуетсся газовый диск. Гетерогенность химического и изотопного состава в дискообразной туманности предопределяется неоднородностью состава родительской звезды, которая прошла стадию Сверхновой.

Указанные процессы отразились в конце концов на составе современного вещества Солнечной системы. Так, вещество углистых хондритов содержит нормальные по изотопному составу H, C и Ne и аномальные по изотопному составу тяжелые элементы, поскольку все легкие и аномальные изотопно-тяжелые элементы образовались из вещества внешних слоев звезды. Из внешних слоев звезды возникли гигантские внешние планеты, подобные Юпитеру. Железные метеориты и ядра внутренних планет первоначально формировались из элементов внутренних частей звезды. Затем эти ядра покрылись слоями конденсатов из других областей. Само Солнце представляет собой остаток центральных областей Сверхновой.

Несмотря на изменения изотопного состава элементов Солнечной системы, эти вариации в целом являются небольшими, и разные тела Солнечной системы, как и разные фракции метеоритов, имеют близкий изотопный состав для большинства элементов, резко отличающийся от изотопных отношений ряда элементов в межзвездных облаках и других звездах нашей Галактики. Это обстоятельство определенно свидетельствует о том, что вещество Солнца и других членов его семейства имело общую судьбу в отношении ядерного синтеза. Оно, вероятно, возникло из общего единого источника.

Предложенная модель — взрыв вращающейся Сверхновой — пока лучше всего подходит в качестве предка Солнца и протопланетной туманности (в свете всего известного в настоящее время). Окончательное подтверждение этих представлений следует ожидать тогда, когда дальнейшие исследования планет и комет обнаружат вариации изотопного

состава элементов в зависимости от гелиоцентрического расстояния.

Таким образом, по всем данным астрофизики и космохимии в исторической последовательности **Солнечная система образовалась на переломном этапе эволюции вещества — от ядерной эволюции к эволюции химической.**

Глава IX

Химические процессы в ранней Солнечной системе

Законы астрофизики оказались связанными с периодическим законом Менделеева.

А. Е. Ферсман

Вначале была плазма...

Х. Альфвен

Первичные условия в газовой туманности

По всем данным современной космохимии, протопланетное вещество, как родоначальник материала планет и родительских метеоритных тел, генетически было связано с Солнцем.

Учитывая завершающие этапы ядерного синтеза, которые привели к образованию тяжелых нуклидов, нетрудно прийти к заключению, что первичный протопланетный материал был представлен сильно ионизированными разобщенными атомами, ядрами и электронами. Лишь после значительного падения температур атомные ядра и многократно ионизированные атомы приобрели путем рекомбинаций нормальные электронные оболочки, что явилось обязательным условием для осуществления химических реакций и образования первых

химических соединений. Протопланетная туманность, окутавшая первичное Солнце, образовалась из вещества, достаточно свежего после ядерного генезиса, и была сильно радиоактивна. В связи с этим следует отметить, что космическая пыль, которая состоит из твердых частиц и которая неоднократно рассматривалась в космогонических гипотезах недавнего прошлого в качестве строительного материала планет, в истории Солнечной системы должна быть образованием вторичным, возникшим в результате химической эволюции плазменного звездного вещества по мере его охлаждения.

Относительно первичной химической неоднородности протопланетной туманности, которая возникла вслед за завершением процессов ядерного генезиса, мы знаем очень мало. Действительно, в Солнечной системе мы встречаем разное соотношение окисленного и металлического железа в зависимости от гелиоцентрического расстояния. Однако содержание общего железа также уменьшается с возрастанием отдаленности от Солнца. Так, по модельным составам планет железо содержится в следующей пропорции (в%):

Меркурий	Венера	Земля	Марс	Астероиды
64,5	33 — 38	32	26,7	22 — 28

Отсюда можно допустить, что зональная химическая неоднородность в отношении распределения железа в Солнечной системе реально отражает его первичные количества как прямой результат процессов ядерного синтеза в Предсверхновой и Сверхновой, в которых металлы группы железа формировались в центральной зоне, а затем были выброшены в экваториальной плоскости. При этом они сосредоточились в основном вблизи центрального тела и в меньшей степени — на отдаленных расстояниях. Такое заключение является вполне вероятным, но далеко еще не доказанным.

Наиболее распространенные химически активные элементы солнечной туманности по мере остывания газа превращались в молекулярные газовые виды, а при дальнейшем охлаждении формировались твердые частицы как конечные продукты конденсации солнечного газа. Распределение элементов в газе солнечного состава и конечные конденсаты этого газа представлены в таблице 29. Элементы в этой таблице перечислены в порядке убывания распространенности.

Таблица 29

Распределение элементов в газе солнечного состава и конечные конденсаты этого газа

Элемент	Наиболее обильные газовые виды	Конечные конденсаты
H	H_2	H_2O
O	H_2O, CO, CO_2	Силикаты, оксиды
C	CO, CH_4, CO_2	Графит, углеводороды, карбонаты, карбиды
N	NH_3, N_2	Жидкие до твердых NH_3, N_2 в планетных атмосферах
Si	SiO, SiH, SiS	Mg — Fe силикаты
Mg	Mg	Mg — Fe силикаты
S	H_2S, S_2, S, SiS	FeS троилит
Fe	Fe	Металл, силикаты, оксиды
Na	Na, NaOH	Силикаты
Al	Al, (AlO), Al_2O, AlOH	Силикаты
Ca	Ca, CaO, CaF_2, $CaCl_2$	Силикаты

Химическая эволюция протопланетного вещества

Образование Земли и других планет Солнечной системы не только объяснялось законами механики, на которые в недалеком прошлом опирались классические космогонические гипотезы, но и было связано со свойствами самого вещества — физико-химическими процессами в широком смысле слова. Возникновение атомов в их космической истории определялось законами ядерной физики и термодинамики. Формирование химических соединений, состоящих из атомов, было обусловлено строением их электронной оболочки и физическими условиями в пределах относительно низких температур по сравнению с условиями ядерного синтеза. Протопланетное вещество, из которого непосредственно аккумулировались первичные планеты во всем пространстве Солнечной системы, приобрело в ходе своей эволюции вещественную неоднородность, отразившуюся на составе самих планет.

Вещество Солнца и вещество Земли до определенного исторического этапа развивалось одинаково, в общей материальной системе. В дальнейшем переломный этап выразился в разделении общей системы (первичной массивной звезды) на первичное Солнце и околосолнечное вещество, имеющее состав солнечного газа. Мы еще не знаем конкретного механизма отделения этого вещества. По-видимому, он был как-то связан с центробежными силами, возникшими при изменении скорости вращения первичной массивной звезды. Таким путем образовалась протопланетная солнечная туманность в виде газового диска, совпадающего с плоскостью солнечного экватора... Возникновение этого газового диска неизбежно было связано с расширением солнечного (звездного) вещества и его охлаждением до температур, способствующих возникновению

молекул, химических соединений и металлических фаз. Возникшая газовая туманность подвергалась воздействию солнечной радиации.

В первую очередь следует отметить такой важный физический фактор, как давление солнечных лучей. Вероятно, первичный газ под влиянием лучевого давления яркого первичного Солнца испытал определенную пространственную дифференциацию. Так, самые легкие газовые компоненты первичного диска были отброшены в краевые его части. То же мы наблюдаем сейчас в увеличении хвостов комет по мере приближения их к Солнцу. В этих краевых периферических частях газового диска возникли впоследствии крупные планеты типа Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна, состоящих главным образом из газов. Давление солнечных лучей явилось постоянно действующим фактором в сортировке материала Солнечной системы.

Возникновение различий в химическом составе первичной туманности дополнительно определялось воздействием быстрых частиц солнечного ветра, выбрасываемых первичным Солнцем. По мнению Г. Койпера, наиболее эффективным механизмом удаления газа из внутренних частей Солнечной системы было выбивание легких атомов и молекул в разреженной части первичной туманности в результате ударов солнечных корпускул высоких энергий.

Для того, чтобы четко представить пути химической эволюции протопланетного вещества, необходимо с максимальной полнотой учесть распределение всех химических элементов в изученных телах Солнечной системы. Это позволит установить их миграцию в прошлом и выяснить некоторые принципиальные закономерности, которые могут быть истолкованы с точки зрения химических законов.

Изучение содержания ряда химических элементов в хондритовых метеоритах разного типа современными точными методами анализа (нейтронной

активация, масс-спектрометрия и др.) привело к существенному уточнению данных об их распределении. Оказалось, что во всех изученных обычных хондритах и материале Земли 1/3 элементов таблицы Менделеева обнаруживает существенный недостаток по сравнению со средним солнечным веществом, которое характерно для углистых хондритов типа Cl. Соответствующие недостаточные элементы показаны в таблице рисунка 41.

Указанные в таблице элементы можно условно подразделить на элементы нормальной недостаточности, содержание которых относительно Cl составляет 0,5 — 0,1 (т. е. концентрация их в 2 — 10 раз меньше), и элементы аномальной недостаточности, содержание которых находится в пределах 0,1 до 0,001. Таким образом, их концентрация в 10 — 1000 раз ниже средней космической. В земной мантии особенно резкий дефицит серы, селена, теллура, ртути, относительная концентрация которых в материале Земли составляет менее 0,001 по сравнению с веществом углистых хондритов Cl.

В таблице рисунка 40 можно видеть, что недостаточные элементы занимают вполне определен-

I	II	II	IV	V	VI	VII	VIII			I	II	III	IV	V	VI	VII	O
																H	He
Li	Be	B											C	N	O	F	Ne
Na	Mg	Al	Si	P											S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U												

—1 —2

Рис. 41

Недостаточные элементы в веществе Земли и метеоритов в таблице Менделеева.
1. Элементы нормальной недостаточности (0,5 — 0,1).
2. Элементы аномальной недостаточности (0,1 — 0,001)

ные места в периодической системе Менделеева, охватывая поля халькофильных, атмофильных и летучих литофильных элементов. Следовательно, их недостаточность не является случайной, а связана с определенными физико-химическими свойствами.

Нетрудно видеть, что большинство из недостаточных элементов относится к летучим. Они имеют относительно низкую температуру плавления и кипения и поэтому легко мигрируют при высоких температурах в газовом состоянии. Однако одной летучестью нельзя объяснить дефицит всех недостаточных элементов. Такие металлы, как серебро, золото, медь, не относятся к летучим. Но их скудность в коре Земли и мантии может быть связана с их сидерофильными свойствами и концентрацией в металлическом ядре Земли. Вероятно, сера и ее химические аналоги также поступили в земное ядро во время его формирования, и их дефицит на самом деле, возможно, не столь резкий.

Формирование химического состава планет было связано в прошлые времена с последовательной конденсацией элементов и их соединений в порядке, обратном их летучести. Так, если повышение температуры приводит к повышению подвижности летучих, то понижение температуры раскаленной газовой системы солнечного состава влечет за собой последовательную конденсацию сначала нелетучих — тугоплавких, затем труднолетучих и в самом конце — наиболее летучих элементов и их соединений. Этот процесс конденсации горячего газа солнечного состава ниже температуры 2000 К был количественно изучен и рассчитан по формулам химической термодинамики Дж. Ларимером, Л. Гроссманом, Э. Андерсом и другими исследователями.

На основании исследований этих авторов нами была построена диаграмма, показывающая зависимость последовательности конденсации химических соединений от температуры. Эта диаграмма пред-

ставлена на рисунке 42.

Построенная диаграмма характеризует последовательность конденсации элементов и их соединений в ходе понижения температуры солнечного газа и при падении давления от 1,00 до 0,007 атм. Как видно, конденсация элементов и их простейших

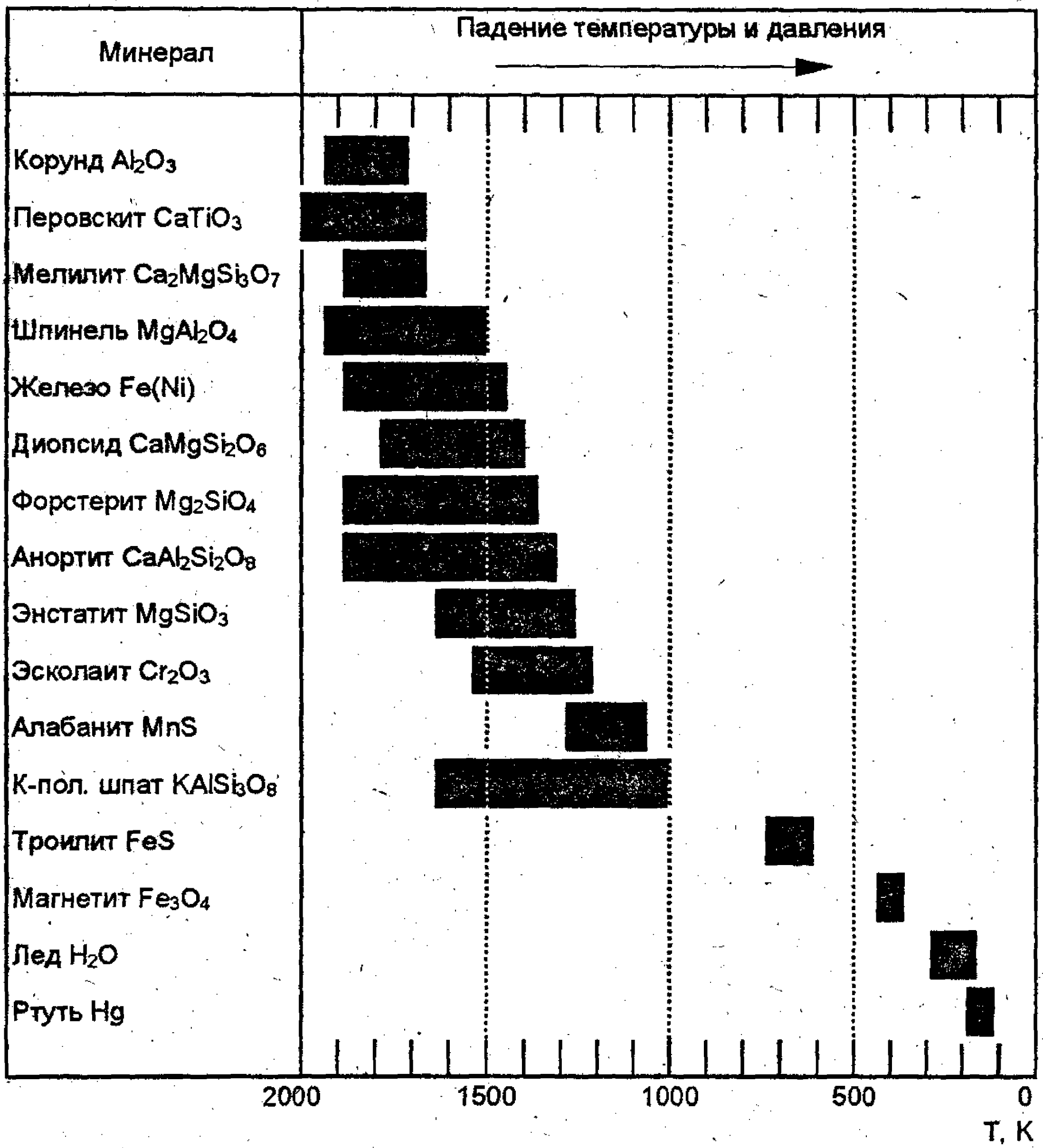


Рис. 42

Температуры конденсации элементов и их соединений при остывании газа солнечного состава

соединений в виде оксидов, силикатов и сульфидов проходила в определенном, строго закономерном порядке. Если исключить мало распространенные оксиды (корунд, перовскит, шпинель, а также мелилит), то первыми конденсировались в капли расплава железо, никель и силикаты, куда вошли наиболее распространенные элементы — O, Si, Fe, Mg, Ca, Al, затем конденсировались сульфиды, и последними при низких температурах конденсировались такие летучие вещества, как вода и ртуть. Капли остывали, проходили стадию кристаллизации и превращались в твердые тела — шаровидные частицы. Вполне вероятно, что хондры большинства каменных метеоритов являются остатками капель, возникших в процессе конденсации солнечного газа.

Результаты вышеприведенных расчетов основывались на предположении, что в ходе конденсации солнечного газа между конденсирующейся жидкой фазой и окружающим газом существовало непрерывное равновесие. Однако такой случай следует считать идеальным. В процессе конденсации солнечного газа равновесие могло нарушаться. Возникшие силикатные частицы могли испытывать повторный нагрев, метаморфизм и перекристаллизацию. Изучение структуры самих хондр указывает на большую реальность этих процессов.

Последовательность конденсации в определенной степени зависела от давления в первичной солнечной туманности, которое нам по существу остается неизвестным. Но эта зависимость не является существенной в отношении изменения порядка конденсации соединений. Так, по расчетам Л. Гроссмана, железо-никелевые сплавы имеют более высокие температуры конденсации, чем силикаты магния (форстерит Mg_2SiO_4 и энстатит $MgSiO_3$), при всех значениях давления свыше 10^{-5} атм. Но при более низких давлениях первыми выделяются форстерит и энстатит.

Наиболее существенное влияние на последова-

тельность конденсации различных соединений в охлаждающейся туманности оказывает отношение C/O. Все вычисленные температуры конденсации исходили из солнечного отношения C/O = 0,6, которое допускалось повсеместно одинаковым во всей гомогенной солнечной туманности. На самом деле у нас нет убедительных доказательств, что условия были именно таковы. Небольшое изменение отношения C/O от 0,6 до 1,00 приводит к существенному изменению последовательности конденсации различных веществ. Так, при возрастании отношения C/O от 0,9 до 1,0 температуры конденсации снижаются на 300 — 400 К. При этом в числе первых появляются высокотемпературные соединения, например графит, CaS, Fe_3C, SiC и TiN, которые действительно наблюдаются в наиболее восстановленных метеоритах типа энстатитовых хондритов и в ряде железных метеоритов.

В общем, мы можем допустить фракционирование углерода и кислорода в первичной солнечной туманности, хотя конкретные причины такого фракционирования не ясны. Отношение C/O изменялось в ходе конденсации и аккреции веществ. Твердые фазы углерода (графит и карбиды) вошли в состав зародышей планет, тем самым понизив отношение C/O в оставшейся туманности, где ход химических процессов стал определяться главным образом космохимией кислорода.

Формирование химического состава Земли было связано с определенными физико-химическими процессами в протопланетной газовой туманности и, естественно, явилось вариантом более общего процесса конденсации, затем сгущения (аккумуляции, аккреции) конденсированных систем в планеты и астероиды.

Продукты конденсации газа солнечного состава могут быть подразделены на две главные фракции: низкотемпературную, сохранившую в своем составе большое количество летучих элементов и их соединений; высокотемпературную фракцию, ли-

шенную летучих и состоящую из хондр в хондритовых метеоритах и металлического железа как составной части ряда метеоритов и планет, а также из частиц силикатов.

При снижении температуры газа солнечного состава изменялись равновесия многих химических реакций между компонентами солнечного космического вещества. Одной из важнейших химических реакций в газовой туманности, определившей состав планет земной группы, были реакции окисления железа. Окисление железа происходило при воздействии на него паров воды согласно следующим реакциям:

$$Fe + H_2O \rightleftarrows FeO + H_2;$$

$$3Fe + 4H_2O \rightleftarrows Fe_3O_4 + 4H_2.$$

При температурах ниже 400 К для вещества солнечного состава протекание этих реакций будет идти вправо. При температурах свыше 600 К равновесие сдвигается влево.

Можно представить также, что при падении температур ниже 400 К происходило взаимодействие ранее выделившихся силикатов с парами воды. При этом оливины и пироксены переходили в гидратированные силикаты — серпентин, хлорит, тремолит.

Материал Земли, внутренних планет и родоначальных метеоритных тел сформировался путем конденсации из остывающего солнечного газа. Вполне допустимо, что вблизи Солнца внутренние планеты образовались в условиях его нагрева, а далее от него нагрев ослабевал. Поэтому внутренние планеты, расположенные ближе к Солнцу, возникли путем сгущения высокотемпературной фракции. Но дальше от Солнца, в области между Марсом и Юпитером, в так называемом астероидном поясе, формировались родоначальные тела метеоритов — преимущественно хондритовые асте-

роиды, в которых пропорция низкотемпературной фракции конденсатов была повышенной и в целом возрастала к периферической части пояса. Так, в середине и в краевых частях астероидного пояса происходила конденсация при быстром охлаждении веществ, что привело к ведущей роли низкотемпературной фракции и формированию состава вещества типа углистых хондритов, почти полностью сохранивших атомные соотношения Солнца. Наконец, самые далекие от Солнца внешние планеты — Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун — возникли почти целиком из неразделенного и нефракционированного вещества, сохранив в своем составе газы (с ведущим значением водорода).

Итак, согласно развитым выше представлениям, основанным на данных космохимии, метеоритики и термодинамики, формирование химического состава планет происходило в два этапа. Первый знаменовался охлаждением газовой туманности и конденсацией ее вещества в жидкие капли, затем частицы. Таким способом возникла газово-пылевая туманность, которая была неустойчивой и вследствие разной скорости остывания в зависимости от расстояния от Солнца приобрела химическую неоднородность, которая дополнительно возрастала под влиянием давления солнечных лучей. Второй этап выразился в сгущении конденсированных частиц — пылевой составляющей протопланетного диска в отдельные сгустки — протопланеты. Можно полагать, что эти два этапа не были резко отделены друг от друга во времени. Наоборот, более вероятно, что аккумуляция в отдельных зонах протопланетного диска началась тогда, когда конденсация еще не завершилась.

Эволюция протопланетной туманности схематически представлена на рисунке 43. Близкие к Солнцу внутренние планеты земного типа образовались в результате сгущения преимущественно высокотемпературной фракций со значительным содержанием металлического железа. Поэтому бли-

жайший к Солнцу Меркурий состоит на 2/3 из металлического железа, а самый удаленный из внутренних планет Марс состоит, вероятно, только на 1/4 из металлического железа.

Исходя из физических соображений, можно предположить, что остывание протопланетного диска происходило довольно быстро. Газовый диск, образовавшийся вокруг первичного Солнца в его экваториальной плоскости, частью рассеивался и частью конденсировался в виде капель, переходящих в твердые частицы. Газовый диск был образованием вообще неустойчивым и быстро таял в мировом пространстве путем диффузии, преодолевая силу притяжения Солнца. По-видимому, лишь небольшая его часть сконденсировалась в твердые

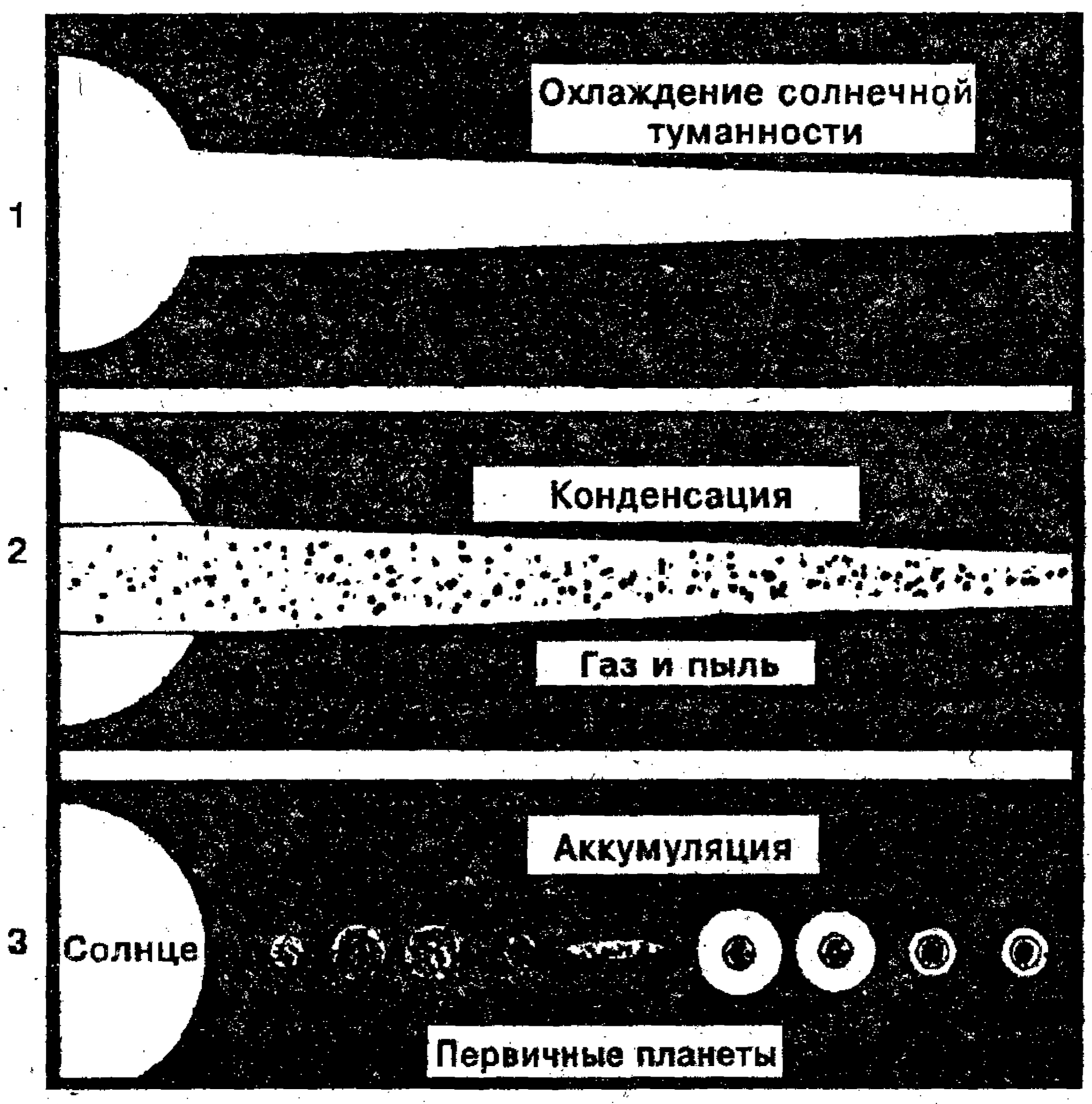


Рис. 43
Эволюция протопланетной туманности

тела, давшие начало планетам.

Следует отметить, что данные наблюдательной астрономии и физико-химических экспериментов в условиях, близких к космическим, определенно показывают, что возникновение твердых пылевых частиц непосредственно из звездного вещества при его охлаждении — закономерный и довольно распространенный процесс в ходе эволюции звезд. Таким образом, основной вывод о том, что в истории Солнечной системы в примитивном веществе солнечного состава происходила конденсация твердых частиц, впоследствии послуживших строительным материалом планет земного типа и родоначальных метеоритных тел, находит независимое косвенное подтверждение.

Образование органических соединений

В конце остывания газовой туманности возникали сложные органические соединения, о чем свидетельствует их нахождение в метеоритах, возраст которых составляет 4,5 — 4,6 млрд лет. Принципиально важные сведения об органическом веществе в метеоритах изложены в работах Г. П. Вдовыкина, Э. Андерса, Р. Хаятсу, М. Штудира. Впервые органическое вещество в составе метеоритов выделил знаменитый шведский химик И. Берцелиус при анализе углистого хондрита Алаис в 1834 г. Результаты его анализов были настолько впечатляющими, что он считал найденное веществом биологического происхождения. В течение XIX столетия химическими анализами было установлено присутствие в метеоритах твердых углеводородов, сложных соединений органики с серой и фосфором. Наиболее тщательно и обстоятельно изучались углистые хондриты, значительная часть углерода которых находится в виде органических соединений.

Органические вещества, найденные в метеори-

Таблица 30

Основные органические соединения, найденные в углистых хондритах

Углеводороды	Другие соединения
Насыщенные углеводороды	Карбоновые кислоты
n-Алканы	Жирные кислоты
Алканы с разветвленной	с неразветвленной цепью
цепью	Бензолкарбоновые кислоты
Изопреноиды	Оксибензойные кислоты
Циклоалканы	
Олефиновые углеводороды	
Ароматические углеводроды	Азотистые соединения
Алкилбензолы	Пиримидины
Нафталин	Пурины
Аценафтены	Гуанилмочевина
Аценафтилены	Триазины
Фенантрены	Порфирины
Пирены	Аминокислоты

тах, перечислены в таблице 30. Как видно, их список довольно внушительный. Большинство из этих соединений в той или иной степени соответствует универсальным звеньям обмена веществ, известных в живых организмах: аминокислот, белковоподобных полимеров, порфиринов и других соединений. Близость к составу органических комплексов биологического происхождения оказалась настолько большой, что некоторые авторы стали допускать, что в прошлом живые организмы встречались непосредственно в самих метеоритах. По этому вопросу в 60-х годах возникла оживленная дискуссия. Однако тщательное изучение органических соединений из метеоритов не подтвердило оптической активности, что свидетельствует об их абиогенном происхождении.

Сравнение органических веществ метеоритного происхождения с продуктами искусственных орга-

нических реакций типа Фишера-Тропша и ископаемыми органическими веществами показывает их большую близость, в частности, в отношении содержания некоторых углеводородов. Например, в метеоритах преобладают углеводороды с 16 атомами в молекуле, что также наблюдается в земных объектах и продуктах лабораторных экспериментов.

На рисунке 44 представлен минеральный состав углистого хондрита типа Cl. Обращает на себя внимание, что главными минералами этого метеорита будут относительно низкотемпературные образования типа магнетита, гипса, сульфата магния. С ними ассоциируется органическое вещество,

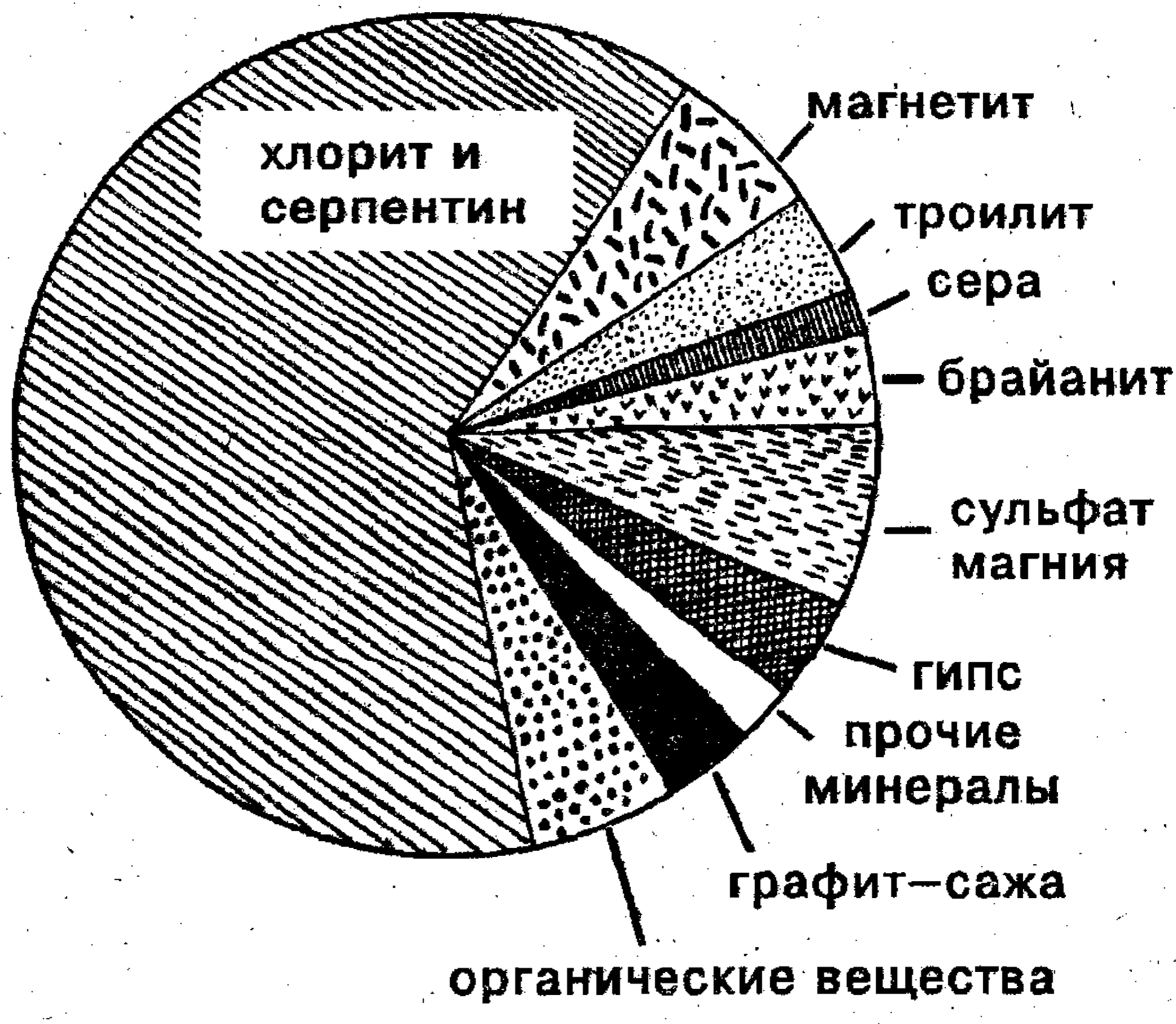


Рис. 44

Минеральный состав углистого хондрита Оргей. Площади на диаграмме пропорциональны весовым процентам содержания минералов

которое находится в количестве 3 — 5%. Кроме того, в метеорите имеется вода, содержание которой составляет порядка 15 — 20%. Таким образом, ассоциация органических и минеральных веществ в метеоритах данного типа не является случайной, а свидетельствует о совместном образовании.

В настоящее время все данные по космохимии метеоритов, астероидов и комет свидетельствуют о том, что образование органических соединений в Солнечной системе на ранних стадиях ее развития было типичным и массовым явлением. На последних стадиях остывания солнечной туманности происходило образование органических соединений в области формирования планет земной группы, астероидного пояса и, вероятно, очень обширного пространства в целом, включая область формирования комет.

В связи с повышенной распространенностью водорода в первичной туманности возникали простейшие его соединения с углеродом и азотом. Поскольку наиболее стабильной формой углерода был CO, то по мере охлаждения солнечной туманности происходили следующие реакции:

$$2CO + 2H_2 \rightleftarrows CH_4 + CO_2;$$

$$CO_2 + 4H_2 \rightleftarrows CH_4 + 2H_2O;$$

$$N_2 + 3H_2 \rightleftarrows 2NH_3.$$

В отдельных областях протопланетной туманности, очевидно, в области формирования гигантских планет, куда давлением солнечных лучей были перенесены легкие молекулы, появились H_2, CH_4, NH_3, H_2O. При этом следует напомнить, что указанная смесь газов подвергалась действию ионизирующих факторов и при этом возникали многочисленные органические соединения, что было показано опытным путем Г. Юри и С. Миллером в 1953 г., а в

дальнейшем подтверждено исследованиями Т. Е. Павловской и А. Г. Пасынским. Реакции этого типа в газовой среде под действием ионизирующей радиации были названы *реакциями Миллера-Юри.*

В естественных условиях существования газовой туманности вполне могли совершаться реакции типа Миллера-Юри под влиянием ионизирующей радиации, что приводило к образованию многочисленных органических соединений. Однако роль солнечной радиации как ионизирующего фактора, по всей вероятности, была ничтожной. Зараженная пылью протопланетная туманность была непрозрачной для ультрафиолетового света.

Тем не менее можно утверждать, что в ранней Солнечной системе существовали мощные источники радиации, вызывающие фотохимические реакции. К ним относятся многочисленные радиоактивные изотопы, как продукты ядерного синтеза кануна образования Солнечной системы.

Учитывая эти обстоятельства, нетрудно заключить, что сама естественная радиоактивность, как наследство более древней космической эпохи синтеза нуклидов в виде α, β и γ-излучений, могла и должна была ионизировать окружающую среду, стимулируя многие химические реакции, в том числе синтез органических соединений. Таким образом, само вещество, законы сил, заложенных в атомах, включая свойства ядер и электронных оболочек, определили в исторической последовательности оптимальную обстановку для создания высокомолекулярных органических соединений.

По мере выделения из газовой фазы твердых частиц при охлаждении солнечной туманности и реакций этих частиц с оставшейся газовой средой, возникали определенные соединения, которые явились хорошими катализаторами многих химических реакций. Органические соединения, найденные в метеоритах, образовались преимущественно путем химических реакций между H_2, CO и простейшими соединениями N. Наиболее вероятны в

этих условиях реакции типа Фишера-Тропша. В общем виде их можно записать так

$$nCO + (2n + 1)H_2 \rightarrow C_nH_{2n+2} + nH_2O.$$

Реакции этого типа протекают даже в благоприятных условиях очень медленно, но они резко ускоряются в присутствии катализаторов.

На последних стадиях остывания солнечной туманности, когда основные тугоплавкие компоненты (металлическое железо, силикаты, окислы) уже конденсировались в виде пылевых частиц, происходили процессы гидратации ранее выделившихся силикатов (преимущественно оливина) и образование, совместно или позже, органических соединений. Гидратированные силикаты, магнетит и карбонаты действительно встречаются в хондритах типа Cl в качестве породообразующих минералов. По данным разных методов, типичная минеральная ассоциация углистых хондритов формировалась в интервале температур 300 — 430 К.

Таким образом, можно заключить, что ассоциация органического вещества с низкотемпературными минеральными комплексами — типичное явление в космохимии метеоритов. По структурным данным органические соединения были синтезированы на поверхности минеральных зерен, впоследствии вошедших в состав углистых хондритов. Под микроскопом было замечено, что много органического вещества метеоритов присутствует в виде округлённых флюоресцирующих частиц от 1 до 3 мм в диаметре. Ядрышки магнетита или гидратированного силиката найдены в центре этих частиц. В то же время магнетит и гидратированные силикаты являются хорошими катализаторами.

Отмеченные выше процессы каталитического синтеза органических соединений в космических условиях подтверждаются также опытными данными. Экспериментальные исследования по моделированию реакций типа Фишера-Тропша в услови-

ях, близких к космическим, были выполнены Д. Иоширо, Р. Хайатсу и Э. Андерсом. Ими было обнаружено, что когда CO_2, H_2 и NH_3 вступают в реакции при температурах 150 — 500 °С в присутствии никеля, алюминия или глинистых минералов в качестве катализаторов, то образуются многие органические вещества, включая аминокислоты. Исследования в этой области в настоящее время ведутся довольно интенсивно и подтверждают ранее полученные результаты. Термодинамические условия формирования органических соединений в остывающей туманности солнечного состава показаны на рисунке 45.

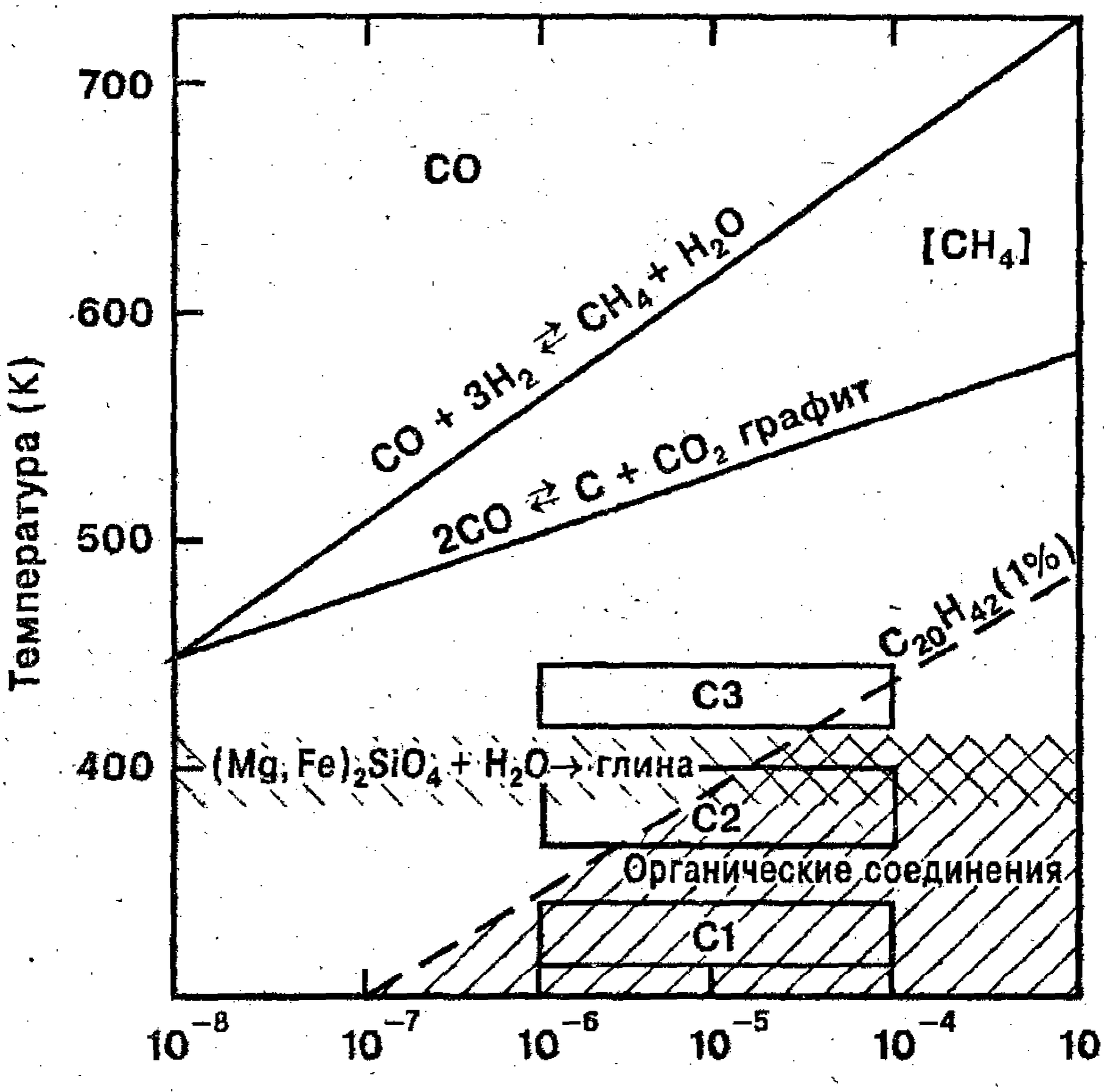


Рис. 45

Образование органических соединений в солнечной туманности по мере ее охлаждения по данным органической космохимии в зависимости от температуры и давления

Следует отметить, что частицы естественных катализаторов в солнечной туманности обладали первоначально также повышенной радиоактивностью, воздействующей на окружающую среду. Поэтому можно полагать, что синтез органических веществ проходил как под влиянием явлений катализа, так и под воздействием радиоактивности.

Были проведены также опыты по экспериментальному моделированию синтеза органических веществ под непосредственным воздействием излучений радиоактивных изотопов на определенные газовые смеси, близкие по составу к предполагаемой туманности. В результате происходили реакции, которые привели к образованию алифатических соединений, аденина и аминокислот. В 1982 г. были проведены опыты по облучению газовых смесей β-лучами, которые обнаружили образование асимметричных молекул органических веществ однородного структурного типа, включая аминокислоты и сахара. В связи с этим следует отметить, что одной из фундаментальных особенностей живой материи является оптическая молекулярная асимметрия главных компонентов организмов — белков и нуклеиновых кислот. В состав белков входят только *L*-аминокислоты. Исходя из этого, можно предположить, что действие излучений радиоактивных элементов было решающим фактором образования асимметричных молекул органических соединений, которые оказались наиболее подходящими для формирования живого вещества.

По-видимому, синтез органических веществ в древних космических системах мог происходить при определенных дозах ионизирующей радиации. Радиоактивные излучения высокой интенсивности разрушают химические соединения. Поэтому следует допустить, что при общем снижении радиационного фона в период распада вымерших и ныне существующих радиоактивных изотопов был достигнут какой-то оптимум радиоактивного воздействия на исходные вещества, благоприятный для

процессов синтеза органических соединений.

Особенности химических и изотопных данных по углистым хондритам показывают, что накануне формирования родительских тел этих метеоритов синтез органических веществ осуществлялся преимущественно каталитическими реакциями типа Фишера-Тропша и в меньшей мере — путем реакций типа Миллера-Юри.

Учитывая вышеизложенное, нетрудно прийти к заключению, что синтез довольно сложных органических соединений был закономерным этапом в химической эволюции Солнечной системы в канун формирования планет. Возникшие в космических условиях органические вещества вошли в состав многих тел, но лишь на Земли реализовались возможности дальнейшей прогрессивной эволюции. В результате быстро сформировались саморегулирующие высокомолекулярные системы — предки первых живых организмов. В метеоритах и их родоначальных телах химическая эволюция оказалась замороженной.

Органические вещества космического происхождения попали на растущую Землю на последних стадиях ее аккумуляции совместно с материалом типа углистых хондритов. Следует при этом отметить, что по ряду геохимических и изотопных данных материал первичной верхней мантии Земли был близок к материалу типа углистых хондритов как источнику воды и других летучих веществ. Все больше выявляется дополнительных данных в пользу этого заключения. В дальнейшем, при радиогенном нагреве верхней первичной мантии, выделились газы и пары, давшие начало образованию атмосферы и гидросферы. При этом были вынесены в первичные водоемы и органические соединения, которые изменялись в сторону прогрессивной эволюции, находясь в тесном контакте с твердыми фазами различной степени измельчения — от коллоидных частиц глинистых минералов до крупных камней и глыб как первых про-

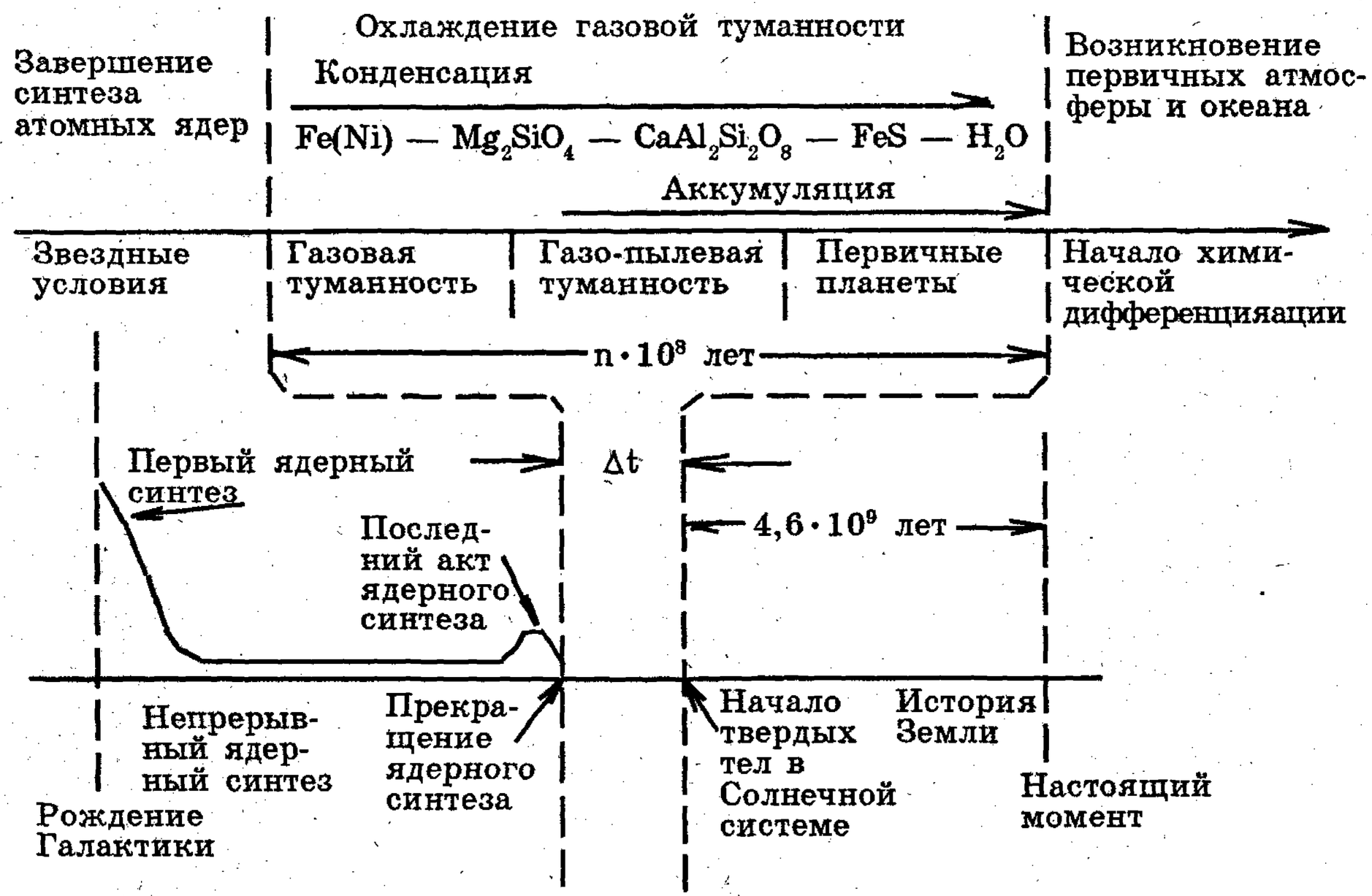


Рис. 46
Хронологическая последовательность событий в истории образования Солнечной системы

дуктов выветривания новорожденной коры планеты. Этот твердый материал отличался повышенной радиоактивностью на ранних стадиях развития нашей планеты.

Однако насколько далеко продвинулась химическая эволюция вещества в космических условиях, мы не знаем. Те углистые хондриты, которые изучены в отношении содержания органики и недавно к нам попали из пояса астероидов, могут рассматриваться лишь как вероятный аналог того материала, который создал верхние горизонты нашей планеты. Но их нельзя полностью считать тождественными первичной верхней мантии Земли.

Хронологическая последовательность основных событий в истории формирования Солнечной системы представлена на рисунке 46.

Глава II

Образование основных оболочек Земли

Границы раздела внутри Земли могут быть вызваны или изменениями химического состава земных недр, или фазовыми переходами данного вещества.

Б. Гутенберг

Образование Земли

Земля возникла путем объединения преимущественно высокотемпературной фракции солнечных конденсатов со значительным количеством металлического железа. Возникновение метеоритных фаз (силикатной, сульфидной, металлической) в виде ахондритов, железокаменных и железных метеоритов в пределах родоначальных метеоритных тел, а также металлических ядер и оксидо-силикатных мантий внутренних планет земного типа рассматривается обычно как вторичный процесс, прошедший далеко не во всех астероидах. Допускается, что зональная (оболочечная) структура внутренних планет образовалась в результате радиогенного нагрева и химической дифференциации первоначально однородного материала.

Ранние стадии развития Земли не фиксированы в каменной летописи геологической истории, по которой геологические науки успешно восстанав-

ливают ее историю. Даже самые древние горные породы, возраст которых насчитывает 4 млрд лет — продукт более поздних событий, наступивших после формирования самой планеты.

Однако мы все же можем считать, что ранние стадии существования Земли ознаменовались процессом ее общепланетарной химической дифференциации, которая привела к формированию центрального ядра и обволакивающей его первичной силикатной мантии. Образование алюмосиликатной коры океанического и континентального типов относится к более поздним событиям, связанным с физико-химическими процессами в самой мантии.

Образование Земли связано с аккумуляцией вещества, представленного преимущественно высокотемпературными конденсатами солнечного газа. Однако относительно способа этой аккумуляции существуют различные мнения.

1. **Гомогенная аккумуляция**, нашедшая наиболее полную разработку в гипотезе О. Ю. Шмидта и его сторонников. Она привела к образованию квазиоднородной первичной Земли. Модель первоначально гомогенной по строению и составу Земли пользовалась одно время наиболее широким признанием. Согласно этой модели, современное зональное строение Земли возникло лишь в ходе эволюции, что выразилось в разогревании, частичном плавлении и дифференциации земного вещества под воздействием радиоактивных источников тепла.

2. **Гетерогенная аккумуляция**, определившая с самого начала главные черты строения земного шара — наличие в первичной Земли металлического ядра и мантии. При аккумуляции металлических частиц сначала возникло ядро, затем на него осели более поздние конденсаты в виде силикатов, образовав первичную мощную мантию планеты.

Идею о том, что Земля начала аккумулироваться первоначально из металлических частиц, вы-

сказали почти одновременно многие авторы, среди которых мы можем отметить В. Латимера, Э. В. Соботовича, А. П. Виноградова и других авторов. По К. Таркяну и С. Кларку, первичная Земля аккумулировалась в той последовательности, в которой происходила конденсация веществ из первичной солнечной туманности. Крайний вариант гетерогенной аккумуляции Земли был предложен Д. Л. Андерсоном и Т. Ханксом в 1972 г., которые полагают, что внутреннее маленькое ядро Земли приобрело свой состав за счет самых ранних дометаллических конденсатов солнечной туманности, внешнее ядро возникло из металлической фракции и серы, а мантия — за счет аккумуляции силикатной фракции. На заключительных стадиях аккумуляции произошло осаждение материала типа углистых хондритов (C1), включая гидратированные силикаты, летучие и органические вещества.

3. **Частично гетерогенная аккумуляция** без резких перерывов в составе материалов, строящих земной шар. В этом случае наиболее резкая разница в составе имела место лишь между центральными частями Земли и поверхностными слоями первичной мантии. При таком способе аккумуляции первоначально не было резких границ между ядром и мантией, подобно современному состоянию. Границы эти установились позже в ходе дальнейшей химической дифференциации, связанной с нагревом. Ядро Земли возникло в результате комбинации процессов гетерогенной аккреции и последующей химической дифференциации. Выплавление железисто-сернистых масс из разных горизонтов первичной Земли и их стекание в центральные области было процессом, протекавшим асимметрично и в дальнейшем определившим асимметричный характер коры и верхней мантии.

Пока мы находимся на таком уровне знаний, что не можем категорически утверждать, какой из вариантов соответствует действительности. Поэтому ниже мы рассмотрим разные варианты формирования оболочек нашей планеты.

Формирование оболочек при гомогенной аккумуляции

Согласно этому варианту, Земля сформировалась путем аккумуляции как химически относительно однородный шар. Она представляла собой более или менее однородную смесь частиц железа, силикатов, меньше сульфидов, распределенных по всему объему относительно равномерно. Такая смесь в общем напоминала состав обычных хондритов. В процессе аккумуляции Земля захватила также часть газов, в том числе H_2O, CO_2, H_2, из первичной туманности в силу собственного притяжения, когда она приобрела достаточно крупную массу. По некоторым представлениям, Земля как первичная планета сформировалась при температуре ниже температуры плавления ее материала в промежутке времени 5 — 4,6 млрд лет тому назад. Мы можем весьма приближенно наметить температурные границы формирования молодой Земли. Несомненно, что большая часть ее массы образовалась при температуре ниже температуры конденсации высокотемпературной фракции (металлической, силикатной), т. е. ниже 800 К. Однако удары частиц в процессе аккумуляции могли поднять температуру рождающейся Земли до очень высоких значений. Правда, количественная оценка этого процесса не может быть произведена достаточно надежно.

С момента формирования молодой Земли начался ее быстрый радиогенный нагрев, вызванный распадом быстро вымирающих радиоактивных изотопов, включая незначительное количество трансурановых, и распадом современных радиоизотопов, урана, тория, калия-40, которых в ту далекую эпоху было больше, чем сейчас. В общем, радиогенной ядерной энергии в ранние эпохи бытия Земли было достаточно для того, чтобы ее материал начал местами плавиться с последующей дегазацией и

устремлением легких компонентов в верхние горизонты.

При относительно однородном распределении радиоактивных элементов по всему объему Земли, максимальный рост температур происходил в ее центре с последующим выравниванием по периферии. Однако в центральных частях Земли давление было слишком высоким, чтобы можно было ожидать плавления в самых глубоких недрах. Плавление в результате радиоактивного нагрева началось на некоторых критических глубинах, как это показано на рисунке 47. Оно произошло в тех местах, где температура превысила точку плавления какой-то части первичного материала Земли.

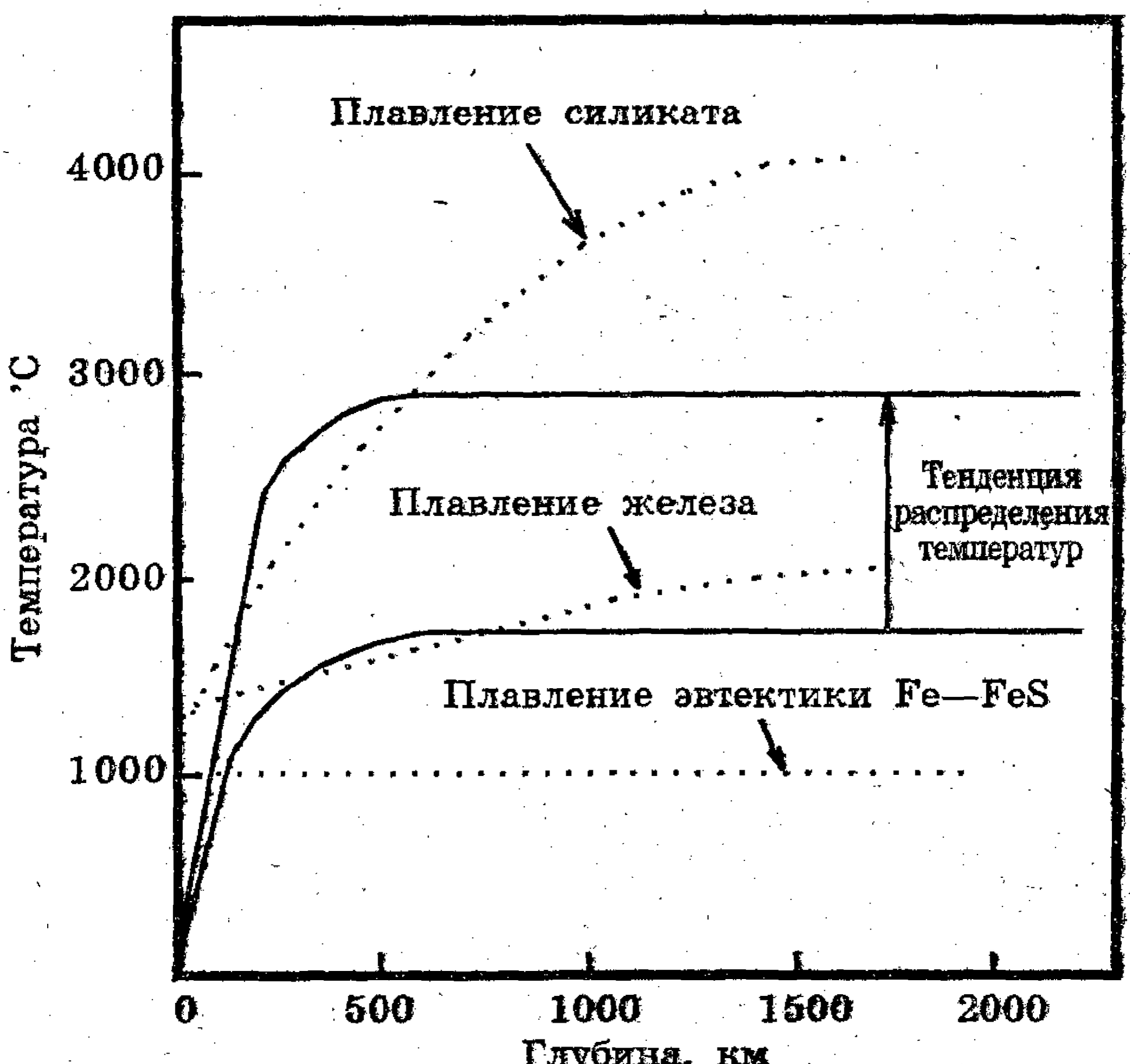


Рис. 47

Плавление материала Земли, состоящей из однородной смеси силикатного, металлического и сульфидного вещества

При этом железный материал с примесью серы начал плавиться скорее, чем чисто железный или силикатный, поскольку сочетание серы и железа представляет собой *эвтектику*, т. е. систему, которая плавится при минимальной температуре.

Согласно расчетам американского геофизика Ф. Берча, для хондритовой модели Земли плавление могло начаться в интервале глубин 100 — 600 км. Здесь стал расти расплавленный слой, мощность которого непрерывно увеличивалась как за счет роста в глубину, так и к поверхности. Ввиду решающего значения железа (наиболее распространенного металла) в возникшем расплавленном слое начался процесс химического расслоения — дифференциации в жидком состоянии. Он привел к разделению слоя, по крайней мере, на две части: верхнюю — силикатную и нижнюю — металлическую (железную, железо-сернистую). При этом следует иметь в виду, что удельный вес жидкого железа в 2 раза превосходит удельный вес наиболее распространенных силикатов. Дальнейшее развитие процесса плавления привело к тому, что слой расплавленного железа непрерывно увеличивал свою мощность, препятствуя охлаждению центральных областей планеты. В то же время этот слой не мог везде иметь одинаковую толщину. Под влиянием притяжения новорожденной Луны с приливной волной наступила его приливная деформация. Из-за близости Луны к Земле, как полагает В. Эльзассер, в то далекое время приливной эффект был очень велик, поэтому одно из вздутий приливной волны оказало высокое давление на подстилающий материал и, наконец, продавило его по направлению к центру Земли. Образовался прогиб, и жидкое железо начало перемещаться в недра Земли, вытесняя другой недифференцированный материал со значительным содержанием силикатов. Этот материал хотя и не находился в жидком расплавленном состоянии, но при высоких температурах приобретал повышенную пластичность и текучесть.

Дальнейший рост гигантской «железной капли» привел к ее опусканию к центру Земли, как это показано в правой части рисунка 48. Эта гигантская «капля» выдавила пластичные силикатные массы, которые перемещались через верхние горизонты, через зону плавления и испытали последующую дифференциацию. Вместе с железом в его расплаве концентрировались близкие ему сидерофильные элементы, а также, вероятно, сера и ее химические аналоги. При полном погружении «капли», по оценке Ф. Берча, выделилась энергия порядка 600 кал. на 1 г земного вещества, что эквивалентно поднятию температуры на 2000 К. При этом в масштабе всей Земли выделилась энергия $3{,}6 \cdot 10^{30}$ кал. Другие авторы ранее подсчитали, что при перестройке Земли из однородной силикатно-металлической смеси в современное состояние, с металлическим железным ядром, должна была выделиться энергия, которая оценивается, по Е. Н. Люстиху, в $3{,}58 \cdot 10^{30}$ кал, а по Г. Юри — $4{,}78 \cdot 10^{30}$ кал. Таким образом, процесс дифференциации вещества Земли в планетарном масштабе привел к сильному нагреву всего тела планеты. Все это произошло геологически довольно быстро, поскольку огромные массы расплавленного железа не могли находиться долго в неустойчивом состоянии в верхних горизонтах Земли. В конце концов все жидкое железо односторонне и асимметрично

Рис. 48
Формирование ядра Земли (по В. Эльзассеру)

стекло в центральные области Земли, образовав металлическое ядро, внутренняя часть которого перешла в твердую плотную фазу под влиянием высокого давления, сформировав маленькое ядро глубже 5000 км.

При таком способе образования ядра Земли, которое в основном завершилось 4,5 млрд лет тому назад, неизбежно начался асимметричный процесс дифференциации материала планеты с далеко идущими последствиями в виде появления континентального и океанического полушарий (сегментов). Вероятно, полушарие современного Тихого океана было тем сегментом, где массы железа погружались к центру, а противоположное полушарие явилось местом поднятия силикатного материала с последующим выплавлением алюмосиликатных масс и летучих компонентов. Поскольку силикатные массы могли плавиться не по всему объему Земли, а только в ее верхних горизонтах, то при планетарной дифференциации вещества в ее будущем континентальном сегменте силикатный материал при поднятии подвергался зонной плавке.

Механизм зонной плавки хорошо был изучен А. П. Виноградовым и его сотрудниками на материале хондритовых метеоритов. В легкоплавких фракциях материала мантии сосредоточились наиболее типичные литофильные элементы, поступившие вместе с газами и парами воды на поверхность первичной Земли. Большая часть силикатов при завершении планетарной дифференциации сформировала мощную мантию планеты, а продукты ее выплавления положили начало образованию алюмосиликатной коры, первичного океана и первичной атмосферы, насыщенной углекислотой. Если в области сегмента Тихого океана в далеком прошлом происходило стекание горячих расплавленных железных масс в центральные области, то противоположное полушарие было местом, где осуществлялся преимущественно подъем и дифференциация силикатных масс, которые привели к обо-

гащению верхних горизонтов кремнекислотой. На этом полушарии впоследствии выросли континенты.

Формирование оболочек при гетерогенной аккумуляции

Другой путь формирования зонального строения и состава нашей Земли, как уже отмечалось, мог быть связан с самим способом аккумуляции планеты, в ходе которого изменялся состав главных компонентов, строящих основную массу земного шара. Так, в процессе охлаждения и конденсации первичной газовой туманности солнечного состава наиболее важные компоненты внутренних планет и метеоритов выделялись в следующей последовательности:

	Температуры, К
Железо-никель Fe(Ni)	1790 — 1620
Энстатит $MgSiO_3$	1670 — 1470
Форстерит Mg_2SiO_4	1620 — 1420
Троилит FeS	680
Гидратированные силикаты	350 — 400

Таким образом, в интервале температур 1790 — 1400 К в условиях химического равновесия из солнечного газа произошла конденсация наиболее распространенной части высокотемпературной фракции. Отсюда не исключена возможность того, что аккумуляция Земли началась в период, когда в солнечной газовой туманности завершилось формирование железо-никелевых капель, а конденсация силикатов только начиналась. Капли металлов слипались друг с другом, образуя тела компактной массы, поскольку металлический материал обладает высокой теплопроводностью. Поэтому есть основание допустить, что аккумуляция Земли и планет земного типа происходила почти одновременно с

конденсацией силикатов из протопланетного вещества. Первоначально из металла возникли ядра планет, а затем вокруг них оседали силикатные частицы, образовавшие первичные мантии.

На основании анализа металлических фаз метеоритного вещества А. П. Виноградов со своими сотрудниками привел дополнительные физико-химические аргументы в пользу того, что твердый железо-никелевый сплав возник независимо и непосредственно из паровой фазы протопланетного облака и конденсировался при температуре 1770 К. Он полагал, что железо-никелевый сплав метеоритов имеет первичный характер и соответствующим образом характеризует металлическую фазу земных планет. По А. П. Виноградову, железо-никелевые сплавы довольно высокой плотности возникали в протопланетном облаке, спекались благодаря своей высокой теплопроводности в отдельные куски, которые падали в газопылевом облаке к его центру, продолжая непрерывно свой конденсационный рост. Только масса железо-никелевого сплава, независимо конденсировавшаяся из протопланетного облака, могла образовать ядра планет земного типа.

Однако нам все же неизвестны температуры, при которых в крупном масштабе началась аккумуляция планет. Если сгущение происходило при температурах ниже 1000 К, то условия роста первичных планет были существенно иными. При аккумуляции первичных планет из твердых частиц действовали еще дополнительные факторы, способствующие избирательному накоплению вещества разного состава и свойства.

В общем, весь пылевой материал, возникший при конденсации солнечного газа, состоял главным образом из металлических и силикатных частиц. Совершенно естественно, что они имели разные физические свойства, а следовательно и способность к объединению. При столкновении этих частиц в первичной туманности могло быть три варианта собы-

тий: разлет в результате упругого соударения, объединение в результате слипания и дробление на более мелкие частицы при самых высоких скоростях столкновения. Исходя из физических свойств протопланетного пылевого материала, нетрудно заключить, что железный металлический материал явно больше тяготеет к объединению путем слипания, чем материал силикатный. Металлический материал слипается при более широких условиях температур и скоростей столкновения, чем материал силикатный.

К существенным факторам объединения металлических частиц относятся также силы магнитного взаимодействия. Высокая активность первичного Солнца создавала в окружающем пространстве магнитное поле, которое способствовало намагничиванию ферромагнитных веществ. К числу их относятся: металлическое железо, кобальт, никель, отчасти сернистое железо. *Точка Кюри* — температура, ниже которой эти вещества приобретают магнитные свойства, равна для железа 1043 К, для кобальта — 1393 К, для никеля — 630 К, для сернистого железа (троилита) — 598 К. Поскольку магнитные силы для мелких частиц на много порядков превосходят гравитационные силы притяжения, зависящие от масс, то аккумуляция частиц железа из охлаждающейся солнечной туманности могла начаться при температурах ниже 1000 К, происходить в виде крупных сгущений и была во много раз более эффективной, чем аккумуляция силикатных частиц при прочих равных условиях. Вслед за железом, кобальтом и никелем при температуре ниже 580 К сернистое железо также могло аккумулироваться под влиянием магнитных сил.

Учитывая вышеизложенное, мы можем сформулировать следующее положение: основной мотив зонального строения нашей планеты был связан главным образом с ходом последовательной аккумуляции частиц разного состава — сначала сильно

ферромагнитных, затем слабо магнитных и, в конце концов, силикатных и других частиц, накопление которых диктовалось уже преимущественно силами гравитации выросших массивных металлических сгущений.

Таким образом, сам процесс аккумуляции определил первоначальную химическую неоднородность Земли и ее термодинамическую неустойчивость. Последняя в дальнейшем предопределила ход развития нашей планеты — химическую дифференциацию ее материала, что привело к четкому обособлению границы между мантией и ядром в их современном виде.

Рост первичной Земли начался с объединения металлических частиц. Достигнув значительной массы, первичное металлическое ядро — зародыш — продолжало гравитационный захват более поздних конденсатов из окружающей среды. При этом аккумуляция становилась все более гомогенной, и

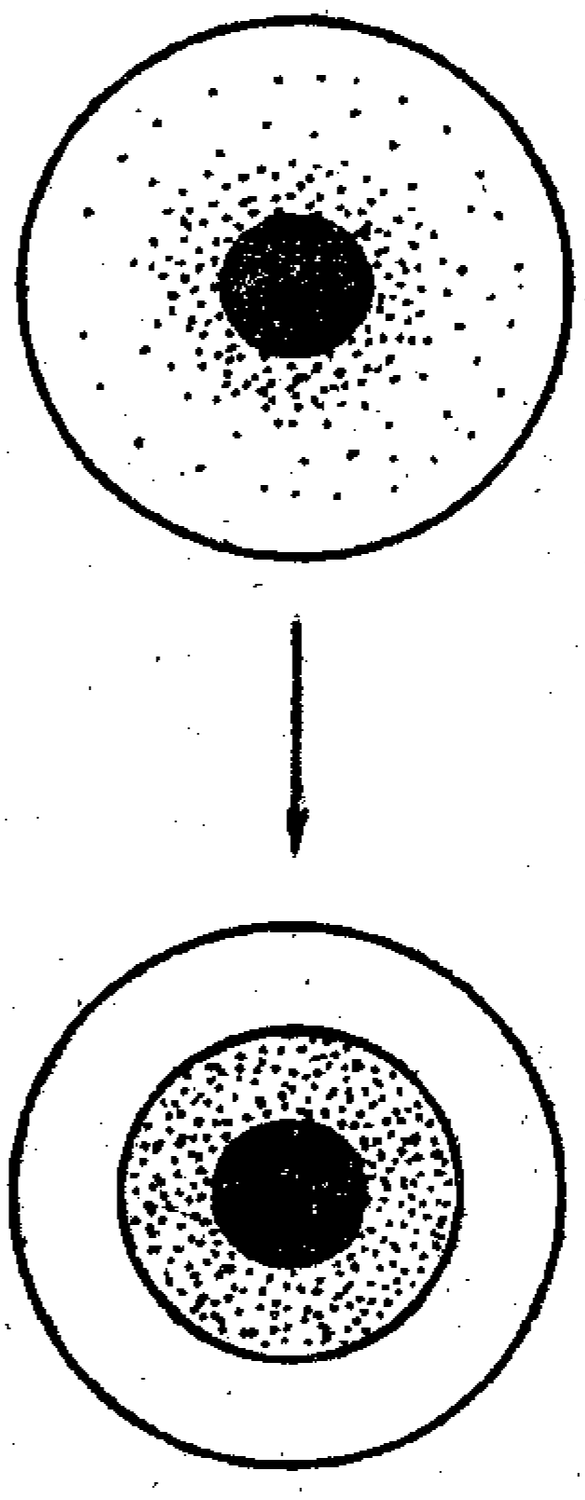


Рис. 49
Модели первичной Земли, возникшей при гетерогенной аккумуляции (сверху) и современной дифференцированной Земли (внизу)

первичная мантия возникла как мощная оболочка смеси металлических, силикатных частиц и троилита, как это показано слева на рисунке 49. При непрерывной аккумуляции в нижних частях мантии вблизи первичного ядра содержание металлических частиц было повышенным, а в верхних горизонтах они уже полностью отсутствовали. На последних стадиях аккумуляции оседали наиболее поздние конденсаты — гидратированные силикаты (серпентин, хлорит, тремолит) и органические вещества, а также наиболее летучие компоненты. В общем, последовательность аккумуляции повторяла последовательность конденсации. При этом остается неясным, протекала ли аккумуляция непрерывно или прерывисто. Первое более вероятно, поскольку различие температур конденсации главным материалов было не особенно резким.

В связи с адиабатическим сжатием, первичным нагревом от ударов падающих частиц, радиогенным нагревом от ныне сохранившихся и быстро вымирающих радиоактивных изотопов (^{244}Pu, ^{247}Cm, ^{129}J и др.), произошло быстрое повышение температур и материал планеты местами начал избирательно плавиться. Естественно, что при этом плавились наиболее легкоплавкие железисто-сернистые массы (эвтектика), асимметрично стекая в центральные области. Таким образом, согласно предложенной модели, центральная часть ядра образовалась в период формирования Земли за счет аккумуляции металлических частиц, а последующее выплавление железисто-сернистых масс в нижних частях первичной мантии завершило формирование ядра в целом, как это показано на рисунке 49 в правой его части.

В свете современных данных, гетерогенная аккумуляция нашей планеты из продуктов конденсации солнечного вещества представляется наиболее вероятной. Но и в случае гетерогенной аккумуляции начался быстрый радиогенный нагрев молодой Земли, определивший повышение ее температуры и способствовавший локальному плавлению мате-

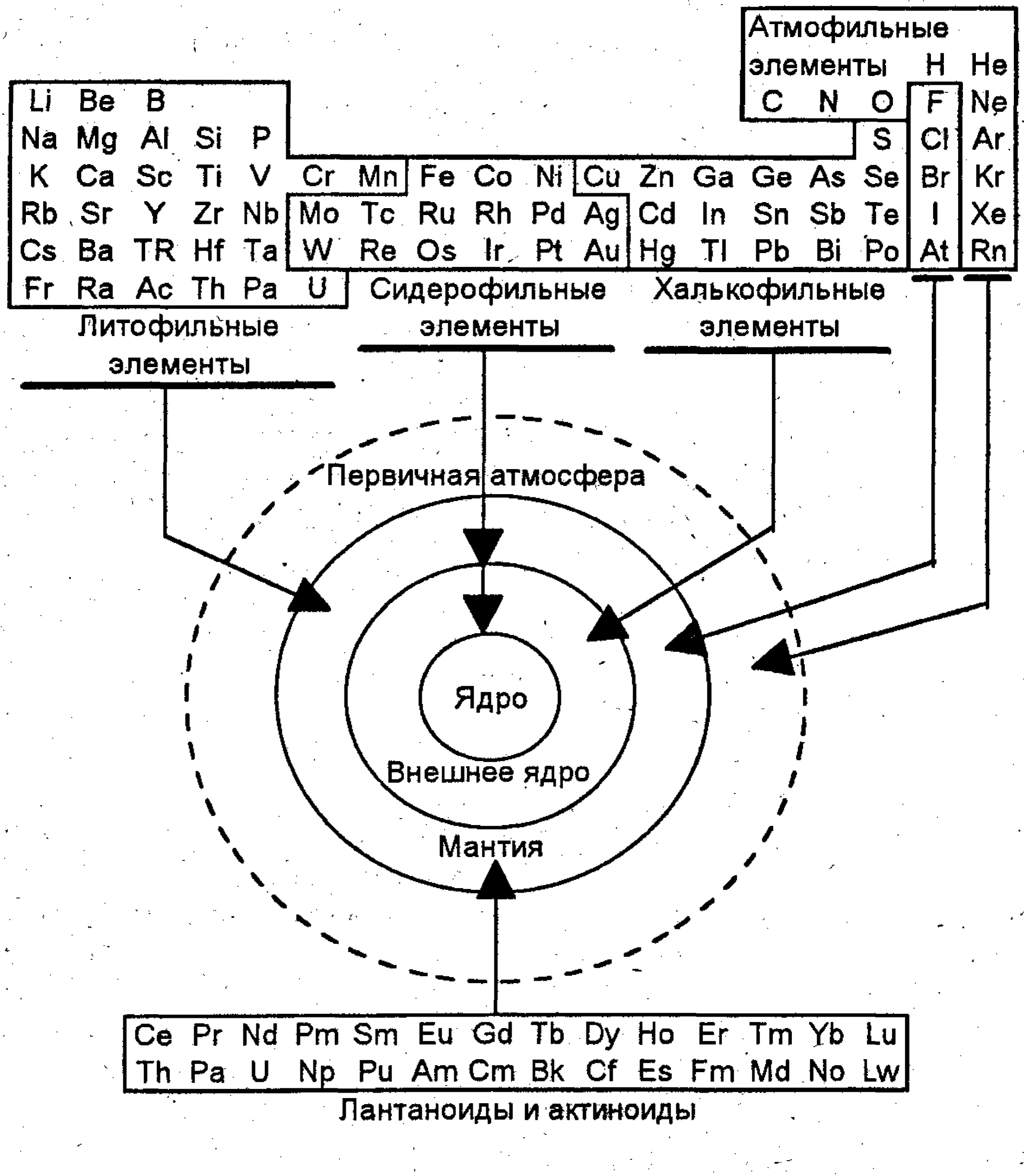


Рис. 50
Основные тенденции миграции химических элементов в процессе формирования оболочек Земли

риала и дальнейшей химической дифференциации, выразившейся в более резком обособлении основных оболочек планеты. Современные геохимические и космохимические данные указывают, что дифференциация первичной мантии имела двустороннюю направленность. С одной стороны, происходило выплавление наиболее легкоплавких, но тяжелых компонентов — железо-сернистых масс с опусканием их к центру, ввиду высокой плотности и низкой вязкости, что привело к формированию внешнего ядра. С другой стороны, в верхних горизонтах первичной мантии выплавлялись менее легкоплавкие, но обогащенные летучими силикатные фракции, что привело к образованию базальтовой магмы и впоследствии — базальтовой коры океанического типа. Если первый центростремительный процесс приводил к извлечению из первичной мантии сидерофильных и отчасти халькофильных химических элементов, то второй — к центробежной миграции преимущественно литофильных и атмофильных элементов. Основные тенденции миграции элементов в земном шаре с соответствующим образованием оболочек представлены на рисунке 50.

Таким образом, зональное оболочечное строение Земли, как и других внутренних планет, является результатом как первичных условий ее формирования, так и последующих процессов химической дифференциации. Самые верхние оболочки Земли — атмосфера, гидросфера, литосфера выступают как образования вторичные — продукты собственно геологического развития планеты.

Возникновение и эволюция океана и атмосферы

Все составные части атмосферы Земли и Мирового океана относятся к летучим веществам. Они поступили на поверхность планеты в результате ее химической дифференциации.

По всем имеющимся данным, пары воды и газы атмосферы возникли в недрах Земли и поступили на ее поверхность в результате внутреннего разогрева совместно с наиболее легкоплавкими веществами первичной мантии в процессе вулканической деятельности.

Земля и все внутренние планеты характеризуются очень малым количеством летучих веществ. Так, масса гидросферы составляет едва ли 0,024% общей массы Земли, а масса атмосферы всего лишь 0,00009%! Присутствие столь малых количеств летучих связано со способом и местом образования нашей планеты в той части первичной туманности, где летучих было мало.

Первичное поступление летучих в состав Земли предполагается следующим образом. Вода и углекислый газ как компоненты солнечной туманности долго пребывали в виде молекул, когда большая часть твердых конденсатов уже сформировалась. Поэтому оставшиеся газы в какой-то мере поглощались пылевыми частицами путем адсорбции и различных химических реакций.

При падении температуры газовой туманности ниже 400 К ранее выделившиеся силикаты взаимодействовали с парами воды в виде следующих реакций:

$$3MgSiO_3 + SiO_2 + H_2O\ (\text{газ}) \rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2;$$

$$3Mg_2SiO_4 + 5SiO_2 + H_2O\ (\text{газ}) \rightarrow 2Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2.$$

Таким образом, гидратированные силикаты, находимые в некоторых хондритах, оказались скрытыми носителями такого важного летучего вещества, как вода. Кроме того, обладая в тонкодисперсном состоянии высокой адсорбционной способностью, они могли захватывать и поглощать из окружающей среды не только молекулы воды, но также обычные и инертные газы. Вероятно, адсорбция была наиболее важным процессом, при котором оставшиеся в туманности летучие вещества погло-

щались пылевой фазой и затем, при дальнейшей аккумуляции, внедрились в планеты земного типа и родоначальные тела метеоритов. Поэтому можно полагать, что наблюдаемая повышенная концентрация инертных газов и высокомолекулярных органических соединений в материале углистых хондритов — результат адсорбции.

Э. Андерс и Т. Оуен в 1977 г. допустили, что большая часть изотопа аргона ^{36}Ar Земли находится в ее атмосфере, и поэтому он может быть использован в качестве индекса для подсчета сравнения метеоритного и земного поведения благородных газов. Основной вывод, вытекающий из подсчета этих исследователей, заключается в том, что при условиях гетерогенной аккумуляции нашей планеты только материал типа углистых хондритов мог быть пригодным для обеспечения содержания земных летучих. Соответствующие данные представлены в таблице 31. Во второй колонке этой таблицы указано количество метеоритного материала в составе Земли, которое может обеспечить наблюдаемое в ней содержание летучих. Можно видеть, что это сравнительно небольшое количество 1,3 — 6,3% массы нашей планеты. По некоторым изотопным характеристикам, наиболее подходящий материал для возникновения земной гидросферы — углистые хондриты С2 или подобный им материал. Следует отметить несколько приближенный характер расчетов. Нам неизвестно количество летучих в мантии, что создает неопределенность в расчетах.

Во всяком случае, наличие летучих на нашей планете было связано со способом ее образования, преимущественно с поздней аккрецией углистохондритового материала, который в данных условиях был наиболее вероятным носителем летучих.

Все глубинные газы Земли, поступающие на ее поверхность, в большинстве случаев подвергаются резкому изменению и переходят в другие химические соединения. Исключение представляют благородные газы, накопляющиеся в атмосфере. Основ-

Таблица 31

Хондритовый материал
как источник земных летучих

Объект	Масса Земли = 100 %	Отношение $^{36}Ar/^{84}Kr$
Земной материал*	—	48
Cl — хондриты	2,4	90 ± 12
C2 — хондриты	3,9	77 ± 23
C3 — хондриты	1,3	211 ± 23
C3V — хондриты	6,3	83 ± 26

* — земная кора, атмосфера и гидросфера

ной вулканический газ — вода — конденсируется в виде жидкой воды, пополняя гидросферу. Следующий по распространению вулканический компонент — углекислый газ — быстро потребляется фотосинтезом зеленых растений. Другая, и даже большая его часть растворяется в воде, образуя в гидросфере сложную карбонатную систему, из которой углекислота извлекается при образовании карбонатных горных пород — известняков и доломитов. Дымы HCl и HF вулканического происхождения попадают в атмосферу и гидросферу, затем переходят в ионы Cl^-, F^-, водород переходит в состав природных вод при окислении кислородом биосферы. Таким образом, при современных условиях глубинные летучие вещества Земли, поступая на поверхность, подвергаются существенной переработке и остаются не только в атмосфере и гидросфере, но и в значительной степени захороняются в осадочных породах.

Океаническая вода представляет собой уникальный природный раствор, содержащий в среднем 3,5% растворенных веществ, или, как принято в

океанологии, 35 ‰ (промилле). Сумма этих растворенных веществ называется соленостью. В количественном отношении величина солености определяется общим весом в граммах в 1 кг морской воды.

Среди основных компонентов, определяющих соленость, следует различать наиболее распространенные ионы, которых относительно немного, и рассеянные ионы многих химических элементов. Главными ионами являются:

$$Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}; \quad Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-.$$

В океанической воде присутствуют и другие химические элементы таблицы Менделеева, но их концентрации незначительны (ниже $1 \cdot 10^{-4}\%$) и их распространенность подвержена большим контрастам. Эти элементы можно отнести к редким и рассеянным. Однако некоторые из них, несмотря на относительно низкую концентрацию, играют важную роль в химических процессах моря и в жизни морских организмов. В этом отношении видная роль принадлежит азоту, фосфору, кремнию, которые усваиваются живыми организмами, и их концентрация в морской воде контролируется ростом и размножением морских растений и животных.

Необходимо подчеркнуть одну удивительную особенность химии морской воды — главные ионы имеют постоянное соотношение во всей толще Мирового океана. Это свидетельствует о необычайной устойчивости динамического равновесия между количеством растворенных веществ, попадающих с суши в океан, и их осаждением.

Своеобразную роль в составе морской воды играют растворенные в ней природные газы: N_2, O_2, CO_2, H_2S, которые тесно связаны с атмосферой и живым веществом суши и моря.

Проблема происхождения океана связана с проблемой происхождения не только воды, но и растворенных в ней ионов разного типа.

Вода относится к летучим веществам нашей планеты, и естественно, что ее судьба в истории Земли связана с судьбой других летучих. Так, можно отметить, что ряд компонентов, ныне слагающих осадочные горные породы, атмосферу и гидросферу, представляют собой летучие вещества в широком смысле слова. Если сравнить их количество в составе современной атмосферы, гидросферы, всего комплекса осадочных пород (стратисферы) с тем количеством, которое могло освободиться при выветривании и переработке кристаллических изверженных горных пород земной коры, то получится большая разница, которая может быть названа **избытком летучих.** В 1951 г. В. Руби подсчитал количество летучего материала вблизи поверхности Земли и сравнил его с количеством от выветривания кристаллических горных пород. Результаты этих подсчетов показаны в таблице 32. Как видно по данным этой таблицы, избыток летучих представляет собой довольно значительную величину, по отдельным компонентам превышающую в десятки и даже сотни раз летучий материал от выветривания коренных горных пород литосферы. Так, в избытке летучих углекислого газа в 83 раза больше, а хлора в 60 раз больше, чем это могла бы доставить первичная земная кора при ее интенсивном разрушении. Эти данные убедительно свидетельствуют о том, что природные газы глубин Земли (как избыток) играли исключительно большую роль в формировании важнейших оболочек нашей планеты, охватываемых современной биосферой — областью расселения живых организмов. Эта роль становится еще более очевидной, если мы сравним состав избытка летучих с составом вулканических газов и газов изверженных горных пород. Сопоставление соответствующих геохимических данных свидетельствует о том, что состав избытка летучих в главных чертах близок к составу вулканических газов, возникающих и выделяющихся из мантии Земли. Это обстоятельство служит серьезным основанием для одного из важнейших геохимических

Таблица 32

Содержание летучих у поверхности Земли (10^{20} г или 10^{14} т)

Источник летучих	H_2O	C в CO_2	Cl	N	S	H, B, Br, F
Содержание в современной атмосфере, гидросфере и живом веществе	14 600	1,5	276	39	13	1,7
Содержание в захороненном виде в древних осадочных породах	2 199	920	30	4	15	15
Общее количество	16 700	921	306	43	28	16,7
Масса газов, поступивших при выветривании изверженных пород (А)	130	11	5	0,6	6	3,5
Избыток летучих, не учтенных при выветривании кристаллических пород (В)	16 600	910	300	42	22	13
Преобладание "избытка" над количеством вещества от выветривания кристаллических пород Отношение В : А	128 раз	83	60	70	3,7	4

выводов — происхождение вод Мирового океана и газов атмосферы за счет дегазации мантии. Это представление сейчас прочно утвердилось в науке и находит свое развитие во многих исследованиях о происхождении океана.

Из приведенных данных следует, что история поверхности Земли с вековой дегазацией ее глубинных частей была органически связана с историей подземных природных газов, океана и атмосферы. Иначе говоря, материал океана и вещество атмосферы возникли из общего источника, и поэтому происхождение гидросферы как таковой и атмосферы Земли следует рассматривать как одну проблему. Однако состав избытка летучих и вулканических газов резко отличается от состава современной атмосферы Земли.

Химический состав атмосферы Земли в сравнении с составом атмосфер других планет представлен в таблице 33. Обращает на себя внимание, что наша атмосфера в основном имеет азотно-кислородный состав. В то же время она содержит ничтожное количество инертных газов (кроме аргона) и водорода, что представляет собой резкий контраст с их необычайно высоким распростране-

Таблица 33

Химический состав планетарных атмосфер (в объемных %)

Газ	Венера	Земля	Марс	Юпитер
Водород H_2	$< 10^{-3}$	$< 5 \cdot 10^{-5}$	—	86
Кислород O_2	$< 10^{-3}$	21	0,1	—
Озон O_3	?	$10^{-6} — 10^{-5}$	10^{-5}	—
Азот N_2	3,5	78,1	2,5	—
Диоксид углерода CO_2	96,5	$3 \cdot 10^{-2}$	95	—
Сера S_2	$\sim 2 \cdot 10^{-5}$	n	—	—
Водяной пар H_2O	0,2	0,1	0 — 0,2	—
Оксид углерода CO	$3 \cdot 10^{-3}$	10^{-4}	0,08	—
Метан CH_4	$< 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	0,04
Аммиак NH_3	$< 2 \cdot 10^{-4}$	$< 10^{-5}$	$< 10^{-5}$	0,06
Диоксид серы SO_2	$1,5 \cdot 10^{-2}$	10^{-4}	$< 10^{-6}$	—
Хлористый водород HCl	$4 \cdot 10^{-5}$	$< 10^{-5}$	$< 10^{-5}$	—
Фтористый водород HF	$5 \cdot 10^{-7}$	$< 10^{-7}$	$< 10^{-7}$	—
Ацетилен C_2H_2	$< 10^{-6}$	$< 10^{-5}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$
Этан C_2H_6	$< 10^{-6}$	$< 10^{-5}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}
Фосфин PH_3	—	$< 10^{-5}$	—	—
Инертные газы:				
He	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-4}$	—	14
Ne	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	—	—
Ar	$1,5 \cdot 10^{-2}$	0,9	1,5	—
Kr	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	—
Xe	—	$8,7 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$	—
Средняя молекулярная масса	43,5	28,8	43,5	2,3

нием в звездах, газовых туманностях и атмосферах внешних планет.

В атмосфере Земли, в зависимости от длительности пребывания в ней тех или других компонентов, можно выделить постоянные и переменные части воздуха. Такое подразделение носит относительный характер, так как в разрезе огромных интервалов геологического времени, по существу, все компоненты земной атмосферы выступают как переменные.

В отношении устойчивости состава земную атмосферу можно подразделить на нижнюю однородную зону или гомосферу и верхнюю обширную и неоднородную зону, или гетеросферу. Граница между ними находится приблизительно на высоте 100 км. В гомосфере состав воздуха характеризуется данными таблицы 33. В гетеросфере происходит ряд процессов, связанных с ионизацией газов и образованием свободных атомов за счет диссоциации молекул под влиянием радиации Солнца. В гетеросфере с высотой увеличивается содержание легких газов.

Под действием ионизирующего излучения Солнца на определенной высоте происходит диссоциация и рекомбинация молекул кислорода, в результате чего появляется озон. Наибольшая концентрация озона наблюдается на высотах 20 — 25 км. Образование озона приводит к поглощению большей части ультрафиолетовой радиации Солнца, которая у поверхности Земли достигает минимального значения, что обеспечивает существование организмов в целом, поскольку ультрафиолетовая радиация для них губительна.

Как уже отмечалось, состав современной атмосферы нашей планеты отличается от состава вулканических газов, за счет которых она возникла в далеком геологическом прошлом. Основная причина этого различия заключается в том, что эволюция атмосферы в течение геологического времени проходила под влиянием развития жизни. Действительно, любой организм в первую очередь состо-

ит из углерода, кислорода, водорода и азота, т. е. тех основных химических элементов, из которых сложены водная и воздушная оболочки нашей планеты. Поэтому естественно, что в процессе своего роста, питания и дыхания все живые организмы Земли пропускают огромные количества газовых и водных компонентов и воздействуют на установление новых химических равновесий, на появление новых состояний вещества в атмосфере и гидросфере. Поэтому химическую эволюцию атмосферы и гидросферы совершенно невозможно понять и изучить без учета химической деятельности организмов с тех пор, как они появились на поверхности Земли.

Жизнь на Земле — самый выдающийся процесс, поглощающий живительную энергию Солнца и вводящий в движение и круговорот едва ли не все химические элементы таблицы Менделеева.

Под влиянием жизни происходило развитие поверхности нашей планеты в течение миллиардов лет. В связи с этим мы должны обратить внимание на необычайно большую древность жизни на Земле вообще. Древнейшие следы ее документально установлены в толщах осадочных пород, ныне метаморфизованных, возраст которых приближается к 4 млрд лет. Отсюда зарождение жизни современной наукой рассматривается как событие глубокой древности, за пределами сохранившейся документальной каменной летописи нашей планеты. Мало того, тщательный анализ геохимических, палеонтологических и биохимических данных позволяет прийти к выводу, что жизнь на Земле существует столько, сколько и сама Земля, а процессы синтеза высокомолекулярных соединений, давшие начало жизни, совершались в ходе химической эволюции протопланетной туманности, как это было изложено ранее.

Пространство Земли, занятое живыми организмами в любой концентрации, обозначается как *биосфера*. Определение биосферы как геологичес-

кой оболочки Земли впервые дано знаменитым австрийским геологом Э. Зюссом в 1875 г. Современное представление о биосфере было установлено благодаря классическим работам по геохимии В. И. Вернадского. В настоящее время можно дать такое определение биосферы — **биосфера есть совокупность живых организмов Земли и той части внешней среды, которая обменивается с этими организмами в процессе жизнедеятельности.**

Количество живых организмов Земли (биомасса) образует единое целое — живое вещество планеты. Собственно биосфера представляет сферическое пространство Земли, где только могут существовать живые организмы в любых возможных концентрациях, от единичных бактерий на 1 $м^3$ воздуха до мощных тропических лесов экваториальной зоны и следов жизни в пучинах Мирового океана. По своим требованиям к условиям внешней среды организмы могут расселяться в различных верхних горизонтах Земли, поэтому реальная современная биосфера включает всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и нижнюю часть атмосферы (преимущественно ниже озонового экрана).

Живое вещество по своей массе составляет ничтожную долю по сравнению с любой из рассмотренных верхних оболочек Земли. По современным оценкам, общее количество массы живого вещества составляет 2423 млрд тонн, что составляет 1/2100 часть массы земной атмосферы. Но по своему активному воздействию на окружающую среду живое вещество стоит на первом месте и качественно резко отличается от всех других оболочек, так как живая материя отличается от мертвой.

Основу живого вещества нашей планеты составляют соединения углерода, способного создавать бесчисленное множество органических соединений. При их образовании углерод в первую очередь соединяется с водородом и кислородом. Остальные химические элементы в составе живых организмов встречаются в небольших количествах, несмотря

на очень важную роль отдельных из них в физиологических процессах.

Распространенность ведущих химических элементов организмов оказывается повышенной. Если мы вспомним данные по космическому распространению элементов, то нетрудно прийти к заключению, что в этом случае обнаруживается большое сходство (за исключением инертных газов). Таким образом, живое вещество нашей планеты, несомненно, полнее отражает химический состав Космоса или же летучей фракции солнечного вещества по сравнению с любой другой изученной оболочкой.

Основная масса живого вещества сосредоточена в зеленых растениях, улавливающих энергию солнечных лучей и строящих сложные соединения в своих тканях. Этот процесс естественного построения органических веществ называется фотосинтезом. Он лежит в основе всего живого на Земле, поскольку растения являются пищей для животных и косвенно связаны со всеми формами жизни в биосфере. В планетарных масштабах фотосинтез представляет собой мощный процесс, вовлекающий в годовой круговорот огромные массы вещества Земли и определяющий высокий кислородный потенциал ее биосферы.

Основными источниками питания растений являются углекислый газ и вода. Фотосинтез представляет собой окислительно-восстановительную реакцию, протекающую по схеме:

$$mCO_2 + nH_2O + \text{энергия} \rightarrow C_m(H_2O)_n + mO_2.$$

Таким способом, за счет поглощения углекислоты и воды синтезируется органическое вещество и выделяется свободный кислород. При восстановлении 1 грамм-молекулы углекислого газа поглощается 112 ккал. энергии. Прямыми продуктами фотосинтеза являются углеводы (например, глюкоза $C_6H_{12}O_6$), но образуются также и другие соединения, и в целом весь процесс фотосинтеза носит

довольно сложный характер.

Фотосинтез происходит на большей части поверхности Земли: на поверхности суши, покрытой растениями, и в верхних слоях океана, где обитают мелкие водоросли, входящие в состав планктона. Интенсивность фотосинтеза может быть выражена в количестве масс углекислоты и воды, потребляемых растениями земного шара в течение года. Приближенный расчет отдельных видов веществ, потребляемых и создаваемых фотосинтезом, представлен в таблице 34.

Из таблицы следует, что 248 миллиардов тонн

Таблица 34

Продуктивность фотосинтеза, 10^9 т в год

Среда обитания	Используется и поглощается		Создается и выделяется	
	CO_2	H_2O	CH_2O	O_2
Суша	253	103,5	172,5	184
Океан	88	36	60	64
Всего	341	139,5	232,5	248

O_2 поступает ежегодно в атмосферу Земли. В общем, около 480 млрд т веществ ежегодно потребляется фотосинтезом зеленых растений, что на два порядка превышает сумму растворенных веществ, ежегодно выносимых реками в океан, и примерно в 28 раз — общее количество всего материала, выносимого ежегодно реками в океан. Если же мы учтем, что в биосфере Земли (атмосфере и гидросфере) содержится $1440 \cdot 10^{15}$ т воды, $233 \cdot 10^{10}$ т углекислого газа и $11{,}8 \cdot 10^{14}$ т кислорода, то нетрудно подсчитать, что за 10 млн лет фотосинтез переработал массу воды, равную всей гидросфере. В течение 6 — 7 лет поглощается вся углекислота атмосферы, примерно за 4000 лет весь кислород атмосферы может обновиться за счет свободного

кислорода от фотосинтеза. Если мы учтем, что биосфера существует не менее 3,6 млрд лет, то можно показать, что вся вода Мирового океана не менее 300 раз прошла через биогенный цикл, свободный кислород атмосферы обновлялся не менее 1 млн раз. В биогенный круговорот неизбежно вовлекались и все другие химические элементы, входящие в состав растений и животных. Все вышеприведенные величины свидетельствуют об огромной напряженности фотосинтеза в течение всей истории Земли.

При гибели организма происходит обратный процесс — разложение органических веществ путем окисления, гниения и т. д. с образованием продуктов разложения. Отсюда реакцию фотосинтеза мы можем написать в общей форме:

$$mCO_2 + nH_2O \underset{\text{разложение}}{\overset{\text{фотосинтез}}{\rightleftarrows}} C_m(H_2O)_n + mO_2.$$

Этот процесс в биосфере Земли приводит к тому, что количество биомассы на Земле сохраняет тенденцию к определенному постоянству. Естественно, что этот вывод имеет относительное значение. Однако величайшая напряженность жизни, повсеместное ее распространение как отражение переработанной энергии солнечного луча, приводит к планетарному равновесию между продукцией живого вещества и его разложением.

Величины, характеризующие скорость размножения организмов, показывают, что все живое вещество нашей планеты находится в состоянии крайней напряженности, стремясь захватить максимум пространства. Эта напряженность, выражаемая темпами роста и размножения всех организмов земного шара, геохимически проявляется в круговороте всех биофильных элементов, поступающих в организм из внешней среды и вновь в нее возвращающихся. В этом заключается основная

химическая роль биосферы нашей планеты и резкое отличие Земли от химизма верхних оболочек других планет Солнечной системы.

Таким образом, химическая эволюция атмосферы и океана проходила с неизменным участием живых организмов при ведущем значении фотосинтеза зеленых растений.

Еще при первоначальном радиоактивном разогреве Земли началось выделение на поверхность летучих веществ, образовавших первичный океан и атмосферу. По всем приведенным данным первичная атмосфера была близка к составу вулканических и метеоритных газов. В наиболее неизменном виде она, вероятно, сохранилась на Венере. В целом, в первичной Земле действовали многие источники природных газов и паров, которые участвовали в становлении первичной атмосферы. Однако значение каждого источника было различным. Наибольшее количество газов и паров было сосредоточено в самом теле первичной Земли, куда они попали в процессе аккреции самой планеты с дополнительным участием процессов окклюзии и адсорбции из первичной туманности. Затем в процессе радиоактивного разогрева Земли началась ее дегазация, в которой участвовали наиболее летучие элементы. В таблице 35 приведены данные А. П. Виноградова о содержании тех элементов в материале хондритов, которые участвовали в дегазации Земли.

Как показали работы А. П. Виноградова и его сотрудников по исследованию механизма зонной плавки, можно представить себе результат этого процесса применительно к масштабам всей планеты. Так, вследствие плавления и дегазации мантии на поверхность поступали три фракции мантийного материала: базальтовая магма, растворенные в ней вода и газы.

Каждое излияние базальтов привносило на поверхность Земли определенную порцию воды, поскольку в самой базальтовой магме может содер-

Таблица 35

Содержание в хондритах элементов, участвующих в дегазации (по А. П. Виноградову)

Элемент	Возможная форма дегазации	Содержание, вес. %
B	$B(OH)_3$ и др.	$4 \cdot 10^{-5}$
C	CH_4, CO, CO_2	$4 \cdot 10^{-2}$
N	N_2, NH_3	$2 \cdot 10^{-3}$
H_2O	H_2O, H_2, O_2	0,5
F	HF	$2{,}8 \cdot 10^{-3}$
Cl	HCl	$7 \cdot 10^{-3}$
Br	HBr	$5 \cdot 10^{-5}$
J	HJ	$4 \cdot 10^{-6}$
S	S, H_2S, SO_2 и др.	1,8*
Te	Te, H_2Te и др.	$5 \cdot 10^{-5}$
Ne	Инертные газы различного происхождения	$n \cdot 10^{-10}$
Ar	"	
Kr	"	
Xe	"	

* С учетом троилитовой (сульфидной) фазы

жаться до 7% (весовых) воды. Отсюда существовала взаимосвязь между количеством излившихся базальтов и количеством поступающей на поверхность Земли ювенильной воды. На поверхность первичной Земли поступали газы: H_2O, CO, CO_2, CH_4, NH_3, S, H_2S, H_3BO_3, HCl, HF, а также Ar и He. Эти газы составили первичную атмосферу нашей планеты. Если температура поверхности первичной Земли превышала 100 °С, то вода некоторое время находилась в атмосфере в парообразном состоянии.

Мировой океан возник из паров мантийного

материала и первые порции конденсированной воды на Земле были кислые. Первые ювенильные воды поверхности планеты были минерализованы, а собственно пресные воды появились значительно позже в результате испарения с поверхности первичных океанов, что представляло собой процесс естественной дистилляции, и при создании замкнутых котловин в пределах поверхности суши.

Сильные кислоты в составе ювенильных вод интенсивно разрушали первичные алюмосиликатные породы, извлекая из них щелочные и щелочноземельные металлы: Na, K, Rb, Cs, Mg, Ca, Sr, а также весьма интенсивно соли двух-валентного железа. Первичная поверхность суши омывалась кислыми дождями и была ареной интенсивных процессов гидролиза и гидратации первых минералов. Такие же процессы в ином масштабе происходили на дне океана. При круговороте воды и выносе Na, K, Mg, Ca значительная их часть задерживалась в океане. В связи с этим мы можем считать, что большая часть катионов океанической воды — продукт химического выветривания из твердых пород первичной литосферы.

В целом, первичная атмосфера Земли имела восстановительный характер и была практически лишена свободного кислорода, и только незначительные его доли формировались под влиянием солнечных лучей в результате фотодиссоциации паров H_2O в верхней атмосфере.

В общем, сейчас трудно восстановить количество газов в первичной атмосфере Земли. Однако некоторые качественные изменения, испытанные первичной атмосферой в связи с развитием жизни и фотосинтеза, можно проследить в геологической истории, когда первичная атмосфера превратилась в современную азотно-кислородную. В какой-то мере первичная атмосфера Земли могла быть аналогична современной атмосфере Венеры — планеты, которая по своим размерам наиболее близка к нашей Земле. Сравнение атмосферы Земли и Венеры

представлено в таблице 36.

Решающее значение в изменении химического состава первичной атмосферы имело появление жизни на Земле и, главным образом, фотосинтеза примитивных зеленых растений. Первыми фотосинтезирующими организмами были, вероятно, сине-зеленые водоросли или их предки, возникшие в верхних зонах океана на определенной глубине. Эта глубина определялась слоем воды, который поглощал ультрафиолетовую радиацию Солнца, предохраняя организмы от ее губительного действия.

Основные компоненты современной атмосферы Земли это — N_2, O_2, CO_2, Ar. Проследим кратко историю их возникновения.

Азот — давно обнаружен в газах вулканического происхождения и в изверженных горных породах. При нагревании этих пород, а также метеоритов, азот освобождается в форме молекул и в виде аммиака NH_3. В вулканических газах, особенно последних стадий извержения, обнаружен NH_4Cl. Поэтому можно думать, что в первичной мантии

Таблица 36

Сравнение атмосфер Земли и Венеры

Компонент	Земля		Венера сейчас
	сейчас	первоначально*	
N_2, %	78	1,5	1,8
O_2, %	21	Следы	Следы
Ar 10^{-6}, %	9000	190	200
CO_2, %	0,03	98	98
H_2O, км	3	3	Следы
Давление, бар	1	70**	88 ± 3

* Вариант соответствует условиям отсутствия фотосинтеза и карбонатов на Земле.

** Для корового углерода с распространенностью $9 \cdot 10^{22}$ г

аммиак образовался из азота и водорода в результате реакций при нагреве в восстановительных условиях. Однако значительных накоплений аммиака в первичной атмосфере Земли ожидать трудно. В верхних слоях атмосферы под влиянием кислорода, освобождающегося при фотодиссоциации паров воды и других соединений, аммиак окисляется до N_2.

Кислород — в свободном виде возникал первоначально в малых количествах за счет разложения углекислого газа, окиси углерода, воды в верхних слоях атмосферы. Но эти малые количества быстро расходовались на окисление других газов. С появлением в океане фотосинтеза организмов все изменилось. Количество свободного кислорода стало прогрессивно нарастать, активно окисляя многие вещества окружающей среды. Так, свободный кислород быстро окислял CH_4, CO, а сернистые газы S и H_2S — были превращены в сульфаты океанической воды. До накопления значительных масс свободного кислорода в атмосфере, он стал активно окислять многие растворимые вещества океанической среды, в частности, способствовал переходу закисных форм соединений железа в окисные, сульфидов в — сульфаты. Поэтому первые количества свободного кислорода мало накоплялись в атмосфере. Изучение А. П. Виноградовым изотопной истории кислорода показало, что свободный кислород образовался главным образом за счет фотосинтетического разложения воды. В конце концов, количество свободного кислорода в атмосфере Земли достигло определенного уровня и оказалось сбалансированным таким образом, что стало равным количеству поглощаемого. В атмосфере установилось относительно постоянное содержание свободного кислорода.

Углерод — большая часть атмосферного углерода как в прошлом, так и в настоящем, находилась в виде CO_2 и значительно меньшая часть — в форме CH_4. В вулканических газах углерод также встречается преимущественно в форме CO_2 и

меньше — в форме CO и CH_4. При дегазации мантии эти газы выделялись на поверхность планеты в большом количестве. Однако концентрация метана была, вероятно, относительно невысокой и не превышала его пропорцию в вулканических газах. Со времени действия процесса фотосинтеза углекислота быстро потреблялась растениями, а также химически связывалась в карбонатных осадках. Угарный газ окислялся до углекислого газа, метан в кислородной среде почти полностью окислился. Вся деятельность фотосинтезирующих организмов стала направленной на интенсивное извлечение углекислого газа из атмосферы.

Геохимическая история углерода в биосфере начинается с его поступления в виде CO_2 и CO из глубинных горизонтов мантии в результате ее дегазации, выражаемой вулканическими процессами.

Общий круговорот углерода в биосфере представлен на рисунке 51. Поступившая из глубинных источников углекислота распределяется в биосфере, образуя в гидросфере сложную карбонатную систему. По мере выщелачивания ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} из первичной земной коры и поступления их в океан, углекислота отлагалась в виде карбонатных пород — известняков, доломитов. Причем более древние известняки отличались повышенным содержанием магния. Другая часть углекислоты использовалась фотосинтезом с образованием органических веществ, испытывая в дальнейшем различные превращения, включая образование в захороненном состоянии рассеянной органики, затем углей разного типа, горючих сланцев и нефти.

Аргон — большая часть аргона земной атмосферы — радиоактивного происхождения. Это, в частности, подтверждается тем, что аргон земной атмосферы на 99,6% состоит из изотопа ^{40}Ar, в то время как для обычного космического аргона характерно преобладание ^{36}Ar. Радиогенный аргон возникал в течение веков в мантии за счет распада ^{40}K путем электронного захвата и выделялся в атмосферу при общей дегазации планеты. Анало-

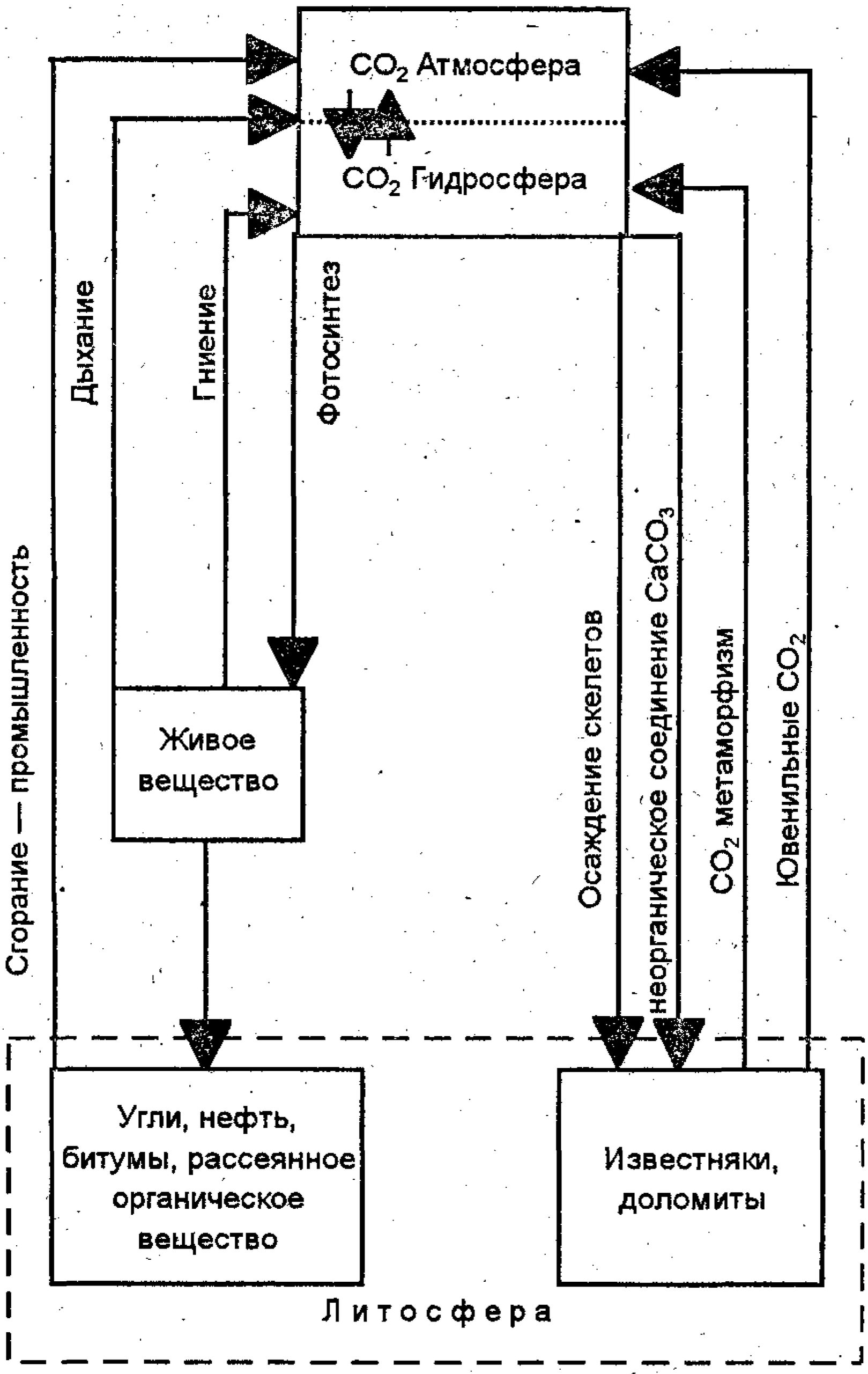


Рис. 51
Круговорот углерода в биосфере Земли

гичную историю прошли и другие радиогенные газы (в частности, гелий). Однако, как показали некоторые геохимические расчеты, аргон и гелий в современную эпоху преимущественно накапливаются в земной коре и в сравнительно малых количествах поступают в атмосферу. Скорость поступления обоих радиогенных газов настолько незначительна, что не могла обеспечить наблюдаемое их содержание в

атмосфере в течение $4{,}6 \cdot 10^9$ лет. Поэтому следует допустить, что большая часть аргона поступила из глубинных частей Земли на ранних этапах ее истории, и значительно меньше добавилось впоследствии при выветривании горных пород и вулканической деятельности.

Естественно, что дегазация Земли в самом начале ее развития, учитывая радиогенный нагрев и нагрев от эффекта формирования земного ядра, происходила наиболее интенсивно, а затем затухала, возобновляясь в подвижных зонах земной коры при рождении вулканов в горных поясах в периоды горообразования. В значительной мере в древние времена состав атмосферы регулировался ее температурой и скоростью дегазации.

Таким образом, насколько нам позволяют судить геохимические данные, к сожалению, весьма неполные, мы можем сейчас говорить о медленном, вековом изменении химического состава атмосферы и океана под влиянием различных физических, химических и биологических факторов. Вопросы эволюции океана и атмосферы обстоятельно рассмотрены в книге Х. Холленда «Химическая эволюция океанов и атмосферы» (1989).

Глава XI

Основные черты эволюции земной коры

Наша планета два миллиарда лет раньше или позже — химически разные тела.

В. И. Вернадский

Процессы изменения материала земной коры

Земная кора как верхний слой твердого тела Земли первоначально возникла в результате выплавления материала мантии и в дальнейшем оказалась существенно переработанной в биосфере под влиянием атмосферы, воды и деятельности живых организмов. В настоящее время земная кора представляет собой верхнюю геосферу нашей планеты с очень сложным геологическим строением и чрезвычайно пестрым составом в отдельных участках, что выражается в разнообразии сосредоточенных в них горных пород и полезных ископаемых.

Глубинный материал планеты с незапамятных времен перерабатывался и химически изменялся у ее поверхности. Первые порции вулканического материала имели состав базальтов или близкий к нему. Базальтовая магма, поднимаясь к поверхности, теряла газы, уходившие в атмосферу, превращалась в базальтовую лаву, которая растекалась

по первичной поверхности планеты. При остывании она превращалась в твердые покровы, образующие первичную кору океанического типа. Однако процесс выплавления алюмосиликатных масс, обогащенных кремнеземом и летучими, по-видимому, был асимметричным, и на одном из полушарий планеты их сосредоточилось больше, чем на другом. В областях будущих континентов молодая земная кора была динамически неустойчивой и перемещалась вверх и вниз под влиянием внутренних причин, о природе которых мы знаем еще очень мало. При общих колебательных движениях (вверх и вниз) части первичной коры временами поднимались выше уровня океана и подвергались разрушению под влиянием химически активных газов первичной атмосферы, воды, а также других физических агентов. Продукты разрушения сносились в пониженные участки суши и водоемы, образуя осадочные породы с механической сортировкой частиц по величине и минералогическому составу. Из полевых шпатов возникали первые глины, из железо-магнезиальных силикатов выносились в океан магний и железо, а из кремнезема (кварца) образовались кремнистые осадки — тонкодисперсные коллоидные отложения и грубообломочные пески, также включавшие обломки химически не разложившихся минералов и горных пород.

В связи с этим можно рассмотреть несколько подробнее процесс перехода материала изверженных пород в осадочные.

На поверхности суши под действием различных геологических агентов изменялись коренные породы глубинного происхождения. Наиболее интенсивная область этих изменений — биосфера. Весь комплекс процессов изменения пород на поверхности материков, которые прямо или косвенно связаны с живым веществом, называется выветриванием. Продуктами выветривания часто оказываются новые минералы, которые затем входят в состав новых горных пород осадочного происхождения.

Процессы выветривания коренных изверженных пород, затем разделение продуктов выветривания при сносе, транспортировке и осаждении в разных физико-химических условиях проводят огромную работу по перераспределению химических элементов. В результате в осадочных породах элементы сосредотачиваются в минеральных ассоциациях, отличающихся от таковых в породах изверженных. Изменение главных компонентов в осадочных породах различного типа можно представить при сравнении данных таблицы 37. Переход главных элементов в новые минеральные формы при образовании осадочных пород связан с устойчивостью породообразующих минералов при химическом выветривании. Так, наиболее устойчивые минералы изверженных пород, которые сохраняются в породах осадочных — кварц, магнетит, отчасти слюды и К-полевые шпаты. Но большая часть полевых шпатов переходит в глинистые минералы (каолинит и др.).

По данным таблицы 37, можно заметить, что средняя изверженная порода, соответствующая в общем граниту по составу главных компонентов, мало чем отличается от средней осадочной породы в целом, поэтому при усиленном метаморфизме и переплавлении осадочных толщ возникают кристаллические породы, близкие по составу к гранитам и гранитогнейсам. В целом, в осадочной оболочке Земли (стратисфере) концентрация натрия и магния ниже, поскольку значительная часть этих элементов уносится и задерживается в Мировом океане. Повышенное содержание CO_2, Fe_2O_3, SO_3, H_2O и отношение $Fe_2O_3/FeO > 1$ в осадочных породах связано с тем, что значительная их часть формируется с участием углекислого газа атмосферы и гидросферы, свободного кислорода атмосферы, окисляющего железо до трехвалентного состояния и серу до шестивалентного.

В далеком прошлом истории земной коры при чередовании колебательных геологических движений в одном из полушарий стала определенно

Таблица 37

Химический состав горных пород (в вес. %)

Окислы	Средняя изверженная порода	Глины	Песчаники	Известняки	Средняя осадочная порода
SiO_2	59,14	58,10	78,33	5,19	57,95
TiO_2	1,05	0,65	0,25	—	0,57
Al_2O_3	15,34	15,40	4,77	—	13,39
Fe_2O_3	3,08	4,02	1,07	—	3,47
FeO	3,80	2,45	0,30	—	2,08
MgO	3,49	2,44	1,16	7,80	2,65
CaO	5,08	3,11	5,50	42,57	5,89
Na_2O	3,84	1,30	0,45	0,05	1,13
K_2O	3,13	3,34	1,31	0,33	2,86
H_2O	1,15	5,00	1,63	0,77	3,23
P_2O_5	0,30	0,17	0,08	0,04	0,13
CO_2	0,10	2,63	5,03	41,54	5,38
SO_3	—	0,64	0,07	0,05	0,54
BaO	0,06	0,05	0,05	—	—
$C_{орг}$	—	0,80	—	—	0,66

преобладать тенденция к поднятию, которая выразилась в относительно длительном существовании участков суши. Возникли зародыши первых материков, которые впоследствии стали обрастать поясами мощных толщ осадочных пород, возникших за счет разрушения более приподнятых участков суши. Эти пояса впоследствии подвергались складчатости и поднятиям, в них проявлялась вулканическая деятельность. Возникли древние горные цепи вокруг ядер материков, впоследствии также разрушенные геологическими агентами. Однако указанные процесс проходил очень неравномерно на разных материках, и древнейшие участки земной коры находятся в разных их частях. Таким образом, формировалась в общем континентальная часть земной коры.

Океаническая часть, вероятно, редко или вовсе

не выступала выше уровня Мирового океана, по крайней мере, в течение ранних геологических периодов, и в ней не могли происходить резкие процессы дифференциации вещества, включающие снос, транспортировку, сортировку и отложение мощных и разнообразных осадочных горных пород.

Химическая эволюция земной коры протекала как процесс векового геохимического круговорота, связанного с формированием осадочных, метаморфических и магматических горных пород как физико-химических систем с их непрерывными и прерывистыми переходами. Особенно интенсивный геохимический круговорот элементов протекал в континентальном полушарии Земли, где формировались мощные осадочные формации. Подавляющая часть гранитов континентального полушария возникла за счет гранитизации этих древних осадочных формаций при усиленном метаморфизме и переплавлении, что происходило во время их погружения в глубины с высокими температурами.

Наиболее распространенные химические элементы верхних горизонтов Земли — O, Si, Al, Fe и др. — являются главными строителями земной коры, участвующими в большом круговороте вещества: магматическая порода → осадочная порода → метаморфическая порода → переплавление и новое образование магмы. Основные особенности этого круговорота представлены на рисунке 52.

Такое представление о большом круговороте вещества в верхних горизонтах нашей планеты, охватывающем горные породы различного происхождения, было развито И. Д. Лукашевичем (1863 — 1928) в его учении о метаморфизме. На более высоком уровне знаний это учение о крупных геохимических циклах было разработано В. И. Вернадским в нашей стране и Т. Бартом в Норвегии. Относительно земной коры В. И. Вернадский писал: «Бóльшая часть материи в ней находится в непрестанном движении — в миграциях — и образует обратимые замкнутые циклы, всегда возоб-

новляющиеся и тождественные (геохимические циклы). Они возобновляются на поверхности энергией Солнца, поглощенной живым веществом, а в глубинах — атомной энергией, обусловленной радиоактивным распадом».

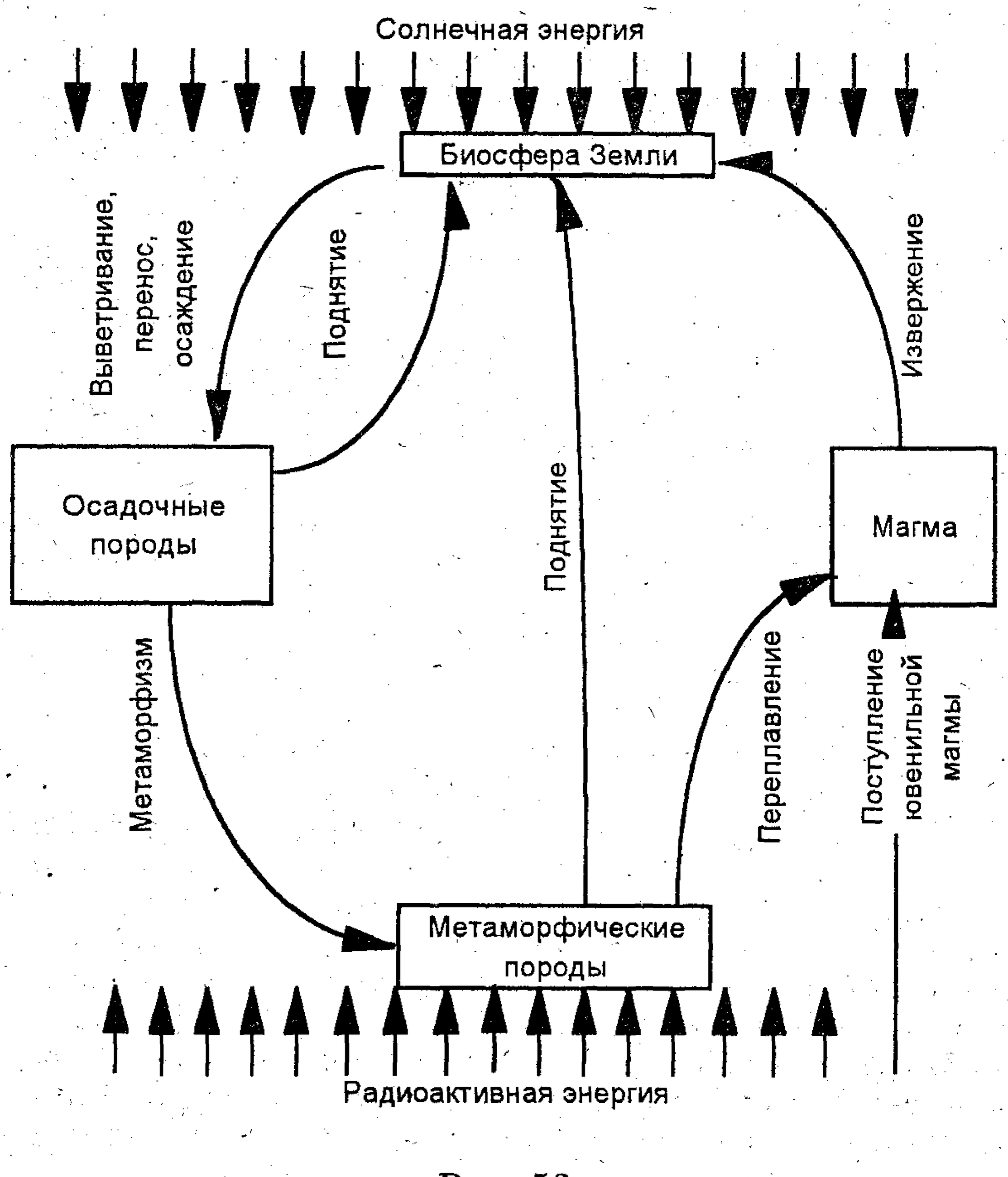


Рис. 52

Большой круговорот вещества в пределах верхних оболочек Земли, возникающий под влиянием действия солнечной энергии и энергии распада радиоактивных элементов

Естественно, что в процессе геохимического круговорота легкие молекулы, радикалы и атомы проходят более короткие пути и затрачивают меньше времени на свое перемещение, чем более тяжелые вещества. Так, наиболее интенсивному круговороту подвергаются легкоподвижные вещества — газовые составные части атмосферы и вода. Значительно более медленному круговороту подвергается вещество континентов. Полный оборот воды океанов путем испарения, конденсации и поступления в прежнюю область проходит примерно за 1 млн лет. Вещество континентов путем выветривания и сноса удаляется с поверхности суши через 80 — 100 млн лет. Отсюда совершенно очевидно, что *если бы не было вековых поднятий* в континентальном полушарии, то за несколько геологических периодов вся суша была бы снесена в океан и наша планета покрылась бы сплошной водной оболочкой. В настоящее время океан в 12 раз по объему превышает объем суши. Средняя высота суши над уровнем моря составляет 825 м, средняя глубина Мирового океана — 3800 м. Отсюда следует, что весь объем современной суши есть отражение относительного равновесия между ее образованием путем поднятий и разрушением путем сноса внешними геологическими агентами.

Согласно представлениям норвежского геолога Т. Барта, состав океана находится в состоянии относительного динамического равновесия, что фиксируется постоянством его солевого состава. Это значит, что вещество осадков, отлагаемое в океанической среде, возвращается из моря на континент с такой же скоростью, с какой продукты выветривания сносятся с континента в море. Следовательно, средний химический состав пород континентов должен быть близок к составу осадочных горных пород.

Вещество, которое является продуктом выветривания, совершило круговорот через морскую среду. Высокая концентрация натрия и отчасти магния в

океанической воде связана с тем, что они остаются в океане дольше, чем какие-либо другие породообразующие элементы. Полный геохимический цикл, по данным Т. Барта, показан на рисунке 53.

Согласно подсчетам А. Полдерварта, в континентальной коре осадочные горные породы в настоящее время составляют 6% ее общей массы. По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского, эта величина оценивается в 9,2%.

Исследования, выполненные К. Ранкама и Т. Бартом (1965), показали, что за 3,5 млрд лет

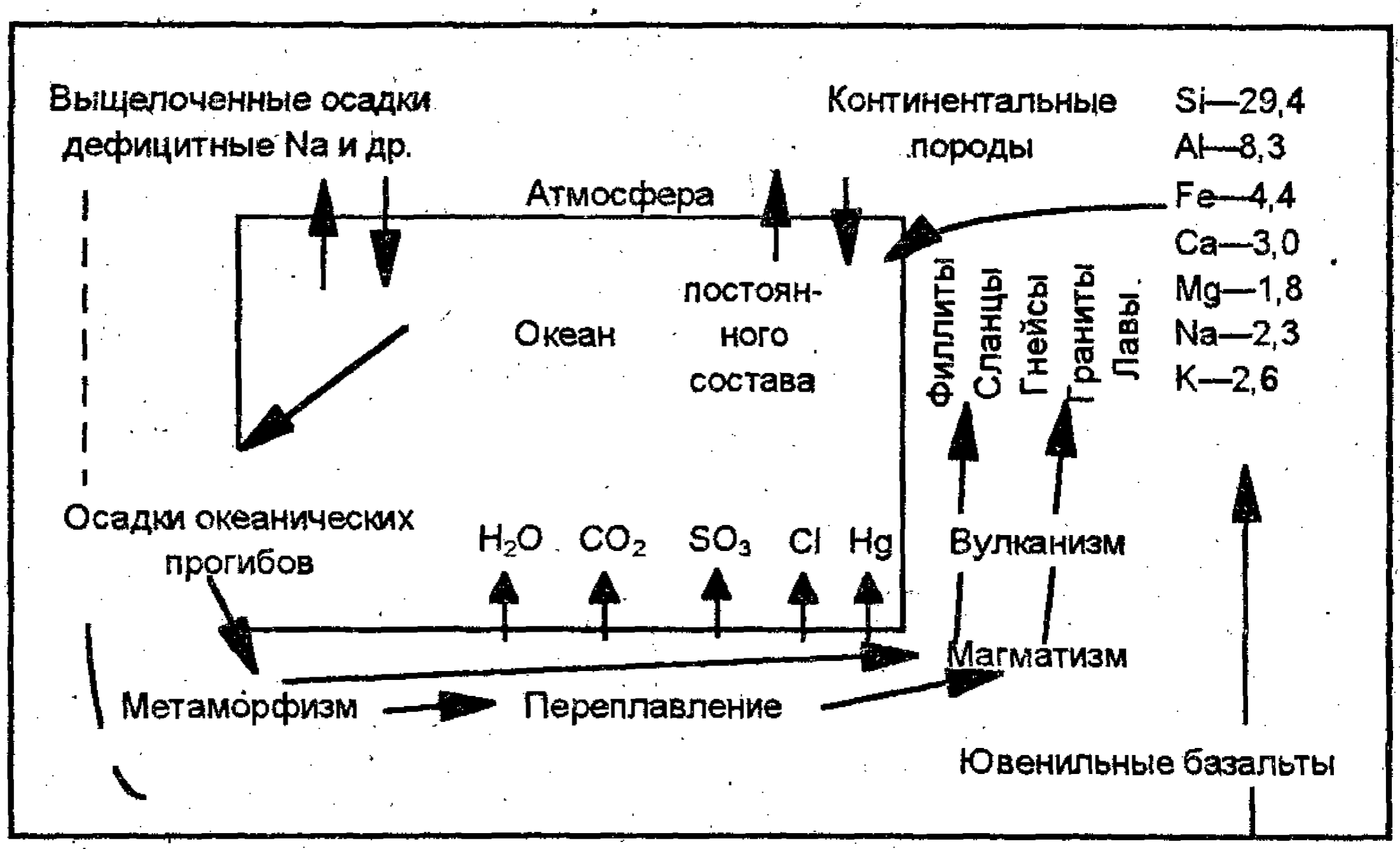


Рис. 53
Полный геохимический цикл. Средний состав континентальных пород в верхнем правом углу соответствует среднему составу древних осадков геосинклинальных прогибов (по Т. Барту с небольшими изменениями)

через зону выветривания прошла почти вся масса континентальной коры. Во всяком случае, за всю историю земной коры количество образовавшихся осадочных горных пород было огромным. Однако большая часть этих осадочных пород (преимущественно древних, докембрийских) подверглась усиленному метаморфизму и переплавлению, и поэтому значительная часть древних осадочных формаций приобрела облик метаморфических и изверженных горных пород.

Следует отметить, что присутствие воды в порах осадочных пород и в других формах ее нахождения, снижает температуру плавления их на глубине и благоприятствуют переходу в магматическое состояние. Опытным путем было показано, что богатые водой глинистые сланцы при давлении 2 кбар. плавятся с образованием магмы при температуре 600 °С. Тонкодисперсный материал глинистых осадков является весьма благоприятным веществом для плавления при температуре 570 — 580 °С. Поэтому мы можем считать, что гранитная магма может образоваться за счет плавления осадочных пород в пределах глубин 10 — 15 км.

В. И. Вернадский рассматривал гранитный слой земной коры как область былых биосфер. Современные геохимические данные лишь подтверждают справедливость такого заключения. Поэтому в общем небольшую пропорцию осадочных горных пород в разрезе всей земной коры следует рассматривать лишь как ту часть осадочной оболочки (стратисферы), которая уцелела от метаморфизма и гранитизации прошлых геологических эпох.

Круговорот кремния и железа в биосфере

Чтобы лучше представить себе основные тенденции химической эволюции земной коры, рассмотрим кратко геохимию ведущих элементов литосферы — кремния и железа.

Кремний — четырехвалентный кремний в сочетании с анионами кислорода образует комплексный анион $[SiO_4]^{4-}$, который в разных комбинациях дает целый ряд кристаллохимических построек, составляющих большинство породообразующих минералов. Кремний вместе с кислородом составляет 55% веса земной коры. Кремний образует свыше 430 минеральных видов, в основном представленных силикатами. Силикаты выступают как главные составные части изверженных, метаморфических (за исключением мраморов и кристаллических известняков), осадочных пород — глинистых отложений.

Во всей геохимической истории кремний практически нигде не расстается с кислородом и мигрирует вместе с ним. Исключительно велико значение в химии земной коры окиси кремния, которая выступает в разных полиморфных модификациях и чаще всего — в виде кварца.

В процессе остывания магмы происходит комбинация кремнекислородных тетраэдров $[SiO_4]^{4-}$. Последовательность кристаллизации силикатных минералов начинается со связывания этих тетраэдров ионами магния и железа в оливинах $(Mg,Fe)_2SiO_4$. За ними идут метасиликатные цепи $[SiO_3]_n^{2n-}$ пироксенов, а далее еще более сложные радикалы амфиболов $[Si_4O_{11}]_n^{6n-}$. На заключительных этапах кристаллизации магмы выделяется кремнезем Si_nO_{2n} в виде кварца. При этом происходит параллельно кристаллизация плагиоклазов от кальциевых разностей до натровых, а также увеличивается содержание воды в остаточных расплавах. В связи с этим происходит образование термальных минерализованных растворов, выносящих растворенный кремнезем, который в дальнейшем отлагается в виде кварцевых жил различной формы, а также окварцевание соседних боковых вмещающих пород, часто в больших масштабах. Кварц выступает в качестве главного породообразующего минерала во многих рудных жилах.

При выветривании горных пород в условиях умеренного влажного климата кварц остается в нерастворимом остатке, в то время как кремнезем разложившихся силикатов уносится проточными водами. В условиях тропического влажного климата вынос кремнезема быстро возрастает.

В процессе круговорота воды подземные воды и реки, омывающие сушу, выносят огромные количества кремнезема в виде взвесей глинистых частиц, обломков алюмосиликатов и растворов. В морской воде значительная часть крупнообломочного материала осаждается недалеко от берега, образуя так называемые терригенные отложения. В самой океанической воде происходит сложная миграция кремнезема. Основное их количество, растворенное в верхних горизонтах океана, быстро поглощается микроорганизмами. Так, диатомовые водоросли извлекают 70 — 80% кремнезема из воды. Кремневые скелеты строят также широко распространенные простейшие — радиолярии, губки, некоторые кораллы. После гибели диатомовые водоросли медленно опускаются на дно, но на глубинах 2000 — 2500 м постепенно растворяются. Кремний снова переходит в растворимую форму. Нерастворенные части его оседают на морское дно, образуя в холодных морях обширные отложения диатомовых илов.

В осадочных породах разного геологического возраста кремнезем присутствует в виде кварца, возникшего при механическом разрушении кварцсодержащих пород магматического происхождения. Образование чистых отложений кварца связано с интенсивностью выветривания и перемывом соответствующего материала. Чистые кварцевые пески и песчаники встречаются редко. В большинстве случаев в них присутствуют примеси полевых шпатов и других минералов. Огромные массы кремния осаждались в коллоидном состоянии в виде разного рода глинистых минералов.

В геологическом прошлом менялись соотноше-

ния форм миграции кремнезема. В докембрийских морях во многих местах происходило ритмичное чередование осаждения тонкодисперсного кремнезема и соединений железа. Таким образом, возникали полосчатые железистые кварциты, которые не встречаются в разрезах напластований пород моложе кембрийского возраста. Как было установлено многими исследованиями, в ходе геологической истории чисто неорганическая миграция кремнезема, происходящая в глубоком докембрии, сменилась миграцией с участием живых организмов, обитавших в морской среде, и которые приобретали способность строить кремневые скелеты.

Железо — среди металлов по распространению в земной коре занимает второе место после алюминия. В разные геологические эпохи железо осаждалось в разных формах, образуя крупнейшие месторождения, по своим запасам резко превышающие известные запасы всех других металлов вместе взятых.

Железо — весьма яркий индикатор. Оно реагирует на физико-химические условия среды, меняя свою валентность. В растворах, богатых кислородом, железо переходит в трехвалентную форму, образуя труднорастворимые оксиды и гидрооксиды.

Из магматических пород наиболее богаты железом ультраосновные породы (до 10%), бедны кислые — граниты (2 — 3%). В биосфере железо в зависимости от условий меняет свою валентность. В минералах оно встречается в виде двух- и трехвалентных ионов. Железо — химически активный металл, образующий в земной коре свыше 300 минеральных видов. Для биосферы наиболее характерны соединения железа с кислородом в виде: гематита Fe_2O_3, магнетита Fe_3O_4, гетита $FeO(OH)$ и др. В магматических породах большая часть железа находится в железо-магнезиальных силикатах в двухвалентной форме, отчасти в сульфидах — пирротине Fe_7S_8 и пирите FeS_2.

Миграция и формы нахождения железа в магматических породах связаны с процессами окисления. В основных и ультраосновных породах железо присутствует преимущественно в закисной форме (FeO). При процессах окисления в верхних горизонтах литосферы возникает окисленное железо. Фактором окисления выступают вода и водяной пар. По В. М. Гольдшмидту, образование магнетита при охлаждении магмы связано с поглощением воды магмой, что определяет следующую химическую реакцию:

$$\left.\begin{matrix}3Fe_2SiO_4\\3Mg_2SiO_4\end{matrix}\right\} + 2H_2O \rightarrow 2F_3O_4 + 6MgSiO_3 + 2H_2.$$

Очевидно, что эта реакция приводит к появлению свободного водорода, который действительно наблюдается в вулканических газах.

При выветривании горных пород сульфиды железа и силикаты с закисным железом легко окисляются. Значительно более устойчив магнетит. Закисное железо легче переходит в раствор, чем окисное. Окисление в природных водоемах приводит к осаждению окисных железных руд. Таким способом образуются болотные железные руды, морские осадки с окисным железом.

В результате выветривания и круговорота воды огромное количество железа поступает в моря и океаны. Вынос его происходит в разнообразных формах: обломков минералов и горных пород, коллоидов, растворимых соединений. В морской воде железа содержится мало ($1 \cdot 10^{-6}\%$), что связано с плохой растворимостью его окисных соединений.

В природных водоемах можно выделить главные реагенты, способствующие осаждению соединений железа в той или иной минеральной форме: O_2, CO_2, H_2S. В соответствии с этим возникают окисные, карбонатные (сидеритовые) и сульфидные отложения железа.

В течение геологической истории огромные

массы железа постепенно окислялись. Так, если в обычных осадочных породах раннего докембрия закись железа почти в 3 раза превышает окись, то в позднем докембрии в осадочных толщах оно встречается в соизмеримых количествах, а в отложениях палеозоя окиси железа больше, чем закиси. Таким образом, за геологическое время непрерывно увеличивалась доля окисных соединений железа и уменьшалась пропорция его закисных форм в осадочных толщах под влиянием свободного кислорода биосферы.

Максимальная концентрация железа в осадочных толщах образовалась в докембрийских железистокремнистых формациях, что привело к образованию богатейших месторождений железных руд (Кривой Рог и КМА в Восточной Европе, Верхнее озеро в США и Канаде, Минас-жейрас в Бразилии, Хамерслей в Австралии и т. д.).

Большинство этих формаций метаморфизовано. Однако сохранились и слабо метаморфизованные разности, позволяющие восстановить первоначальные условия седиментации. Так, в разрезах железо-кремнистых формаций можно различать сульфидные, карбонатные, силикатные и окисные соединения железа, которые чередуются с тонкодисперсным кремнеземом, образуя полосчатые железистые породы (джеспилиты) и руды.

Живое вещество в биосфере

В ходе эволюции земной коры непрерывно возрастала роль живых организмов, в первую очередь отражаясь на процессах седиментации и рудообразования. При этом большое значение имела способность живых организмов концентрировать в своих телах отдельные химические элементы из рассеяния в окружающей среде. Эту способность В. И. Вернадский называл *концентрационной функцией*. Если в качестве внешней среды принять морскую воду, то кремний

в морских растениях концентрируется в 10^3 — 10^5 раз больше, фосфор — в 10^5 раз, марганец — в 10^3 — 10^4 раз больше, чем в морской воде. Многие металлы образуют в клетках растений комплексные соединения с различными анионными группами. Увеличение содержания этих металлов в растениях бывает в десятки и сотни тысяч раз больше, чем в окружающей среде. Концентрирование особенно велико для металлов переходных групп таблицы Менделеева: Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni. Совершенно естественно, что после гибели растений большая часть концентрированных ими элементов переходила в различные осадочные образования и участвовала в формировании месторождений. По В. И. Вернадскому, таким способом огромные количества металлов, накопленные бактериями и другими низшими растениями, вполне могли стать исходным материалом для образования руд осадочного происхождения.

Согласно исследованиям Е. А. Бойченко, в течение геологического времени происходила смена концентрационных функций в связи с эволюцией самих организмов. Так, допускается, что первичные организмы возникли в океане. Они развивались за счет окисления органических веществ абиогенного происхождения. После израсходования запасов органических веществ должен был произойти перелом — переход к автотрофному развитию за счет использования световой энергии (фотосинтез). Переход организмов к этому типу развития с участием фотосинтеза сопровождался усилением концентрации Al, Si, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Mo и других элементов.

Несомненно, что развитие жизни на Земле основательно изменило миграцию химических элементов в биосфере. Сейчас начали изучать те многогранные связи, которые существовали на нашей планете между эволюцией организмов и процессами осадочного рудообразования в прошлом. При этом следует отметить, что с периода зарождения жиз-

ни количество биологической массы все время возрастало. Первые живые организмы развивались в морях и, по-видимому, были представлены микроводорослями планктона в освещенных Солнцем горизонтах морской воды вблизи самой поверхности. Позднее в относительно прибрежной мелководной зоне возникли донные морские формы. Отсюда произошло заселение все более глубоких горизонтов морского дна. Но «расползание» живого вещества впоследствии произошло также в сторону суши после того, как возросшая продукция свободного кислорода привела к созданию озонового экрана, предохраняющего организмы от губительного действия ультрафиолетовой радиации Солнца. Во влажных поясах древних континентов появилась наземная растительность, которая в дальнейшем стала завоевывать и другие, менее влажные климатические зоны.

Общее количество современной массы живого вещества в биосфере Земли составляет 2420 млрд тонн. Распределение этой массы, по данным Н. И. Базилевич, Л. Е. Родина и Н. Н. Розова (1971), представлено в таблице 38.

Таблица 38

Биомасса организмов Земли

Среда обитания	Группы организмов	Масса, т	Соотношение, %
Континенты	Зеленые растения	$2400 \cdot 10^9$	99,2
	Животные и микроорганизмы	$20 \cdot 10^9$	0,8
	Итого	$2420 \cdot 10^9$	100,0
Океан	Зеленые растения	$0,2 \cdot 10^9$	6,3
	Животные и микроорганизмы	$3,0 \cdot 10^9$	93,7
	Итого	$3,2 \cdot 10^9$	100,0
	Всего	$2423 \cdot 10^9$	

Анализ геохимического, биогеохимического и палеонтологического материала по сохранившимся участкам земной коры приводит к выводу, что в познании древнейших эпох развития Земли мы не вышли за пределы существования биосферы. В ней происходила эволюция живых организмов, давшая бесчисленное множество видов растений, животных и микроорганизмов. В. И. Вернадский высказал мысль о постоянстве массы живого вещества в течение геологической истории. Однако этот вывод мы не вправе принимать безоговорочно. Повсеместность жизни, ее величайшее напряжение как отражение переработанной энергии солнечного луча приводит к планетарному равновесию между естественной продукцией живого вещества и его разложением. Поэтому сейчас правильнее говорить об установлении **тенденции** к постоянству биомассы для определенных, может быть, весьма значительных, промежутков геологического времени.

В истории биосферы большое значение имел переход жизни на поверхность континентов. Как видно из таблицы 38, в настоящее время биомасса суши резко преобладает над массой организмов Мирового океана. Поскольку условия жизни в океане более благоприятны, то можно показать, что вся гидросфера отличалась относительным постоянством биомассы на всем протяжении своего существования. В данном конкретном случае количество биомассы определялось площадью поверхности Мирового океана — величиной, вероятно, переменной и зависящей от геологического развития земной коры.

Жизнь перешла на поверхность континентов в силурийском периоде палеозойской эры. Из таблицы 38 следует, что это позволило в дальнейшем возрасти биомассе живого вещества почти в 800 раз. Естественно, что столь значительное увеличение биомассы существенно изменило ход геохимических процессов в биосфере Земли.

По мнению М. И. Будыко и А. Б. Ронова (1979), в пределах биосферы все время существовала зависимость общей массы живого вещества от концентрации углекислого газа. По мере ее возрастания скорость фотосинтеза увеличивалась. Отсюда можно предположить, что в геологические периоды фанерозоя, когда концентрация углекислого газа в связи с усилением вулканической деятельности была выше современной, то и масса растительного покрова должна была превосходить современные значения. Иначе говоря, процесс изменения концентрации углекислого газа, вероятно, сопровождался изменением массы живых организмов на нашей планете.

А. Б. Ронов (1980) заметил, что количество карбонатных осадочных пород в геологических разрезах фанерозоя может фиксировать содержание углекислого газа в биосфере соответствующих периодов. Поскольку судьба углекислого газа связана также с историей свободного кислорода посредством фотосинтеза, то естественно, что отложения известняков также отражали колебания состава атмосферы планеты в целом.

После отмирания организмов прошлого в осадочных горных породах органическое вещество захороняется в рассеянном состоянии в разного рода тонкодисперсных осадках и в концентрированной форме, образуя породы, богатые органикой — угли и горючие сланцы. Причем количество рассеянной органики намного превышает ее количество, сосредоточенное во всех известных месторождениях горючих полезных ископаемых Мира. По подсчетам Э. Дегенса, количество рассеянных форм нахождения органического углерода в 500 раз превышает его массу, сосредоточенную в крупных месторождениях горючих полезных ископаемых. Согласно подсчетам Н. Б. Вассоевича, отношение массы органического углерода к массе углей и нефти соответствует пропорции: 100 : 0,3 : 0,026. В ходе биогеохимического круговорота огромные массы

углерода находятся в движении, и только некоторая его доля в благоприятных условиях переходит в ископаемое состояние.

Химическая эволюция земной коры

Химическую эволюцию континентальной части земной коры, или *сиаля*, можно определить, в принципе, путем сравнения химического и петрографического состава самых древних известных геологических формаций с более молодыми формациями. Такое сравнение было выполнено для Северной Америки. Обобщение большого аналитического материала геологических формаций разного возраста Североамериканской и Восточноевропейской платформ в 1972 г. провел А. Б. Ронов. В 1972 г. В. М. Синицын провел глубокий сравнительный анализ исторического развития земной коры и ее формирования. Эволюция земной коры на основе петрохимических данных по разным материкам была изучена А. Энгелем, С. Итоном и другими исследователями. Дж. Вейзер (1974) и В. Компстон (1976) использовали отношение изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в докембрийских карбонатах в качестве показателя коровой эволюции. Исследования названных и других ученых привели к следующим заключениям.

Крупные геологические провинции, возраст которых превышает 2,5 млрд лет, имеют средний суммарный химический состав, близкий к составу базальта, т. е. к океаническому типу земной коры; провинции моложе 2,5 млрд лет характеризуются типичным составом континентальной коры. Сравнение петрографического состава древних ядер материков в Северной Америке, Южной Африке, Индии и Западной Австралии показало, что в них широко распространены так называемые зеленокаменные породы, т. е. измененные вторичными процессами основные лавы, близкие к базальтам,

андезитобазальтам и другим аналогичным породам. Отсюда следует, что современная континентальная часть земной коры эволюционировала в течение геологического времени от основного (базальтового) состава к кислому — гранитному. Эту общую тенденцию можно видеть на рисунке 54.

Для сравнения химических изменений приведем данные о составе океанической и континентальной коры. Они представлены в таблице 39. Нетрудно видеть, что для того, чтобы океаническая кора перешла по составу в континентальную сиалическую, необходим вынос из базальтовой коры таких компонентов, как TiO_2, FeO, MnO, CaO и сохранность Al_2O_3, SiO_2, Na_2O.

Какие же процессы способствовали возникновению сиалической континентальной коры в ее тепе-

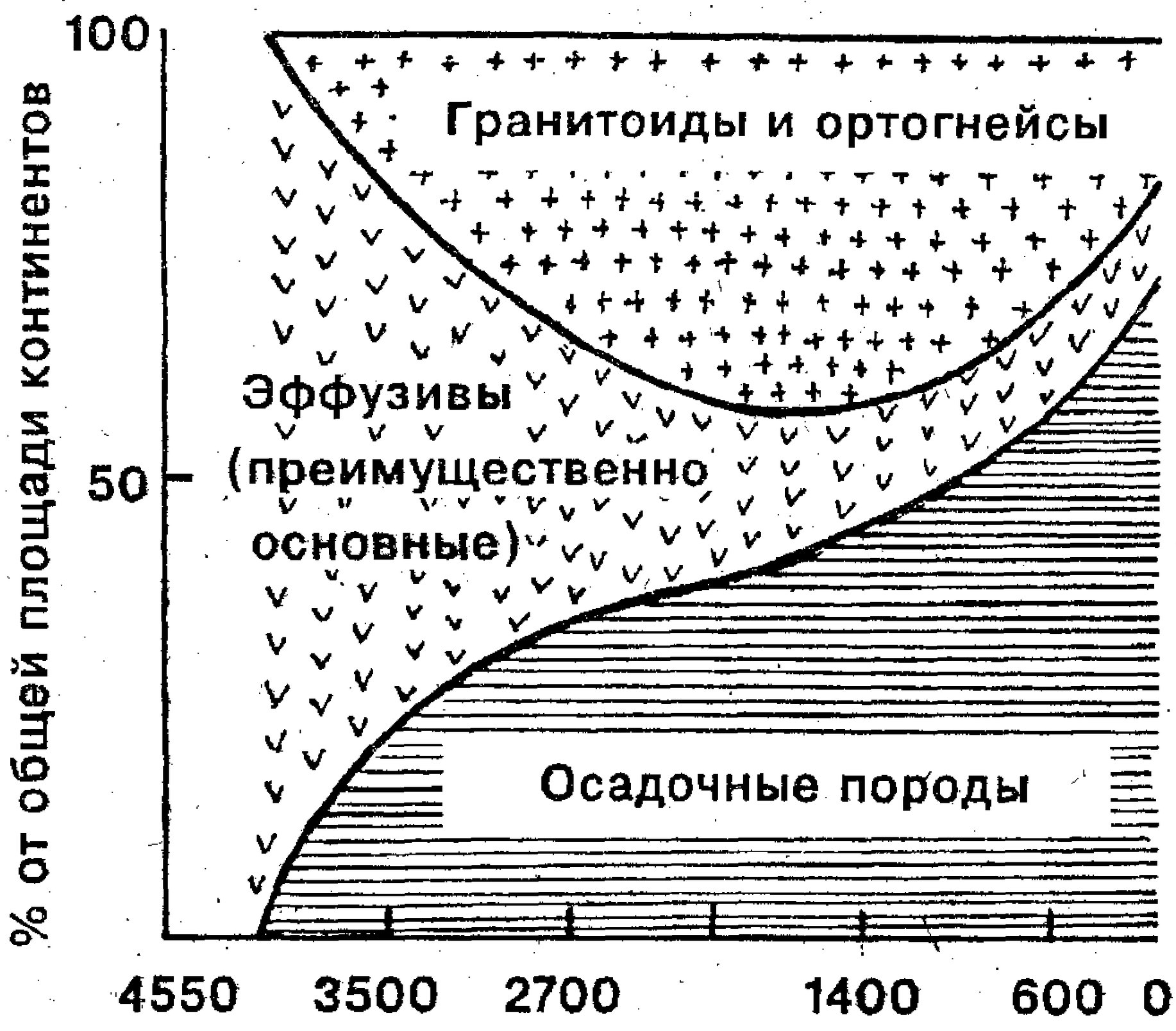


Рис. 54
Схема изменения важнейших групп пород областей эрозии континентов (по А. Б. Ронову)

Таблица 39

Сравнение состава океанической, континентальной коры и глубоководных океанических осадков, вес. %

Окисел	Океаническая кора	Континентальная кора	Глубоководные океанические осадки
SiO_2	48,17	57,23	46,6
TiO_2	1,40	0,71	2,9
Al_2O_3	14,90	14,46	15,0
Fe_2O_3	2,64	2,36	3,8
FeO	7,37	5,41	8,0
MnO	0,24	0,13	0,2
MgO	7,42	4,77	7,8
CaO	12,19	6,98	11,9
Na_2O	2,58	4,40	2,5
K_2O	0,33	1,98	1,0
P_2O_5	0,22	0,16	0,3

решнем виде и составе?

Первый возможный процесс заключался в общей первоначальной асимметрической дифференциации Земли, вероятно, связанной с формированием ядра планеты. Этот процесс привел к тому, что только в одном из полушарий нашей планеты излияния первичных базальтов были более обильными, чем в противоположном полушарии. Однако данный процесс в конечном итоге не может объяснить, почему базальтовые массы превратились в сиалические, обогащенные кремнекислотой, близкие по составу к гранодиориту.

Можно допустить, что в течение огромного круговорота и переработки материала верхних горизонтов Земли, прошедшего через стадии выветривания, осадкообразования, вторичного переплавления, происходило изменение состава, выразившееся в накоплении SiO_2 и Al_2O_3 и потере других компонентов, характерных для первичных базальтов.

В изменении состава первоначальной земной

коры, представленной сейчас, вероятно, жалкими остатками базальтового материала в древнейших участках материков, сыграли определенную роль как внутренние, эндогенные, так и внешние, экзогенные геологические процессы.

К внутренним процессам относится магматизм в широком смысле слова — процесс выплавления подвижного силикатного материала, обогащенного летучими, в разных горизонтах мантии. Характерной особенностью крупных магматических процессов в геологической истории земной коры является их периодичность, связанная с определенными тектоническими эпохами. Особенно интенсивные магматические явления и их внешнее отражение — вулканизм, происходили в геосинклинальных областях усиленных тектонических движений, которые впоследствии превращались в складчатые горные области. После длительного их разрушения они превращались в стабильные жесткие области, перекрываясь осадочным чехлом в результате длительных этапов погружений ниже уровня моря.

На основании измерения возраста магматических пород методами ядерной геохронологии удалось установить последовательность древних эпох магматизма в межконтинентальном масштабе. Еще в 1966 г. А. И. Тугариновым и автором этой книги были выделены наиболее распространенные тектоно-магматические циклы докембрия. Они подтвердили высказанные ранее предположения о решающем значении в докембрийской геологической истории эпох магматизма и метаморфизма 1800 — 2000 и 2500 — 2700 млн лет назад. Эпоха 1800 — 2000 млн лет назад (свекофенско-карельская, или гудзоновый цикл) была особенно выразительной. Она охватила огромные площади современных докембрийских щитов и древний фундамент платформ.

Согласно последним расчетам геофизиков, периодичность проявления магматической деятельности в геологической истории определялась пери-

одическим накоплением радиогенного тепла в пределах верхней мантии. Первичная кора нашей планеты формировалась за счет базальтового материала, выплавленного из мантии.

Однако в ходе геологической истории состав продуктов извержения, увеличивающих толщину земной коры в континентальном сегменте, менялся. Так, наряду с излияниями базальтовых магм, добавлялись излияния андезитобазальтов и андезитов, которые являются более кислыми. Действительно, если мы сравним составы типичного океанического (толеитового) базальта и андезита, то увидим существенное различие, как это показано в таблице 40. На основании данных таблицы нетрудно сделать вывод, что поступление андезитовых материалов в пределы континентальных частей земной коры приводит к относительному увеличению SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, Na_2O и уменьшению MgO, FeO, CaO, т. е. при этом происходила сиализация земной коры и приближение ее к современному составу. Андезитовые выплавки происходили, ве-

Таблица 40

Средние составы вулканических пород, вес. %
(по А. Полдерварту)

Окислы	Толеитовый базальт	Андезит	Баланс
SiO_2	51,0	60,3	+9,3
TiO_2	1,4	0,8	– 0,6
Al_2O_3	15,6	17,5	+1,9
Fe_2O_3	1,1	3,4	+2,3
FeO	9,8	3,1	– 6,7
MnO	0,2	0,2	—
MgO	7,0	2,8	– 4,2
CaO	10,5	5,9	– 4,6
Na_2O	2,2	3,6	+1,4
K_2O	1,0	2,1	+1,1
P_2O_5	0,2	0,3	+0,1

роятно, в иных горизонтах верхней мантии, чем выплавки базальтов. Как отметил В. М. Синицын (1972), в континентальных сегментах, обладающих глубоко проникающей в мантию активной зоной магматических процессов (тектоносферой), роль кислых продуктов дифференциации мантии андезитобазальтов относительно выше, чем в области океанических сегментов.

Степень сиализации коры, достигаемая в процессе мантийной дифференциации, исторически нарастала и максимального эффекта достигла в позднем фанерозое. Однако роль вулканизма в преобразовании земной коры континентов в сторону более кислого состава все же была недостаточной.

Второй процесс сиализации коры связан с действием мощного экзогенного круговорота вещества, включающего переработку первичной коры под действием солнечной энергии, гравитации и условий биосферы в целом. Круговорот вещества в пределах биосферы (см. рис. 52) явился важнейшим корообразующим процессом. Нового прибавления вещества земной коры, подобно вулканизму, он не создал, но энергично перерабатывал коровые массы, изменяя их химический состав и физическое состояние. Огромные массы континентальной коры, как мы уже неоднократно отмечали, прошли через состояние осадочных пород, оказались перемыты водой и изменились под воздействием живого вещества биосферы. Чрезвычайно длительный круговорот воды промывал растущую континентальную кору, удаляя из нее навсегда некоторые наиболее растворимые симатические (базальтовые) элементы (Mg, Fe) и сохраняя относительно малоподвижные компоненты в виде SiO_2, Al_2O_3, тем самым способствуя ее сиализации в целом.

При сопоставлении среднего состава континентальной коры с составом глубоководных океанических осадков (см. табл. 39 и 40) видно, что они содержат повышенное количество тех компонен-

тов, которые частично утеряны континентальной корой по сравнению с корой базальтовой. Эти глубоководные (пелагические) океанические осадки залегают на обширных просторах океанического дна, практически никогда не возвращаются на материки и являются безвозвратными продуктами выноса материала континентов.

Очевидно, что при вековом размыве первичной базальтовой коры TiO_2, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO были вынесены в океан и отложились как вблизи берега, так и очень далеко от мест формирования континентальной коры. Несколько иная судьба сложилась у натрия и калия. Натрий в больших количествах поступал в океан и там задерживался в растворенном виде. Однако значительная часть натрия возвращалась в континентальную кору в составе осадков, долгое время пребывавших в морской среде, из которой натрий был затем извлечен путем катионного обмена ($Na^+ \rightleftarrows H^+$) с седиментационными водами.

Вынос калия в Мировой океан существенно задерживался процессами сорбции в тонкодисперсных глинах. Задерживался он также в растительных остатках как зольный элемент. Этим, вероятно, объясняется в какой-то степени повышенная концентрация калия в континентальной коре по сравнению с океанической. Но естественно, что были и другие причины накопления калия в континентальной коре.

Таким образом, тесное взаимодействие процессов вулканизма, дающих все более и более кислые продукты по мере своего развития, и процессов неоднократного перемыва и переотложения прямых продуктов основного и кислого вулканизма, на фоне чередований поднятий и опусканий в одном из сегментов земного шара, привело к созданию современной сиалической континентальной коры, обогащенной SiO_2, Al_2O_3 и обедненной Fe, Mg, Ca по сравнению с первичным материалом поверхности планеты.

Заключение

В современную эпоху удивительно быстрого расширения познания Мира наступает быстрое развитие наук о Земле и расширяются возможности решения принципиальных вопросов космогонии. В сравнительно еще очень краткую эпоху научно-технической революции людям посчастливилось выйти за пределы родной планеты, вступить на поверхность Луны, получить первую достоверную информацию о составе пород Венеры и Марса, увидеть по космическому телевидению почти рядом, вблизи Юпитер, Сатурн и их спутников. Вся современная аналитическая техника разных стран оказалась направленной на глубокое изучение материала Луны и метеоритов. В связи с этим расширились возможности познания происхождения и истории нашей Солнечной системы в целом. В самом ближайшем будущем следует ожидать, что материал различных планет будет поступать в возрастающем количестве в наши земные лаборатории и сообщать каждый раз новые сведения об истории возникновения нашего чудесного солнечного семейства.

В настоящее время при современных экспериментальных средствах познания, материальное единство мира представляется все более конкретно и выражается языком атомистики, языком изотопных отношений различных химических элементов. Целый комплекс методик изучает в настоящее время космический и земной материал и вскрывает новые явления, новые факты, позволяющие решать сложную задачу истории рождения нашей планеты.

Сейчас представляется совершенно очевидным, что решение этой задачи может быть достигнуто со строгим учетом новейших достижений физики и химии, которые все более расширяют наши пред-

ставления о свойствах вещества, о свойствах атомов химических элементов. В настоящее время мы только слегка приоткрыли занавес, скрывающий первые события, связанные с рождением Земли и планет. Многое из того, что было изложено в этой книге, может не выдержать испытание временем, но кое-что останется как справедливое обобщение и будет подтверждено развитием дальнейших научных исследований. При этом одно обстоятельство остается несомненным — свойства атомов, от их электронной оболочки до ядра будут служить надежной опорой при расшифровке прошлого нашей Солнечной системы и нашей Земли.

Современный уровень наших знаний позволяет считать, что начальные стадии развития нашей расширяющейся Вселенной в условиях фантастических температур привели к образованию первых самых легких атомов, как наиболее устойчивых построек материи при новых условиях. Вначале во Вселенной господствовали водород и гелий, да и сейчас они сохранили свое решительное господство в необозримом мире звезд и рассеянного межзвездного вещества. Последующее объединение атомов водорода и гелия в первых возникших галактиках привело к образованию бесчисленного множества звезд первых поколений, внутри которых «зажглись» термоядерные реакции и начали осуществляться и другие процессы нуклиосинтеза. Преобразования водородно-гелиевого вещества привели к рождению всех известных атомов, но эти вновь порожденные атомы в количественном отношении заняли подчиненное положение в звездном мире. Генезис средних и тяжелых элементов можно рассматривать как событие попутное, связанное с эволюцией звезд различных масс.

Образование наиболее тяжелых трансурановых элементов было последним событием ядерной эволюции в той ограниченной системе вещества, из которого непосредственно возникла Солнечная система. Первичное Солнце, как прямой наследник элемен-

тообразующей системы, оказалось окутанным газовым диском, быстро охлаждающимся и быстро тающим в мировом пространстве.

Неизбежное охлаждение газовой туманности привело к конденсации ее вещества в жидкие и твердые тела — в различные по составу частицы. Химические элементы и их возможные соединения конденсировались в определенной последовательности — в порядке, обратном их летучести. Среди первых конденсатов были — металлическое железо, обычные силикаты и некоторые окислы. Затем при температурах 1000 — 400° К конденсировались менее распространенные элементы, металлы и их соединения с серой и кислородом. На заключительных этапах конденсации, при взаимодействии паров воды с ранее выделившимися силикатами, возникли новые минералы — гидратированные силикаты типа серпентина. Они явились хорошими катализаторами, ускоряющими течение многих химических реакций, в том числе реакций синтеза органических соединений — предшественников живого вещества на нашей планете.

Быстрое остывание протопланетной туманности вдали от Солнца и медленное вблизи него привели к возникновению и усилению химических неоднородностей, что определило состав будущих планет. В связи с этим, расположенные ближе к Солнцу планеты земной группы возникли путем сгущения высокотемпературных фракций, обогащенных металлическим железом. По-видимому, аккумуляция планет из пылевых частиц — продуктов конденсации в солнечной туманности — могла начаться тогда, когда полностью конденсация в этой туманности не завершилась.

После образования Земли при температурах ниже точки плавления ее материала начался быстрый ее нагрев под действием сильной радиоактивности, которая была связана как с повышенным количеством ныне сохранившихся долговечных радиоактивных изотопов, так и с изотопами вы-

мершими. С этим нагревом неизбежно была связана химическая дифференциация планеты на оболочки разного состава. Формирование центрального металлического ядра Земли было связано как с характером первоначальной аккумуляции протопланетного материала, так и с последующим стеканием относительно легкоплавкого материала к центру в условиях радиоактивного нагрева. В смеси вещества, соответствующей первичной мантии Земли, сразу после завершения ее образования, при прогрессивном нагреве, первым плавилось железо, затем силикаты. Примесь сернистого железа облегчала плавление железа в целом. Где-то в каком-то горизонте первичной мантии возник мощный слой расплавленного сернистого железа с неустойчивым положением в связи с его высоким удельным весом. Поэтому незначительное утолщение этого слоя в каком-либо одном месте, возможно, при приливных явлениях, увеличило давление на нижележащие слои и привело к одностороннему стеканию железисто-сернистых расплавленных масс в центральные области Земли. Таким способом, возможно, завершилось формирование ядра нашей планеты. Погружение огромных тяжелых масс расплавленного железа с примесью серы вытеснило более легкие пластичные силикатные массы в противоположное полушарие — в области теперешнего Тихого океана. Эти силикатные массы при последующем плавлении в верхних горизонтах мантии выделили наиболее легкоплавкие вещества совместно с парами воды и другими газами, которые в процессе вулканизма поступили на поверхность молодой Земли, образовав первичную алюмосиликатную кору, первичный океан и первичную атмосферу, обогащенную CO_2.

С тех далеких времен состав атмосферы изменился до неузнаваемости. Огромные массы углекислоты были извлечены из атмосферы и сосредоточились в карбонатно-известковых отложениях, как химического, так и биогенного происхожде-

ния. Меньшая часть углекислоты была вовлечена в фотосинтез зелеными растениями.

Появление жизни вскоре после завершения образования Земли привело к формированию сложной материальной системы — биосферы, охватившей атмосферу, гидросферу и верхние слои литосферы. Жизнь быстро завоевала пространство верхних оболочек, вовлекая все возрастающие массы вещества в вековой биогеохимический круговорот, что наиболее существенно повлияло на эволюцию осадочной оболочки земной коры — стратисферы.

Общий прогресс науки свыше 10 лет тому назад позволил сформулировать основные положения, касающиеся дальнейшего развития теории происхождения Земли, которые представляются вполне обоснованными. Они заключаются в следующем:

1. Происхождение Солнечной системы связано с происхождением химических элементов: вещество Земли вместе с веществом Солнца и других планет в далеком прошлом находились в условиях ядерного синтеза.

2. Последним этапом ядерного синтеза было образование тяжелых элементов, включая уран и трансурановые элементы. Об этом свидетельствуют следы вымерших радиоактивных изотопов, обнаруженные в древнем материале Луны и метеоритов. Эти следы в виде треков осколочного деления и ксеноновых изотопных аномалий можно рассматривать как прямые отголоски некогда мощных космических процессов созидания ядер в обстановке нейтронного захвата.

3. Естественно, что Земля и планеты возникли из того же вещества, что и Солнце. Исходный материал для построения планет был представлен разобщенными ионизированными атомами. Это был в основном звездный газ, из которого при охлаждении возникли молекулы, жидкие капли, твердые тела — частицы.

4. Конденсация солнечного газа в зависимости от гелиоцентрического расстояния привела к фрак-

ционированию химических элементов и дала химически различные продукты, что отразилось на составе планет и метеоритов. Ближайшие к Солнцу планеты получили повышенную долю тугоплавкой высокотемпературной фракции по сравнению с планетами более отдаленными.

5. Земля возникла преимущественно за счет тугоплавкой фракции солнечного вещества, что отразилось на составе ядра и силикатной мантии. Процесс аккумуляции нашей планеты проходил под влиянием различных факторов. При этом металлическое железо и близкие к нему элементы имели явное преимущество перед другими веществами объединяться первыми в компактные массы.

6. Основные предпосылки появления жизни на Земле были созданы в конце остывания газовой туманности. На последнем этапе остывания в результате радиохимических и каталитических реакций биофильных элементов образовались многочисленные органические соединения, обусловившие возможность появления генетического кода и саморазвивающихся молекулярных систем. Возникновение Земли и жизни представляло собой единый взаимосвязанный процесс — результат химической эволюции вещества Солнечной системы. Наша планета родилась живой в полном смысле этого слова.

Литература

Альфвен Х., Аррениус Г. Структура и эволюционная история Солнечной системы. Киев, 1981.

Базилевич Н. И., Родин Л. Е., Розов Н. И. Сколько весит живое вещество планеты? Природа, 1971, № 1.

Барт Т. Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах. В кн.: Проблемы геохимии, М.: Наука, 1965.

Бербидж Дж., Бербидж Э. М. Звездная эволюция. В кн.: Происхождение и эволюция Звезд. М., 1962.

Бойченко Е. А., Ронов А. Б. Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое. Геохимия, 1979, № 5.

Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984.

Вдовыкин Г. П. Органическое вещество в метеоритах. Успехи современной биологии. 1979, т. 8, вып. 1.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965.

Виноградов А. П., Кунин Л. А., Ильин Н. П., Велиханов В. П. Моделирование процесса дифференциации металлического железа и никеля на фазы в метеоритах. Геохимия, 1975, № 5.

Виноградов А. П. Образование металлических ядер планет. Геохимия, 1975, № 10.

Витязев А. В., Печерникова Г. В., Сафронов В. С. Планеты земной группы (происхождение и ранняя эволюция). М.: Наука, 1990.

Войткевич Г. В. Химическая эволюция Солнечной системы. М.: Наука, 1979.

Войткевич Г. В. Проблемы Космохимии. Ростов-на-Дону, 1987.

Войткевич Г. В. Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1988.

Войткевич Г. В. Возникновение и развитие жизни на Земле. М.: Наука, 1988.

Войткевич Г. В. Начало биосферы в свете данных космохимии. Научная мысль Кавказа. 1995, № 1.

Вуд Дж. Метеориты и происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1971.

Галимов Э. М., Банникова Л. А., Барсуков В. Л. О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли. Геохимия, 1982, № 4.

Зельдович Я. Б., Новиков И. Д. Строение и эволюция Вселенной. М.: Наука, 1975.

Иорк Д. Ранняя история Земли. В Мире науки, 1993, № 2 — 3.

Космохимия Луны и планет (Труды советско-американской конференции). М. Наука, 1975.

Крамаровский Я. М., Чечев В. П. Синтез элементов во Вселенной. М.: Наука, 1987.

Лаврухина А. К. О ядерной эволюции вещества Солнечной системы. Геохимия, 1976, № 8.

Лаврухина А. К. Нуклеосинтез и возраст химических элементов, метеоритов и Земли. В кн. Проблемы радиогеохимии. М.: Наука, 1992, с. 254 — 307.

Мануэл О. К. Гетерогенность изотопного и элементарного состава в метеоритах: доказательство локального синтеза элементов. Геохимия, 1981, № 12.

Мишуров Ю. Н. Феномен возникновения жизни на краю Галактики. Научная мысль Кавказа. 1995, № 2 — 3.

Очерки сравнительной планетологии (редактор В. Л. Барсуков). М.: Наука, 1981.

Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. Геохимия, 1972, № 2.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры. Геохимия, 1976, № 2.

Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980.

Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982.

Симоненко А. Н. Метеориты — осколки астероидов. М.: Наука, 1979.

Синицын В. М. Сиаль — историко-генетические аспекты. Л.: Недра, 1972.

Соботович Э. В. Изотопная Космохимия. М.: Атомиздат, 1974.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Тейлер Р. Дж. Происхождение химических элементов. М.: Мир. 1975.

Трифонов Д. Н. Тяжелые элементы и периодическая система. М.: Атомиздат, 1971.

Трубицын В. П. Внутреннее строение планет-гигантов. Земля и Вселенная, 1974, № 1.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970.

Ферсман А. Е. Химические элементы Земли и Космоса. Л.: Гостехиздат, 1923.

Чердынцев В. В. Распространенность химических элементов. М.: Госиздат, 1956.

Шкловский И. С. Звезды: их рождение, жизнь и смерть. М.: Наука, 1984.

Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Наука, 1962.

Шуколюков Ю. А., Левский Л. К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Ато-

миздат, 1972.

Яншин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. Геология и геофизика, 1977, № 11.

Ярошевский А. А. Динамическая модель геохимического цикла. В кн.: Разделение элементов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979. с. 15 — 34.

Burbidge E. M., Burbidge G. R., Fawler W. A., Hoyle F. Synthesis elements in Stars. Reviews of Modern Physics, 1957, v. 29. p. 547 — 580.

Fisher D. E. The Birth of the Earth. Columbia University Press. 1987.

Hayatsu R., Anders E. Organic compounds in meteorites and their origin. Topics in current Cosmo — and geochemistry, 1981, p. 1 — 37.

Hutchison R. The search of our beginning. Oxford, 1983.

Lewis J. S., Prine R. G. Planets and their atmospheres, origin and evolution. Orlando, Academic Press, 1983.

Runcorn S. K., Turner G., Wolfson M. M. (editors) The Solar System: Chemistry as a Key to its origin. The Royal Society, London, 1988.

Smith J. V. Heterogeneous growth of meteorires and planets, especially the Earth and Moon. Journal of Geology, 1982, v. 90, No 1.

Veizer J., Compston W. $^{87}Sr/^{86}Sr$ in precambrian carbonates as an index of crustal evolution. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1976, v. 40, No 8.

Urey H. The planets, their origin and development. Yel University Press, 1952.

Предметный указатель

А

Азот 288, 298, 299
Аккумуляция Земли 268, 270-275, 279
Актиноуран 149, 153
Алкан 257
Алкилбензол 257
Алюминий 227
Аминокислота 257, 263
Ангрит 70
Анортозит 98
Антарес 32
Апатит 98
Аргон 191, 300, 301
Арктур 32
Астероиды 102-107, 244
Астрофизика 242, 243
Атакситы 65, 82, 83
Атмосфера 288, 289
Атмофильные элементы 56, 280, 281
Ахондриты 65, 77-80
Аценафтен 257
Аценафтилен 257

Б

Базальт (земной) 98, 303, 321, 325
Базальт (лунный) 98
Бериллий 37, 227
Бетельгейзе 27
Биотит 192
Большой Взрыв 210, 212

Браннерит 184
Бреггерит 184

В

Вега 32
Венера 91, 93, 94, 97, 244, 295, 298
Висмут 21
Возраст Земли 202-208
Возраст Луны 206, 207
Возраст метеоритов 205
Вольфа-Райе звезды 33, 34

Г

Газовые туманности 34, 45, 46
Галактика 212, 218
Ганимед 109, 110
Гарвардская классификация звезд 28, 29, 30
Гексаэдриты 65, 82
Гелий 181, 182, 301
Геохимия 16, 17
Герцшпрунга-Рессела диаграмма 220
Гетерогенная аккумуляция 275-281
Гиперстен 67, 97
Глауконит 192
Говардит 70
Гомогенная аккумуляция 268, 270-275
Гуанилмочевина 257

Д

Денеб 32
Диогениты 70
Диопсид 67, 97, 250
Дирфишерит 68
Добреелит 68, 76

Е

Европа (спутник) 109, 110

Ж

Железо 275, 314, 315, 316
Живое вещество 291, 316-320

И

Изобары 20, 23
Изопреноиды 257
Изотопы 20, 22, 24
Ильменит 97
Йод 56, 232
Ио 109, 110, 111

К

Калий 327
Калий-аргоновый метод 191-194
Калий-кальциевый метод 194-195
Камасит 70
Капелла 32
Канопус 32
Карбоновые кислоты 257
Карналлит 192
Кислород 299
Когенит 67
Континентальная кора 121
Кора Земли 118, 120, 121-124
Корона 36
Корунд 250
Космические лучи 38, 47-50
Космохимическая классификация элементов 54-59
Космохимия 16, 243, 335
Кремний 312, 313, 314
Ксенон 167, 230, 232

Ксенотим 184, 186

Л

Лауренсит 67
Лепидолит 192
Летучие элементы 54, 59
Литофильные элементы 56, 57, 280, 281
Луна 91, 96-102, 328

М

Магматические породы 125
Мантия 126-128
Марс 91, 94, 95, 97, 244, 255
Межзвездное вещество 43-47
Мезосидериты 65, 70
Метаморфические породы 125, 308
Меркурий 90, 91, 92, 97, 244, 255
Меррилит 67
Меррихеит 68
Метан 109, 111, 113
Метеориты (общие сведения) 60-66
Метеориты железные 65, 70, 82-85
Метеориты железокаменные 65, 70, 80-81
Метеориты каменные 65
Миллера-Юри реакция 260, 264
Модельный возраст 189
Монацит 184, 186
Мусковит 192

Н

Найнингерит 67
Наклит 70
Нафталин 257
Нейтрон 20
Нейтронный захват 216, 332

Нептун 101, 113, 114, 247, 254
Нептуний 227
Никелистое железо 66, 67, 70, 80
Никель 82, 84
Ниобий 227

О

Обриты 70
Океаническая кора 121, 123, 124
Октаэдриты 65, 82
Олефиновые углеводороды 257
Оливин 67, 69, 97
Ольдгамит 67, 76
Ортит 184
Ортоклаз 97
Осадочные породы 125, 306, 308
Осборнит 67
Осколочное деление 148, 149

П

Палладий 227, 228
Палласиты 70, 80
Первичные радиоактивные изотопы 159
Перовскит 250
Перриит 67
Пирен 257
Пиримидин 257
Плагиоклаз 67, 69, 97, 192
Планеты (общие свойства) 89-92
Плитон 90, 101, 114
Порфирин 257
Прометий 21
Протуберанцы 36
Процион 32

Пульсар 18
Пурин 257

Р

Радиоактивность 144-149
Радиоактивность Земли 158-168
Радиоактивность α-распад 148
Радиоактивность β-распад 146
Радиоактивные ряды 149, 150, 151, 152, 153
Радиоактивные семейства 149-155
Радон 153, 159
Распространенность элементов 51, 52, 53
Рений-осмиевый метод 201
Ригель 32
Роговая обманка 192
Роддерит 68
Ртуть 250
Рубидий-стронциевый метод 195-199
Рубидий 142, 195, 196

С

Самарий 227
Самарий-неодимовый метод 199-201
Самарскит 184
Сатурн 101, 111, 112, 247, 254, 328
Свинец 182, 227
Свинцовый метод 182-190
Серпентин 100, 253, 258
Сидерофильные элементы 58, 280, 281
Силикаты 245, 274, 282, 312
Сильвин 192
Сириус 32
Солнечный ветер 38
Солнце 27, 32, 34-43, 89, 90, 329

Спектральный анализ 15
Спика 32

Т

Таллий 227
Технеций 21
Титан (планета) 113
Торианит 184
Торий 160
Торит 184
Трансурациды 24,168
Тремолит 253
Триазин 257
Троилит 67, 69, 250, 258, 275
Туманности 34, 45, 46
Тэнит 70

У

Углекислый газ 174
Углерод 299
Уран (планета) 101, 113, 114, 247, 254
Уран (элемент) 24, 160, 227
Уранинит 184, 186
Уреилит 70

Ф

Фарингтонит 67
Фенантрен 257
Фишера-Тропша реакция 261, 264
Форстерит 250, 251, 275
Фосфор 285
Фотосфера 35, 36

Х

Халькофильные элементы 58, 280, 281
Харон 114

Химическая эволюция 246-256
Хлорит 100, 253, 258
Хромосфера 36

Ц

Циклоалканы 257
Циркон 184, 186

Ч

Черная дыра 222

Ш

Шасиньит 70
Шпинель 250
Шрейберзит 67, 69, 76

Э

Эвкрит 70, 80
Эвксенит 184, 186
Эволюция атмосферы 281-301
Эволюция океана 281-301
Эволюция земной коры 321-327, 328
Электронный захват 147, 148
Энстатит 67, 72, 250, 251, 275

Ю

Юпитер 101, 107, 108, 109, 247, 254
Юреит 68

Я

Ягиит 68
Ядерный синтез 214-218, 332

Именной указатель

А

Аллер Л. 37
Аллер М. Ф. 21
Альфвен Х. 243, 334
Альфер Р. 210
Андерсон Д. Л. 94, 269
Андерс Э. 131, 249, 256, 262, 283, 337
Аткинсон Р. 214

Б

Базилевич Н. И. 318, 334
Баррел Дж. 175
Барт Т. 307, 309, 310, 334
Беккерель А. 132
Бербидж Дж. 214, 337
Бербидж М. 214, 337
Берцелиус И. 256
Берч Ф. 272, 273
Бете Г. 210, 214
Био Ж. Б. 61
Бойченко Е. А. 317
Болтвуд Б. 136
Брюс Я. 7
Будыко М. И. 320
Бунзен Р. 15
Бюффон Л. 8, 171, 175

В

Вайскопф В. 209
Ван-Альбада Г. 238
Вассербург Г. 162, 164, 200

Вассоевич Н. Б. 320
Вдовыкин Г. П. 256, 334
Вейцзеккер С. 214
Вейзер Дж. 321, 337
Вернадский В. И. 15, 16, 17, 121, 134, 139, 165, 303, 307, 311, 317, 334
Виноградов А. П. 269, 274, 276, 295, 296, 299
Войткевич Г. В. 143, 162, 164, 238, 334, 335, 336
Вуд Дж. 79, 85, 335

Г

Галилей Г. 109
Галлей Э. 170, 171
Гамов Г. А. 209, 210, 211
Ганапаси Р. 131
Ган О. 140
Гевелий Я. 97
Герлинг Э. К. 141, 142, 191, 204
Говард В. 62
Гольдшмидт В. М. 37, 118, 315
Гоутерманс Ф. 190, 214
Гревесс Н. 37
Гроссман Л. 249, 251
Гутенберг Б. 267
Гюйгенс Х. 5, 7

Д

Дарвин Дж. 100
Декарт Р. 5, 6
Джеффрис Г. 10, 11, 135
Джинс Дж. 10, 11
Джоли Дж. 134, 136, 165
Дорошкевич А. Г. 211, 213
Дэли Р. 121

Ж

Жолио-Кюри И. и Ф. 132, 140

З

Зельдович Я. Б. 213, 222, 223, 335
Зюсс Г. 209
Зюсс Э. 291

И

Изь Х. 213
Иоширо Д. 262
Итон С. 321

К

Камерон А. 101
Кант И. 8, 9
Келли В. 229
Кирхгофф Г. 15
Кирш Г. 139
Кларк С. 269
Кларк Ф. 17
Коваржик А. 139
Койпер Г. 247
Компстон В. 321
Конрад В. 121
Коперник Н. 5
Крамаровский Я. М. 234, 335
Кринов Е. Л. 103
Кюри П. 132, 133

Л

Лаборд А. 133
Лаврухина А. К. 234, 235, 335
Ламарк Ж. Б. 172
Ландау Л. Д. 238
Лаплас П. 9, 10

Лаример Дж. 249
Латимер В. 269
Левин Б. Ю. 13, 162, 164
Левский Л. К. 234, 235, 336
Ловеринг Дж. 84
Ловиц Т. Е. 62
Ломоносов М. В. 5, 7, р 1 8, 169, 172
Лукашевич И. Д. 307
Лэйн А. 139
Любимова Е. А. 162, 164
Люстих Е. Н. 273

М

Магницкий В. А. 119
Мак-Дональд Г. 123
Мак-Кри В. 10
Мануэл О. 239, 240, 335
Менделеев Д. И. 16
Мериллл П. 21
Миллер С. 259
Морган Дж. 131
Моррисон Д. 104
Мультон Ф. 11
Мухин И. 61

Н

Ненадкевич К. А. 137, 138
Нир А. О. 141, 191
Новиков И. Д. 211, 222, 223, 335
Ньютон И. 170

О

Одюз Х. 234
Ольберс В. 86
Оуен Т. 283

П

Павловская Т. Е. 260
Паллас П. С. 61
Панет Ф. 138, 182
Паскаль Б. 6
Пасынский А. Г. 260
Паттерсон К. 142
Пензиас А. 211
Петр Великий 7
Петржак К. А. 140
Поланьский А. 161, 162
Полдерварт А. 310, 325
Прайор Г. 71, 75, 81

Р

Рамзей В. 16, 118
Рама-Мурти В. 131
Ранкама К. 310
Резерфорд Э. 133, 140, 225
Рессел Г. 37
Ривс Г. 234
Рингвуд А. 55, 75, 100
Риччиоли Дж. 97
Родин Л. Е. 318, 334
Розе Г. 68
Розов Н. Н. 318, 334
Ронов А. Б. 124, 310, 320, 321, 322, 336
Руби В. 286

С

Сабу Д. 239
Сафронов В. С. 13
Саха М. 31, 37
Сиборг Г. 24, 26

Симоненко А. Н. 104, 336
Синицын В. М. 321
Склодовская-Кюри М. 132
Смит Дж. 131, 337
Соботович Э. В. 234, 269, 336
Соколов А. П. 135
Сорби Г. 77
Стойкович А. 86
Стретт Р. 134, 135, 165
Струве О. 223
Сюняев Р. А. 213

Т

Таркян К. 269
Терлецкий Я. 49
Томсон В. 137, 173
Трубицын В. П. 107, 108, 336
Трифонов Д. Н. 25, 336
Тугаринов А. И. 143, 324, 336
Тэйлер Р. 212

У

Уилсон Р. 211
Улинг Г. 84
Унзольд Г. 87

Ф

Фаулер В. 214
Ферми Э. 25, 140
Ферсман А. Е. 17, 118, 131, 169, 243
Фесенков В. Г. 12, 85
Флеров Г. Н. 140
Фридман А. 209

Х

Хайатсу Р. 256, 262, 337

Ханкс Т. 269
Хеттон Дж. 172
Хладни Э. Ф. 61, 80
Хлопин В. Г. 137, 141
Хойл Ф. 212, 214
Холленд Х. 302
Холмс А. 136, 139, 142, 175, 190

Ч

Чедвик Дж. 140
Чемберлен В. 11
Чердынцев В. В. 214, 238
Чечев В. П. 234, 335
Чирвинский П. Н. 130
Чэпмен К. 104

Ш

Шкловский И. С. 50, 336
Шмидт О. Ю. 12, 13, 100, 268, 336
Шоу Д. 162, 164
Штрасман Ф. 140
Штудир М. 256
Шуколюков Ю. А. 234, 235, 336
Шухерт Ч. 137, 139

Э

Элсворт Г. 139
Эльзассер В. 273
Энгель А. 321

Ю

Юри Г. 14, 72, 162, 164, 209, 259, 273, 337

Я

Ярошевский А. А. 124, 310, 337

Эволюция организмов в истории Земли

Твари Земли являются созданием сложного космического процесса и закономерной частью стройного космического механизма, в котором, как мы знаем, нет случайности.

В. И. Вернадский

Население современной биосферы Земли

Живые организмы совместно со средой своего обитания, с которой они неразрывно связаны путем обмена веществ и энергетически, образуют особую оболочку Земли — биосферу. Современная биосфера нашей планеты со всем ее населением явилось результатом длительной эволюции живого вещества и изменения всей окружающей среды.

Представление о биосфере впервые было осве-

щено в трудах знаменитого французского натуралиста Ж. Б. Ламарка (1744 — 1829). В геологические науки, как особая оболочка, биосфера была включена по инициативе австрийского геолога Эдуарда Зюсса (1834 — 1914). Однако глубокое учение о биосфере, как качественно особой в энергетическом и геохимическом отношении оболочки Земли, было развито в нашей стране выдающимся натуралистом В. И. Вернадским (1863 — 1945). В дальнейшем это учение пополнилось новыми идеями и новыми открытиями, связанными с именами наших отечественных ученых — Н. И. Базилевич, А. П. Виноградова, В. В. Ковальского, В. А. Ковды, А. А. Полынова, А. И. Перельмана.

Биосфера представляет собой сложнейшую организацию материи, в которой различные ее неорганические формы движения связаны с живым веществом. Миллионы видов организмов, существующих в биосфере, живут не сами по себе, а в закономерных ассоциациях многочисленных особей — *биоценозах*. По существу, зарождение первых живых организмов на нашей планете было появлением биоценозов. Иначе говоря, любая форма жизни связана с определенной средой, и, таким образом, проблема происхождения жизни — есть проблема происхождения биосферы.

Для каждого организма обмен с внешней средой стал непременным условием его существования. По-видимому, всю биосферу Земли следует понимать как ту часть ее материи, которая обменивается с живым веществом. По отношению к среде своего обитания все живые организмы подразделяются на *автотрофные* и *гетеротрофные*. К автотрофным организмам относятся те, источником питания которых служат неорганические минеральные вещества. Наиболее типичным процессом автотрофного питания является фотосинтез, когда с помощью солнечного луча создаются органические вещества из углекислоты и воды окружающей среды. Для гетеротрофных организмов

источник питания — готовые органические вещества. Нетрудно себе представить, что к автотрофным организмам относятся зеленые растения, а к гетеротрофным — животные. Однако следует отметить, что в биосфере существует небольшая часть микроорганизмов, сочетающих в себе автотрофный и гетеротрофный способы питания. Такую промежуточную форму организмов между растениями и животными представляют жгутиковые — эвглены, сохраняющие хлорофилл и обладающие автотрофным способом питания, а некоторые из них, в зависимости от условий среды и освещения, меняют автотрофный способ питания на гетеротрофный.

Большинство организмов современной биосферы относятся к *аэробным*, живущим в присутствии свободного кислорода атмосферы Земли. Значительно меньшая часть, куда входят микроорганизмы — к *анаэробным*, обитающим вне кислородной среды.

Живые организмы расселяются по условиям своего обитания в самых верхних слоях планеты: атмосфере, гидросфере, почве, осадочной оболочке — стратисфере. Организмы в биосфере образуют резко различные концентрации — от единичных бактерий и спор на кубометр воздуха до мощных тропических лесов экваториального пояса планеты и следов жизни в пучинах Мирового океана.

Совокупность живых организмов образует единое целое — живое вещество планеты, ее *биомассу*. Биомасса организмов суши (континентов) едва ли не в 800 раз превосходит биомассу Мирового океана. Естественно заключить, что выход организмов на сушу в палеозойской эре привел к значительному увеличению всей биомассы Земли со всеми вытекающими биогеохимическими последствиями. В течение истории Земли общее количество биомассы возрастало.

Поскольку условия жизни в Мировом океане были весьма благоприятными, можно считать, что гидросфера Земли отличалась постоянством био-

массы на всем протяжении ее существования. В таком случае общее количество массы живого вещества определялось площадью поверхности Мирового океана — величиной в какой-то степени изменчивой в ходе геологического развития земной коры.

Все организмы нашей планеты теснейшим образом связаны с водой. Как писал знаменитый немецкий физиолог Р. Дюбуа (1818 — 1896), организм является одушевленной водой — eau animale. Для живого организма связанная вода, не теряющая своих основных свойств, является непременным составным компонентом. Количество ее в живых организмах, за исключением спор и инертных семян, колеблется от 60 до 99,7% по весу. Вода играет огромную роль в жизнедеятельности организмов. У высших животных больше всего насыщены водой интенсивно функционирующие органы. Если в скелете млекопитающих 22% воды, в мышцах — 76,6%, то в сердце содержание воды повышается до 79,3%, а в коре полушарий головного мозга достигает 83,3%. Из низкоорганизованных животных организмов наиболее ярким примером являются медузы, количество воды в них 99,9% по весу. Но медузы — тела сложные, подвижные в морской воде. В то же время фауна моря более разнообразна по числу классов животных, чем фауна суши.

Таким образом, эволюция основных классов и типов животного мира была тесно связана с водной средой, что наложило свой отпечаток и на облик ныне живущих организмов.

В химическом отношении основу живого вещества составляет углерод, обладающий уникальной способностью создавать бесконечное множество разнообразных химических соединений. Любая форма живого организма состоит из сочетаний немногих химических элементов. Например 96% массы человеческого тела составляют такие весьма распространенные в биосфере элементы, как H, C,

N, O. Остальные элементы входят в состав живых организмов в относительно небольших количествах, несмотря на исключительно важную роль некоторых из них в физиологических функциях. Можно считать, что все химические элементы таблицы Менделеева входят в состав живого вещества планеты, но в разных количествах. Общий характер распространенности химических элементов в живом веществе по степени их содержания показан в таблице 1.

Живые организмы обладают избирательной способностью использовать химические элементы из внешней среды в соответствии со своими физиологическими потребностями. Многие элементы входят в состав как органических, так и минеральных соединений живых существ. Их можно подразделить на главные структурные элементы (C, H, N, O, P, S, Na, K, F, Mg, Si, Ca) и элементы биокатализаторы (Fe, Cu, B, Mn, J). Наиболее важные химические элементы живых организмов называют *биофильными* или *биогенными*. Комбинация их атомов дает многообразие молекул органических веществ.

Однако различные формы жизни состоят из довольно небольшого числа простых молекул, от-

Таблица 1

Распространенность химических элементов в живом веществе

Весовое содержание %	Элементы
10 <	O, C, H
10^{-1}	N, Ca, K, Si
10^{-2}	P, S, Mg, Na, Cl, Fe
10^{-3}	Al, Ba, Sr, Mn, B, Tr
10^{-4}	Br, F, Ti, Zn, Rb, Cu, V, Cr
10^{-5}	Ni, Pb, Sn, As, Co, Rh
10^{-6}	Se, U
10^{-7}	Hg

носящихся к *мономерам*. Наиболее важные мономеры — аминокислоты, образующие белки. Живое вещество биосферы состоит преимущественно из длинных молекул, имеющих вид цепочек. Цепочки связываются друг с другом и образуют *полимеры*, в которых определенные структуры повторяются с небольшими вариациями. В полимерах бывают кольцевые структуры и боковые ответвления, а сами цепочки иногда сворачиваются в специфические сложные структуры. Эти структуры позволяют некоторым белковым полимерам проявлять себя в качестве катализаторов, ускоряющих протекание химических реакций. Такого рода органические катализаторы называются *ферментами*. Многообразие органических химических соединений обусловлено образованием различных полимеров из мономеров друг с другом различными способами. Основу живого вещества составляют углеводы, жиры, белки, вода и нуклеиновые кислоты.

Углеводы — весьма распространенные органические соединения. Они представляют собой наиболее простые соединения углерода, состоящие из C, O, H в разных соотношениях, обычно выражаемых общей формулой $C_nH_{2n}O_n$. К ним относятся моносахариды, например глюкоза и фруктоза ($C_6H_{12}O_6$). В тканях животных встречается наиболее сложный сахарид — гликоген. Одна его молекула состоит из 1 тыс. молекул моносахаридов. В составе растений очень важной является клетчатка (целлюлоза), из которой построены стенки растительных клеток.

Жиры — сложные органические соединения, состоящие из сочетаний различных жирных кислот. В молекулах жиров атомы углерода образуют цепи, соединенные атомами водорода. Кислорода в жирах очень мало.

Белки — исключительно сложные органические соединения. Кроме C, O, H, они содержат N, иногда S. Молекула обычного белка состоит из нескольких сот мономеров — аминокислот. Каждый тип белка отличается от другого типа набором ами-

нокислот и порядком расположения их молекул в пространстве. Из большого числа возможных аминокислот только 20 относительно широко распространены в живых организмах. Средняя молекула белка, состоящая из 100 молекул аминокислот, может дать 20^{100} комбинаций структур, что намного превышает число атомов в нашей Галактике. Однако большинство живых организмов синтезируют и используют менее 100 тыс. типов белковых молекул.

Организованные скопления органического вещества, способные к самовоспроизведению и представляющие собой единицы наследственности, называются *генами*. Они, в общем, построены из пуринов, пиримидинов, сахара и фосфатных ионов.

Основное условие существования живых организмов — это способность к самовоспроизведению. Установлено, что во всех живых организмах процессом воспроизведения управляет один и тот же полимер — дезоксирибонуклеиновая кислота (ДНК). Молекулы ДНК совместно с близкими им молекулами рибонуклеиновой кислоты (РНК) снабжают организм информацией о том, как ему функционировать.

Молекулы ДНК хранят генетический код, сообщающий следующему поколению организмов, как поддерживать обмен веществ, расти и размножиться. Вся генетическая информация содержится в последовательности химических групп, которые располагаются внутри молекулы ДНК по всей ее длине. ДНК состоит из двух цепей молекулярных построек, которые обвивают друг друга, образуя замкнутую двойную спираль.

По данным генетики и молекулярной биологии, все живое на нашей планете (рыбы, птицы, растения и другие организмы) построено как бы по единому плану — из сходных строительных блоков, сложенных из белков, нуклеиновых кислот, полисахаридов и липидов. Набор химических элементов, образующих структуру клеток, в общем,

довольно ограничен и определяется главными биофильными элементами.

Поскольку большую часть геологического времени эволюция растений и животных протекала в морской воде, растворенные в ней химические элементы неизбежно вошли в состав этих организмов и повлияли на общий ход некоторых жизненных процессов. И в современную эпоху соотношение ряда элементов в составе некоторых животных как бы повторяет соотношение их в морской воде. Сравнение соответствующих отношений для ряда элементов с составом крови или мягкой части тела представлено в таблице 2.

Население биосферы Земли в морфологическом отношении чрезвычайно разнообразно. Среди растений мы встречаем бактерии, измеряемые микрометрами, гигантские водоросли (Macrocystis), достигающие 300 м длины, и эвкалипты высотой до 150 м. Среди животных известны мельчайшие инфузории (десятки микрометров) и гигантские синие киты длиной до 33 м.

Весь живой мир нашей планеты издавна подразделялся на животных и растения. Однако в

Таблица 2

Сравнительный состав крови или мягких частей тела различных животных

Na = 100

Природный объект	K	Ca	Mg	Cl	SO_4
Морская вода	3,61	3,91	12,1	181	20,9
Мечехвост (Limulus)	5,62	4,06	11,2	187	13,4
Медуза (Aurelia)	5,18	4,13	11,4	186	13,2
Омар (Homarus)	3,73	4,85	1,72	171	6,7
Коноплянка (Acanthias)	4,61	2,71	2,46	166	—
Треска (Gadus)	9,50	3,93	1,41	150	—
Pollachius	4,33	3,10	1,46	138	—
Лягушка	—	3,17	0,79	136	—
Собака	6,62	2,8	0,76	139	—
Человек	0,75	3,10	0,70	129	—

настоящее время углубленное изучение структур клеточных организаций позволяет произвести более основательную и новую систематизацию.

Самыми низкоорганизованными живыми существами являются бактерии и сине-зеленые водоросли. Они отличаются от всех других организмов отсутствием истинного ядра в клетке и особым положением ДНК, которая располагается в клетке 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 части их представителей имеются митохондрии, а у многих — пластиды и сложные жгутики.

Оказалось, что различия между прокариотами и эукариотами гораздо более глубокие и существенные, чем, например, между высшими растениями и высшими животными (и те и другие — эукариоты). Именно эукариоты подразделяются на два царства — растений и животных. Однако в настоящее время из царства растений исключают бактерии и сине-зеленые водоросли. В то же время наметилась четкая тенденция выделять грибы в качестве отдельного царства живых организмов. Большинство специалистов микологов считают, что происхождение грибов от какой-то группы растений маловероятно. Значительно более вероятно происхождение грибов от гетеротрофных амебоидных двужгутиковых простейших. Близость грибов к простейшим животным подтверждается данными современной биохимии.

Учитывая вышеизложенное, можно считать, что органический мир биосферы состоит из четырех царств: доядерных (прокариот), растений, грибов и животных. Древнейшими в геологической истории были прокариоты, следы жизнедеятельности кото-

рых выявлены морфологически и биохимически в формациях докембрия. Главные генетические взаимоотношения между прокариотами, растениями, грибами и животными представлены на рисунке 1.

Эукариоты представлены главным образом растениями и животными. Растения являются неподвижными организмами (у них нет собственных средств передвижения). Клетки их покрыты жесткой целлюлозой в виде оболочки, которая их защищает и не дает возможности свободно двигаться. Поэтому для накопления питательных веществ растительные клетки используют главным образом процесс фотосинтеза. Напротив, клетки животных имеют эластичную оболочку. Животные сами активно передвигаются в поисках лучших мест обитания и пищи. Следует, однако, отметить, что существуют морские формы животных (губки, кораллы, морские лилии), ведущие прикрепленный образ жизни и потребляющие в пищу микроорганизмы, находящиеся в морской воде.

В способах питания и перемещения заключается основное различие между растениями и животными, которое оформилось еще в докембрийское время, когда биосфера была населена одноклеточными организмами. Число видов основных типов растений и животных показано в таблице 3. Численность видов животных примерно в 4 раза превышает таковую растительных организмов, т. е. животный мир нашей планеты более разнообразен, чем мир растений.

По числу видов первое место среди животных занимают насекомые. Этот наиболее многочисленный класс беспозвоночных насчитывает свыше 1 млн видов. Число видов насекомых резко превышает число видов любого класса живых организ-

Рис. 1

Генетические взаимоотношения различных царств живых организмов. Одноклеточные прокариоты привели к образованию более сложных одноклеточных эукариот, от которых произошли все три царства многоклеточных: растения, грибы и животные

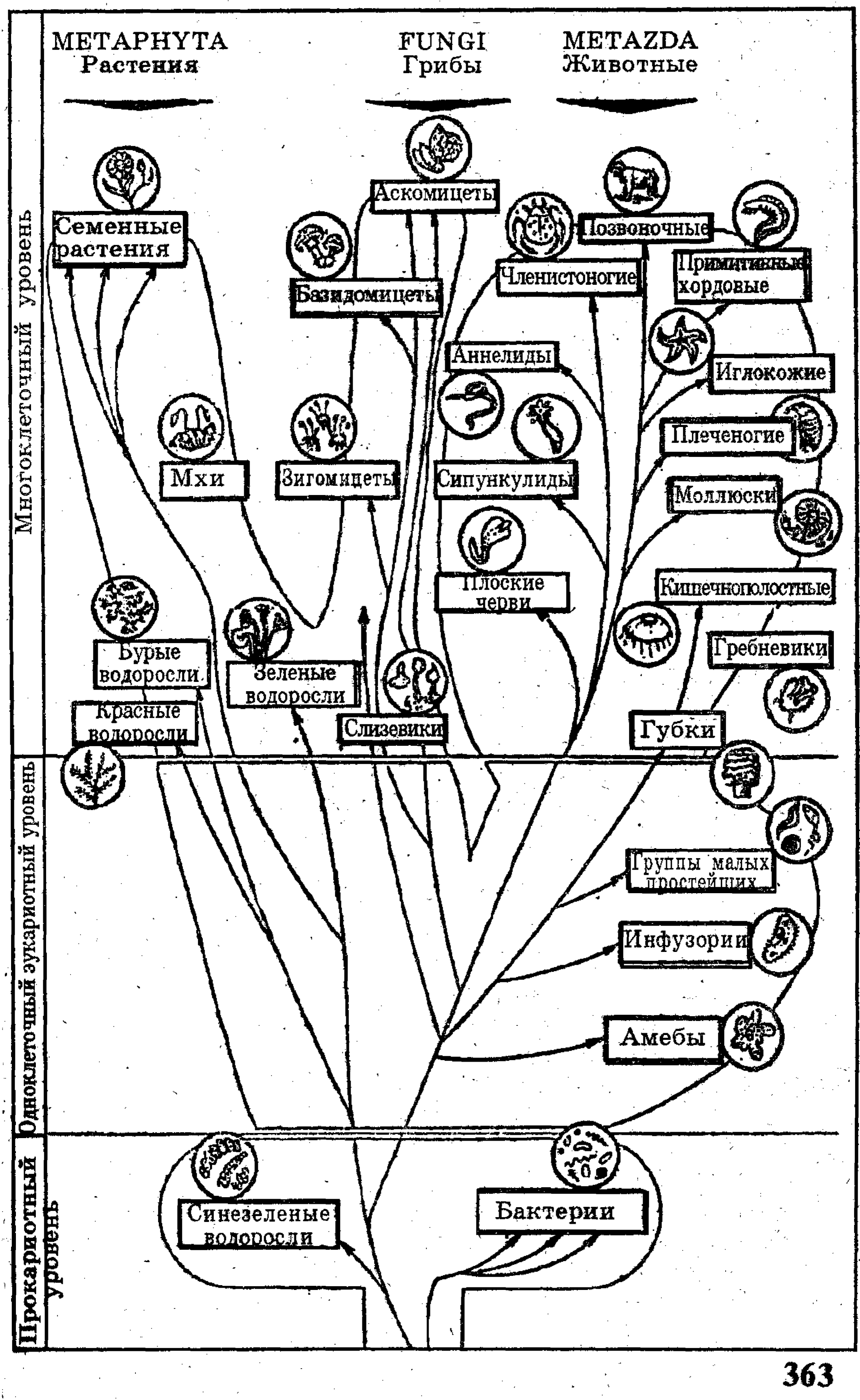

METAPHYTA
Растения
FUNGI
Грибы
METAZOA
Животные
Многоклеточный уровень
Семенные растения
Аскомицеты
Базидиомицеты
Членистоногие
Позвоночные
Примитивные хордовые
Аннелиды
Иглокожие
Плеченогие
Мхи
Зигомицеты
Сипункулиды
Моллюски
Плоские черви
Кишечнополостные
Бурые водоросли
Зеленые водоросли
Гребневики
Красные водоросли
Слизевики
Губки
Одноклеточный эукариотный уровень
Группы малых простейших
Инфузории
Амебы
Прокариотный уровень
Синезеленые водоросли
Бактерии

Таблица 3

Число видов основных типов растений и животных

Растения		Животные	
Низшие:		Простейшие	260 000
Водоросли	25 000	Губки	10 000
Бактерии и грибы	100 000	Кишечнополостные	10 000
Лишайники	18 000	Иглокожие	6 000
Высшие:		Нематоды	1 000 000 (?)
Мохообразные	20 000	Аннелиды	15 000
Плауновые	800	Плеченогие	350
Хвощевые	30	Мшанки	4 000
Папоротникообразные	6 000	Моллюски	100 000
Голосеменные	600	**Членистоногие:**	
Покрытосеменные	200 000—300 000	Ракообразные	39 000
		Арахниды	63 000
		Насекомые	1 000 000
		Хордовые:	
		Рыбы	19 000
		Амфибии	2 800
		Рептилии	6 000
		Птицы	9 000
		Млекопитающие	4 500

мов. Но, по заключению энтомологов, помимо учтенных видов насекомых, в пределах биосферы существует еще столько же неучтенных. Поскольку насекомые способны к быстрому размножению, очевидно, что они представляют мощный биологический и геохимический фактор. Ориентировочные расчеты показывают, что на нашей планете обитает минимум 10^8 млрд насекомых, т. е. на каждого человека на Земле приходится около 250 млн представителей этого класса.

Моллюски имеют значительное число видов, и уступают насекомым. Позвоночные животные занимают особое место в царстве животных по уровню своей организации. Среди них наиболее много-

численными по числу видов являются рыбы. Таким образом, если у членистоногих наиболее интенсивное образование видов происходило на суше, преимущественно среди насекомых, то у позвоночных наиболее благоприятные возможности для этого реализовались в водной среде.

Среди растений более половины видов составляют покрытосеменные, которые возникли в недавнем геологическом прошлом, в основном на поверхности суши. Их развитие теснейшим образом связано с развитием насекомых, играющих роль опылителей. Среди млекопитающих наибольшее число видов приходится на долю грызунов. Они также были связаны в своем развитии с покрытосеменными растениями.

Органический мир суши в видовом отношении более разнообразен, чем органический мир водной среды. Если число видов сухопутных животных составляет 93%, то водных только 7%. Совершенно очевидно, что выход организмов на сушу открыл широкие возможности для прогрессивной и ускоренной эволюции. То же относится к растениям. Среди растений наблюдается аналогичное соотношение: 92% приходится на сухопутные формы и 8% на водные. Выход организмов на поверхность континентов носил избирательный характер. Если не учитывать предков позвоночных животных, то можно полагать, что на суше обитало всего лишь шесть классов животных — представителей трех типов. В то время 60 классов, относящихся к остальным типам, продолжали существовать в море. Однако в результате эволюции число видов наземных организмов оказалось значительно больше, чем морских.

В пределах всей биосферы Земли и ее составных частей нет существа, которое жило бы в полном одиночестве. Изменение в окружающей среде может резко нарушить равновесие между ею и экологической системой и определить коренные перемены в этой системе.

Живые организмы характеризуются большим

разнообразием в пределах суши и моря. Живое население моря распределяется на разных глубинах. Часть прибрежной зоны океана от берега до глубины 200 м называется шельфом. В зависимости от степени помутнения и наличия взвешенных частиц солнечный свет может проникать до глубины от 80 до 150 м. Естественно, что в этой зоне могут существовать фотосинтезирующие растения, преимущественно водоросли, вырабатывающие большое количество питательных веществ, которыми питаются морские животные. Далее, к срединным областям океана, располагается континентальный склон и абиссальная зона, куда солнечный свет не доходит и где количество организмов резко уменьшается. В зависимости от места обитания и способов передвижения живое население моря распределяется на *планктон*, *нектон* и *бентос*.

Свободноплавающие, взвешенные в воде мелкие организмы составляют планктон, который разделяется на фитопланктон, состоящий из растений, и зоопланктон — из мелких морских животных. Активно передвигающиеся в воде животные образуют нектон. Самые крупные животные нектона — это киты, дельфины, акулы, крупные головоногие моллюски (кальмары, восьминоги). К нектону относятся и костистые рыбы, питающиеся обильным планктоном. Живые организмы, населяющие морское дно преимущественно в области сублиторальной зоны, составляют бентос, который разделяется на прикрепленный (водоросли, губки, кораллы, морские лилии) и подвижный (моллюски, ракообразные, иглокожие и др.). В абиссальной зоне темных глубин океана встречаются некоторые бактерии и несколько видов плесневых грибов. Животные этой зоны питаются за счет остатков организмов планктона, опускающихся из освещенной зоны. По современным данным океанологических исследований, нет таких глубин, где не могла бы существовать жизнь. Даже в самой глубокой впадине — Марианской (глубина 11022 м) — удалось обнаружить и сфотографировать ракообразных и других

животных. Распределение населения в море показано на рисунке 2.

На поверхности континентов различные экологические системы не всегда четко разграничиваются, и часто одна из них накладывается на другую. Наиболее выразительно проявляется зональный — широтный характер распределения растительности. Эти зоны в принципе повторяются в горных системах, где от подошвы до горных вершин происходит изменение растительных поясов — от теплолюбивых лесов до хвойных лесов, альпийских лугов и вечных снегов. От общего широтного характера распределения растительности имеются многочисленные отклонения. Часто распределение растительности зависит от изменений климата, вызванных близостью теплых морских течений, от положения, высоты местности и других факторов.

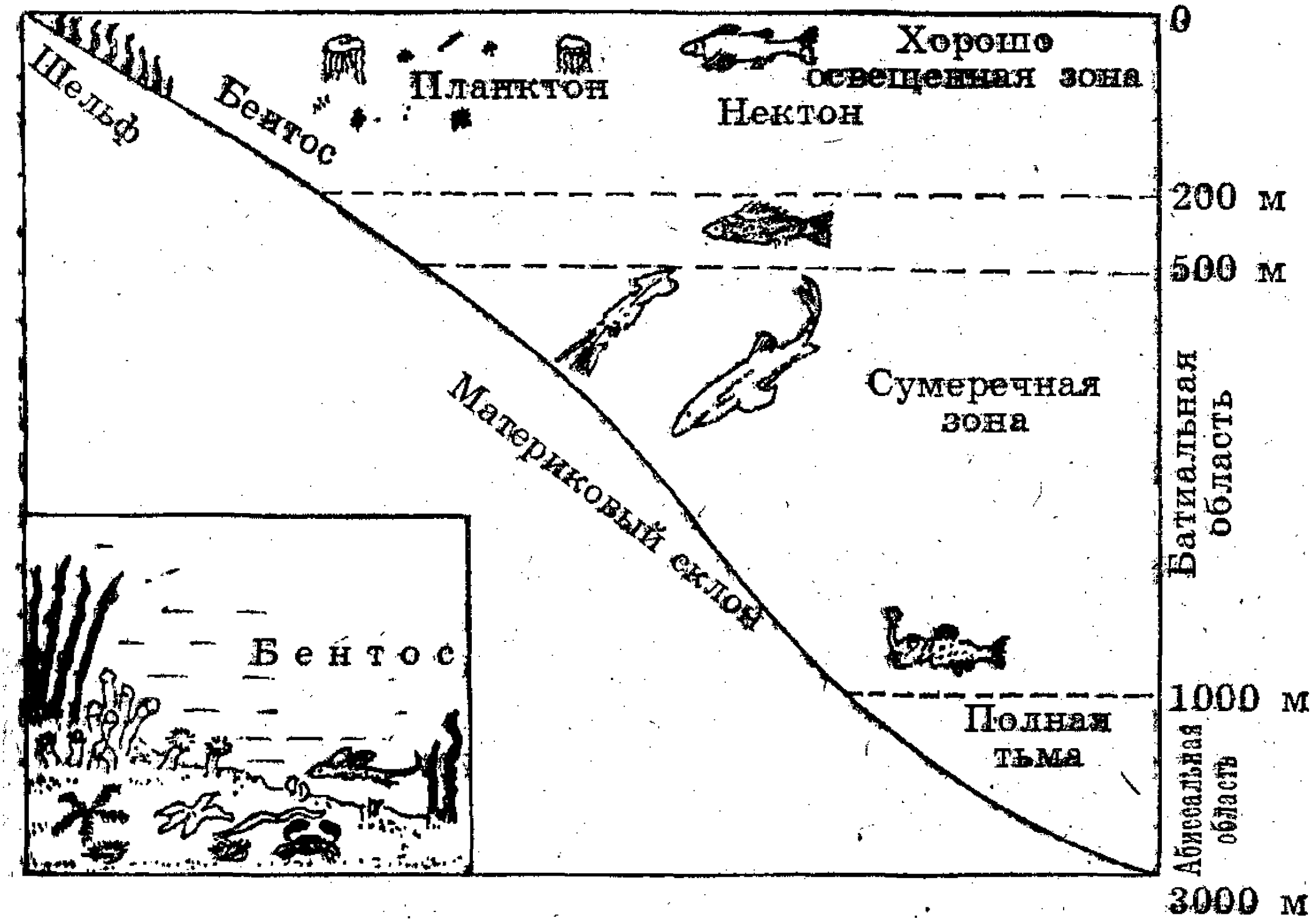


Рис. 2
Распределение живого населения в море

Размещение животных, в общем, связано с растительными зонами, но при этом наиболее широкие пространства обитания имеют птицы, совершающие сезонные массовые перелеты.

Наши знания о ранее живших организмах представляются довольно жалкими. Миллиарды особей, предков современного животного и растительного мира, безвозвратно исчезли в геологическом прошлом, не оставив после себя остатков в виде тех или других форм ископаемых. По оценкам некоторых палеонтологов, в геологической летописи сохранилось всего лишь около 0,01% от числа видов, некогда населявших планету. Это, естественно, связано с очень плохой сохранностью тела организмов после их гибели.

Формирование биосферы со всем ее населением до современного состояния протекало в течение необычайно длительного времени. Первоначальный ее облик, как и облик земной коры, оказался совершенно измененным в результате различных геологических процессов и эволюции самих растений и животных. По отложениям горных пород разного возраста, разного состава и происхождения, геологическая история, по предложению американского геолога Ч. Шухерта, может быть подразделена на *криптозой* — длительный интервал истории Земли и значительно более короткий — *фанерозой* — интервал времени, отличающийся относительно обильными остатками растений и животных в форме окаменелостей различного типа и характера. Последний фанерозойский интервал, или эон, охватывает три геологические эры в истории Земли: *палеозойскую, мезозойскую* и *кайнозойскую*. Общая геологическая хронология истории Земли представлена на рисунке 3.

В общем, каменную летопись геологической истории Земли можно представить себе, как сильно потрепанную книгу, у которой вырвано все предисловие, не менее одной трети первоначального текста и только в последней главе сохранились

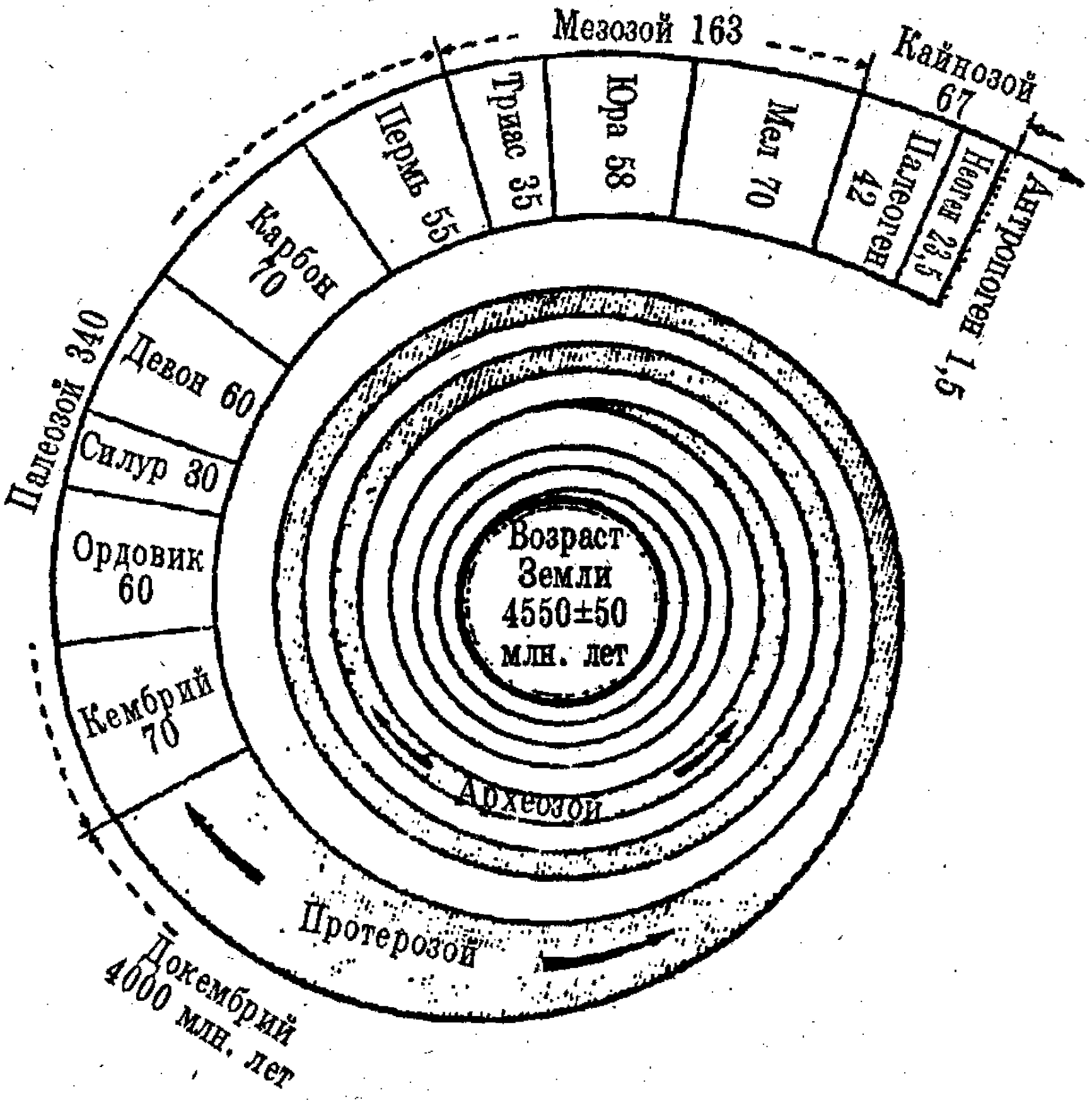


Рис. 3
Геохронологическая шкала истории Земли

целые страницы. Она-то и составляет одну девятую часть существования планеты. Поэтому дальнейшее изложение вопросов эволюции различных групп растений и животных неизбежно будет носить отрывочный и неполный характер.

Ранняя история Биосферы

Формирование нашей планеты завершилось падением на ее поверхность самых поздних конденсатов первичной туманности — гидратированных силикатов, несущих в своем составе также воду и органические вещества. Если допустить, что в эпоху завершения своего образования Земля получила в общей сложности примерно 1% материала типа углистых хондритов, то

нетрудно подсчитать, что в начале развития наша планета приобрела $n \cdot 10^{17}$ т органического вещества абиогенного происхождения. Общее количество органического углерода в земной коре оценивается величиной $3{,}8 \cdot 10^{15}$ т, что на два порядка ниже предполагаемого первичного абиогенного углерода в составе верхних слоев новорожденной Земли. При этом следует учесть, что огромное количество органического вещества земной коры в виде рассеянной органики, углей и нефти возникло потом в ходе фотосинтетической деятельности организмов, использовавших углекислый газ глубинного мантийного происхождения либо первичной атмосферы, но не то первичное органическое вещество, которое попало на Землю на самых ранних этапах ее развития. Таким образом, общее количество первичного органического вещества, которое Земля могла получить в наследство от протопланетной туманности, не может быть оценено количественно на современном уровне наших знаний. Какая именно доля вещества типа углистых хондритов завершила формирование нашей планеты, пока неизвестно.

Однако данные современной космохимии свидетельствуют о том, что в период своего образования наша планета в целом получила достаточное количество органических соединений, чтобы путем полимеризации аминокислот, сложных углеводородов и других соединений возникли вскоре саморегулирующиеся системы, необходимые для живого вещества.

По мнению целого ряда исследователей, на ранних этапах своего развития жизнь не была связана с отдельными живыми организмами, а выражалась в едином живом веществе. Согласно В. И. Вернадскому, происхождение жизни сводится к происхождению биосферы, которая с самого начала была сложной саморегулирующейся системой. Большое разнообразие геохимических функций живого вещества вытекало хотя бы из того, что любая, са-

мая примитивная клетка, находясь в водной — морской среде, имела теснейший контакт со всеми химическими элементами таблицы Менделеева. Эти примитивные организмы, естественно, выбирали в процессе жизнедеятельности не все элементы, а в первую очередь те, которые благоприятствовали их росту и совершенствованию целого ряда физиологических процессов.

В этом отношении В. И. Вернадский (1940) отмечал: «Вывод о необходимости одновременной чрезвычайно разнообразной функции в биосфере представителей жизни является основным условием ее появления. Каково бы это появление ни было, оно должно быть представлено не совокупностью неделимых одного вида, а совокупностью многих видов, неизвестной нам формой живого вещества. Возможность полного осуществления всех геохимических функций организмов в биосфере одноклеточными организмами делает вероятным, что таково было первое появление жизни...

Таким образом, первое появление жизни при создании биосферы должно было произойти не в виде появления какого-нибудь вида организма, а в виде совокупности, отвечающей геохимическим функциям жизни. Должны были сразу появиться биоценозы».

Можно предположить, что химическая эволюция в космической туманности с возрастанием роли каталитических реакций могла привести к образованию молекул ДНК. Однако реализация ее функций оказалась возможной лишь в пределах Земли, где на основании развития живого вещества сформировалась ранняя биосфера как сочетание благоприятных условий для жизни со стороны биокосных систем и самого живого вещества. В остальных телах Солнечной системы химическая эволюция оказалась замороженной.

В настоящее время принято четкое подразделение организмов на автотрофные и гетеротрофные по способу питания. Однако в ранней биосфере

Земли соотношение гетеротрофных и автотрофных организмов было иным, чем сейчас. Какое точно, мы еще не знаем. Единственное, что можно допустить, это то, что фотосинтезирующая автотрофная биосфера, отмеченная данными изотопной геохимии 4 млрд лет тому назад, была образованием вторичным и возникла за счет биосферы иного биогеохимического типа.

Действительно, детальное изучение фотосинтеза показало, что он имеет сложный характер. Этот процесс не мог быть первым в истории живого вещества. Поэтому все гипотезы о первичности автотрофных организмов оказались несостоятельными. В свете современных данных складывается представление о первичности гетеротрофной формы обмена веществ в первичных организмах. В качестве первичности гетеротрофного питания можно привести следующую аргументацию.

1. Все современные организмы обладают системами, приспособленными к использованию готовых органических веществ как исходного строительного материала для процессов биосинтеза.

2. Преобладающее число видов организмов в современной биосфере Земли может существовать только при постоянном снабжении готовыми органическими веществами.

3. У гетеротрофных организмов не встречается никаких признаков или рудиментарных остатков тех специфических ферментных комплексов и биохимических реакций, которые необходимы для автотрофного способа питания. Последний довод наиболее существенен.

Таким образом, приведенная выше аргументация свидетельствует о вторичности автотрофной фотосинтетической жизни в биосфере на нашей планете.

Исходя из вышеизложенного можно заключить, что первичная биосфера нашей планеты, во-первых, ограничивалась водной средой, во-вторых, была населена гетеротрофными организмами, ко-

торые питались растворенными в воде органическими веществами, ранее возникшими преимущественно в космохимических условиях. Длительность существования подобной биосферы, скорее всего, занимала небольшой отрезок геологического времени.

Первичные гетеротрофные организмы, обладая свойствами живого вещества, быстро размножались и, естественно, быстро исчерпали свою питательную базу. Поэтому, достигнув максимальной массы, они должны были вымирать или перейти к автотрофному фотосинтетическому питанию. Этот новый способ питания способствовал быстрому расселению организмов у поверхности первичных водоемов. Однако первичная поверхность новорожденной Земли, лишенная свободного кислорода, облучалась ультрафиолетовой радиацией Солнца. Поэтому Г. Гаффрон допустил, что первичные фотохимические механизмы, принимавшие участие в последовательном синтезе органических веществ, а позже и живых организмов, первоначально использовали радиацию в ультрафиолетовой области спектра. Только после возникновения озонового экрана в связи с появлением свободного кислорода как побочного продукта того же фотосинтеза автотрофный фотосинтетический процесс начал использовать излучение в видимой части спектра. По мнению М. М. Камшилова, жизнь, по всей вероятности, развивалась как круговорот веществ при тесном взаимодействии гетеротрофных и автотрофных организмов. Солнечное излучение было главным энергетическим фактором жизни, и ее возникновение заключалось в установлении круговых обменных процессов с использованием фотонов света.

Первичные гетеротрофные микроорганизмы обитали в древних водоемах лишь некоторое время. Затем их оттеснили фотоавтотрофные организмы, создавшие свободный кислород, который стал настоящим разрушителем для гетеротрофов. Можно

полагать, что в раннем океане происходила борьба между первичными и вторичными организмами. В воде, обогащенной сероводородом, было мало свободного кислорода. Он уходил на хемосинтез некоторых организмов и поглощался минеральными веществами океана и первичной литосферы. Борьба за существование шла между фотосинтезирующими организмами планктона в освещенной части моря и организмами, поглощающими кислород при хемосинтезе и разложении органических остатков. Это стало одной из главных причин, определивших баланс свободного кислорода в биосфере. Эта борьба закончилась победой фотосинтезирующих автотрофных организмов, которые, по существу, оттеснили анаэробную микрофлору в зону формирования глубоководных илов. В общем, эволюция окислительных функций проходила при возрастании окислительно-восстановительного потенциала.

В далеком прошлом источник живого вещества и воды был единым. Это были верхние горизонты мантии, возникшей главным образом за счет аккреции первичного вещества типа углистых хондритов. При этом нельзя просто отождествлять материал первичной верхней мантии Земли с материалом углистых хондритов. Речь может идти лишь о близких аналогах, поскольку состав отдельных зон солнечной туманности зависел от гелиоцентрического расстояния.

Современный уровень наших знаний позволяет принять в качестве гипотезы положение о том, что химическая эволюция в протопланетной туманности с возрастанием роли каталитических и радиохимических реакций на заключительных стадиях охлаждения могла привести не только к образованию сложных органических соединений, что является реально установленным фактом, но и к возникновению молекул ДНК.

Следует подчеркнуть одно важное обстоятельство: биологическая эволюция возникшей биосферы проходила необратимым путем от простого к слож-

ному. Поэтому и сам процесс возникновения жизни был необратимым, независимо от того места, где он происходил. Необратимость биологической эволюции, естественно, предполагает, что сам процесс возникновения живого вещества и биосферы протекал в необратимых условиях. Наиболее типичным необратимым процессом можно признать радиоактивность, хотя это явление связано с природой атомно-ядерных сил и свойств. Роль этого явления в возможном синтезе органических веществ уже была ранее отмечена. Радиоактивность есть общее и наиболее глубокое отражение процессов построения нуклидов в канун образования Солнечной системы. Радиоактивность создавала тот естественный радиационный фон, в котором протекала химическая эволюция как в Космосе, так и на ранней Земле. Еще в 1926 г. было экспериментально установлено, что при облучении метана происходит полимеризация углеводородов с образованием все более сложных многоатомных молекул.

По всем данным, на нашей планете наиболее благоприятные условия для развития жизни создавались в морской воде — естественном растворе, содержащем все химические элементы. Сама радиоактивность морской воды ранней Земли определялась главным образом растворенными в ней изотопами ^{40}K, ^{235}U, ^{238}U. Учитывая только скорость их распада, нетрудно подсчитать, что сама морская вода была в 20 — 30 раз более радиоактивной, чем сейчас. Возможно, что дополнительную радиоактивность вносил быстро вымирающий изотоп йода ^{129}I, мизерные количества которого могли вызвать различные радиационные и ионизационные эффекты в связи с его сильной удельной радиоактивностью. Также, вероятно, особую роль играли и другие вымершие радиоактивные изотопы.

Роль радиоактивности в развитии жизни на Земле представляет собой проблему, к решению

которой мы только недавно стали приближаться. Воздействие радиоактивности на живые организмы уменьшалось в ходе геологического времени. При этом мы должны исходить из того факта, что просто организованные водоросли и бактерии переносят значительно более высокие дозы радиации, чем высокоорганизованные формы растений и животных. Отсюда можно высказать предположение, что меньшая чувствительность к радиоактивности простых форм жизни связана с возникновением их в ранние эпохи развития биосферы, когда радиоактивность окружающей среды была выше современной.

Среди металлов, входящих в состав организмов и преимущественно растений, калий наиболее распространенный и обильный элемент. А. И. Перельман высказал предположение, что биофильное поведение калия связано с его радиоактивностью в историческом аспекте. На заре своего развития жизнь, полностью еще не освоив механизм фотосинтеза, нуждалась в источниках энергии. Усваивая калий, первичные организмы получали не только вещество с нужными химическими свойствами, но и дополнительный источник свободной энергии. Это могло определить более интенсивное биологическое усвоение, которое закрепилось наследственностью. Поглощение калия передавалось и более высокоорганизованным формам жизни, для которых радиоактивность уже не имела существенного значения. Однако установившаяся физиологическая роль калия заставляла поглощать его в повышенных количествах.

Основным событием при зарождении первых организмов было образование спиральных молекул ДНК, что в условиях обилия органических веществ могло быть относительно быстрым процессом. Однако, по-видимому, возник не один организм, а живое вещество. И лишь значительно позже оно разделилось на индивидуальные сферические формы, ставшие родоначальниками организмов.

В дальнейшем в живом веществе происходили процессы усложнения. Произошли качественные изменения в эволюции живой материи, связанные с точностью воспроизведения нуклеиновых кислот как кодирующего процесса синтеза белка, которые значительно превосходили остальные органические соединения по своим биокаталитическим свойствам.

В процессе размножения новые организмы занимали все пространство, пригодное для жизни, что явилось важнейшим условием завершения формирования биосферы в целом. Величайшая напряженность жизни, выражающаяся высокими темпами размножения мельчайших организмов, привела к планетарному равновесию между естественной продукцией живого вещества и его разложением. Поэтому мы можем считать существование вековой тенденции к установлению постоянства биомассы для определенных, может быть, даже значительных, интервалов геологического времени.

По данным молекулярной биологии, древнейшие микробы были представлены гетеротрофными организмами, которые размножались в среде с обильными органическими и минеральными питательными веществами. Эти питательные вещества включали по крайней мере рибозу, фосфат, пурины и их предшественников, пиримидины, разнообразные «белковые» и «небелковые» аминокислоты. На ранних стадиях развития Земли фосфаты, Na, K, Ca имелись в достаточном количестве как продукты выветривания первых горных пород. Кроме того, в качестве пищи могли быть использованы многие неизвестные или неиндентифицированные соединения, в том числе некоторые своеобразные длинные полимеры.

Для первых организмов, вероятно ,характерным был процесс ферментативного превращения органических веществ — брожение, где акцепторами электронов были другие органические вещества. Осуществление таких превращений в промежуточном обмене едва ли не во всех организмах служит

аргументом в пользу древности этих процессов.

Фотосинтетические пигментные системы образовались у прокариот еще до того, как последние в результате симбиоза стали пластидами эукариот. Можно полагать, что фотосинтез с выделением свободного кислорода возник первоначально вовсе не у зеленых растений, а у выделяющих его фотосинтезирующих бактерий и сине-зеленых водорослей.

Развитие биосферы Земли можно рассматривать как последовательную смену трех этапов (см. рис. 4). Первый этап — восстановительный —

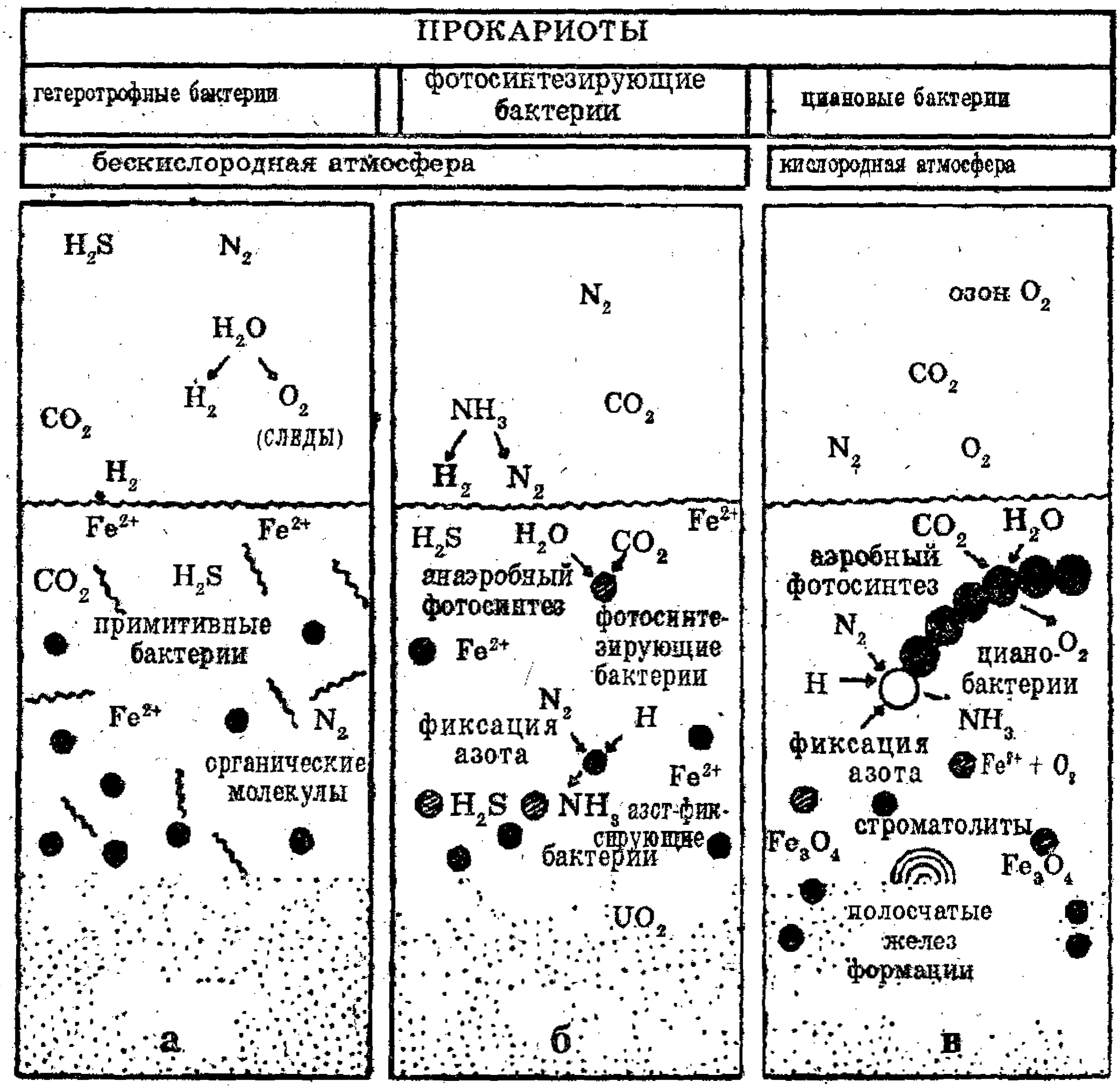


Рис. 4

Жизнь в раннедокембрийской биосфере: а — первые живые клетки, представленные сферическими анаэробами; б — ранний анаэробный способ фотосинтеза; в — аэробный фотосинтез

начался еще в космических условиях и завершился на Земле появлением гетеротрофной биосферы. Для первого этапа характерно появление малых сферических анаэробов (рис. 4, а). Присутствуют только следы свободного кислорода. Ранний способ фотосинтеза был, по существу, анаэробным. Развилась фиксация азота, поскольку часть ультрафиолетовой радиации проникала через атмосферу и быстро разлагала присутствующий аммиак.

Второй этап — слабоокислительный — отмечен проявлением фотосинтеза. Он продолжался до завершения осадконакопления полосчатых железистых формаций докембрия. Свободный кислород производился организмами, строящими строматолиты. Аэробный фотосинтез начался, вероятно, предками цианобактерий. Но кислород мало накапливался в атмосфере, так как реагировал с железом, сернистыми соединениями и многими поливалентными металлами, растворенными в морской воде. При этом окислы железа осаждались, образуя полосчатые железистые формации докембрия в массовом масштабе. Только когда океан освободился от железа и других поливалентных металлов, концентрация кислорода в атмосфере начала возрастать по направлению к современному уровню.

Третий этап характеризуется развитием окислительной фотоавтотрофной биосферы. Он начался с завершения отложений полосчатых железистых кварцитов около 1800 млн лет назад в эпоху Карельско-Свекофенского орогенеза. Для этого этапа развития биосферы характерно наличие такого количества свободного кислорода, которое достаточно для появления и развития животных, потребляющих его при дыхании.

Последние два этапа в развитии биосферы фиксированы в каменной летописи геологической истории. Первый этап наиболее далекий и загадочный, и расшифровка его истории связана с решением основных проблем органической космохимии.

Некоторые организмы раннего докембрия, относящиеся к сине-зеленым водорослям и цианобактериям, мало изменились в ходе геологической истории. Можно полагать, что простейшие организмы обладали наибольшей устойчивой персистентностью (от латинского persisto — упорствую). По существу, в течение всей истории Земли не было причин для того, чтобы некоторые морские организмы оставались неизменными.

Развитие растений

Растения, как типичные представители фотоавтотрофных организмов нашей планеты, возникли в ходе длительной эволюции, которая ведет свое начало от примитивных обитателей освещенной зоны моря — планктонных и бентосных прокариот. Сопоставляя палеонтологические данные с данными сравнительной морфологии и физиологии ныне живущих растений, можно в общем виде наметить следующую хронологическую последовательность их появления и развития:

1) бактерии и сине-зеленые водоросли (прокариоты);

2) водоросли зеленые, бурые, красные и др. (эукариоты, как и все последующие организмы);

3) мхи и печеночники;

4) папоротники, хвощи, плауны, семенные папоротники;

5) голосеменные (включая шишковые растения);

6) покрытосеменные, или цветковые, растения.

Бактерии и сине-зеленые водоросли обнаружены в наиболее древних сохранившихся отложениях докембрия, значительно позже появляются водоросли, и только в фанерозое мы встречаем пышное развитие высших растений: плауновых, хвощей, голосеменных и покрытосеменных.

В течение всего криптозоя в первичных водоемах в эвфотической зоне древних морей развива-

лись преимущественно одноклеточные организмы — водоросли различного типа.

У основных представителей прокариот, обнаруженных в докембрийских отложениях, питание было автотрофным — с помощью фотосинтеза. Наиболее благоприятные условия для фотосинтеза создавались в освещенной части моря на глубине от поверхности до 10 м, что соответствовало также условиям мелководного бентоса.

К настоящему времени изучение докембрийских микрофоссилий (микроископаемых остатков организмов) продвинулось вперед, соответственно собран большой фактический материал. В целом, интерпретация микроскопических препаратов представляет собой трудную задачу, которую нельзя разрешить однозначно. Лучше всего выявляются трихомные бактерии, резко отличающиеся от минеральных образований близкой формы. Полученный эмпирический материал по микрофоссилиям позволяет заключить, что их можно сопоставить с ныне живущими цианобактериями.

Строматолиты, как биогенные постройки далекого прошлого планеты, образовались при накоплении тонкого осадка карбоната кальция, захватываемого фотосинтезирующими организмами микробиологических ассоциаций. Микрофоссилии в строматолитах состоят почти исключительно из прокариотических микроорганизмов, относящихся главным образом к сине-зеленым водорослям. При изучении остатков бентосных микроорганизмов, слагающих строматолиты, выяснилась одна интересная особенность, имеющая принципиальное значение. Микрофоссилии, относящиеся к прокариотам, оставались практически постоянными необозримо долгое время. Во всяком случае, перед нами установленный факт — эволюция прокариот проходила значительно медленнее, чем высших организмов.

Итак, в ходе геологической истории бактерии-прокариоты обнаруживают максимальную *персистентность*. К персистентным формам относятся

организмы, сохранившиеся в процессе эволюции в неизменном виде. Как отмечает Г. А. Заварзин (1984), поскольку древние сообщества микроорганизмов обнаруживают значительные черты сходства с современными, развивающимися в гидротермах и в областях образования эвапоритов, то это позволяет на современных природных и лабораторных моделях более обстоятельно изучить геохимическую деятельность этих сообществ, экстраполируя их в далекое докембрийское время.

Первые эукариоты возникли в планктонных ассоциациях открытых вод. Конец исключительного господства прокариот относится приблизительно к дате 1,4 млрд лет назад, хотя первые эукариоты появились значительно раньше. Так, по некоторым данным, облик ископаемых органических остатков из черных сланцев и углистых образований района Верхнего Озера в Северной Америке свидетельствует о появлении эукариотических микроорганизмов 1,9 млрд лет назад.

От даты 1,4 млрд лет назад к нашему времени палеонтологическая летопись докембрия значительно расширяется. К этой дате приурочено появление сравнительно крупных форм, относящихся к планктонным эукариотам и получивших название «акритархи» (в переводе с греческого — «существа неизвестного происхождения»). Следует отметить, что группа акритарх (Acritarcha) предложена в качестве неопределенной систематической категории, обозначающей микрофоссилии различного происхождения, но сходные по внешним морфологическим признакам. В литературе описаны акритархи из докембрия и нижнего палеозоя. Большинство акритарх были, вероятно, одноклеточными фотосинтезирующими эукариотами — оболочками каких-то древних водорослей. Некоторые из них могли иметь еще прокариотическую организацию. На планктонный характер акритарх указывает их космополитическое распространение в одновозрастных осадочных отложениях. Наиболее древние

акритархи из отложений раннего рифея Южного Урала обнаружил Т. В. Янкаускас.

В ходе геологического времени размеры акритарх увеличивались. По данным наблюдений оказалось, что чем моложе докембрийские микрофоссилии, тем они крупнее. Допускается, что значительное увеличение размеров акритарх было связано с увеличением размеров эукариотической организации клеток. Они могли появиться как самостоятельные организмы либо, что более вероятно, в симбиозе с другими. Л. Маргелис полагает, что эукариотические клетки скомпоновались из уже существовавших прокариотических. Однако для выживания эукариот необходимо было, чтобы среда обитания была насыщена кислородом и, как следствие этого, возник аэробный метаболизм. Первоначально свободный кислород, выделяющийся при фотосинтезе цианофитов, накапливался в ограниченных количествах в мелководных местах обитания. Возрастание его содержания в биосфере вызвало реакцию со стороны организмов: они стали заселять бескислородные места обитания (в частности анаэробные формы).

Данные докембрийской микропалеонтологии указывают, что в среднем докембрии еще до появления эукариот цианофиты составляли относительно небольшую часть планктона. Эукариоты нуждались в свободном кислороде и все более конкурировали с прокариотами в тех областях биосферы, где появлялся свободный кислород. По имеющимся данным микропалеонтологии можно судить, что переход от прокариотной к эукариотной флоре древних морей совершался медленно и обе группы организмов долгое время существовали вместе. Впрочем, это сосуществование в иной пропорции происходит и в современную эпоху. К началу позднего рифея уже распространилось много автотрофных и гетеротрофных форм организмов.

По мере своего развития организмы перемещались за питательными веществами в более глубо-

кие и удаленные от шельфов области моря. В палеонтологической летописи отмечается резкое увеличение разнообразия крупных сфероидальных форм эукариотических акритарх в позднерифейское время, 900 — 700 млн лет тому назад. Около 800 млн лет тому назад в Мировом океане появились представители нового класса планктонных организмов — кубкообразные тельца с массивными раковинами и наружными покровами — минерализованными карбонатом кальция или кремнеземом. В начале кембрийского периода в эволюции планктона произошли существенные сдвиги — возникли разнообразные микроорганизмы со сложной скульптурной поверхностью и улучшенной плавучестью. Они дали начало настоящим шиповатым акритархам.

Появление эукариот создало важную предпосылку для зарождения в раннем рифее (около 1,3 — 1,4 млрд лет назад) многоклеточных растений и животных. Для Белтской серии отложений из докембрия западных штатов Северной Америки их еще описал видный американский палеонтолог Ч. Уолкотт. Но к какому типу водорослей они относятся (бурые, зеленые и красные), пока неясно. Таким образом, чрезвычайно длительная эра господства бактерий и близких к ним сине-зеленым водорослям сменилась эрой водорослей, достигавших в водах древних океанов значительного разнообразия форм и красок. На протяжении позднего рифея и венда многоклеточные водоросли становятся разнообразными, и они сопоставляются с бурыми и красными. Общая схема развития организмов в течение известного геологического времени представлена на рисунке 5.

По мнению ведущего отечественного палеонтолога Б. С. Соколова (1979), многоклеточные растения и животные появились почти одновременно. В отложениях венда встречаются представители разнообразных водных растений. Наиболее видное место занимают многоклеточные водоросли, слое-

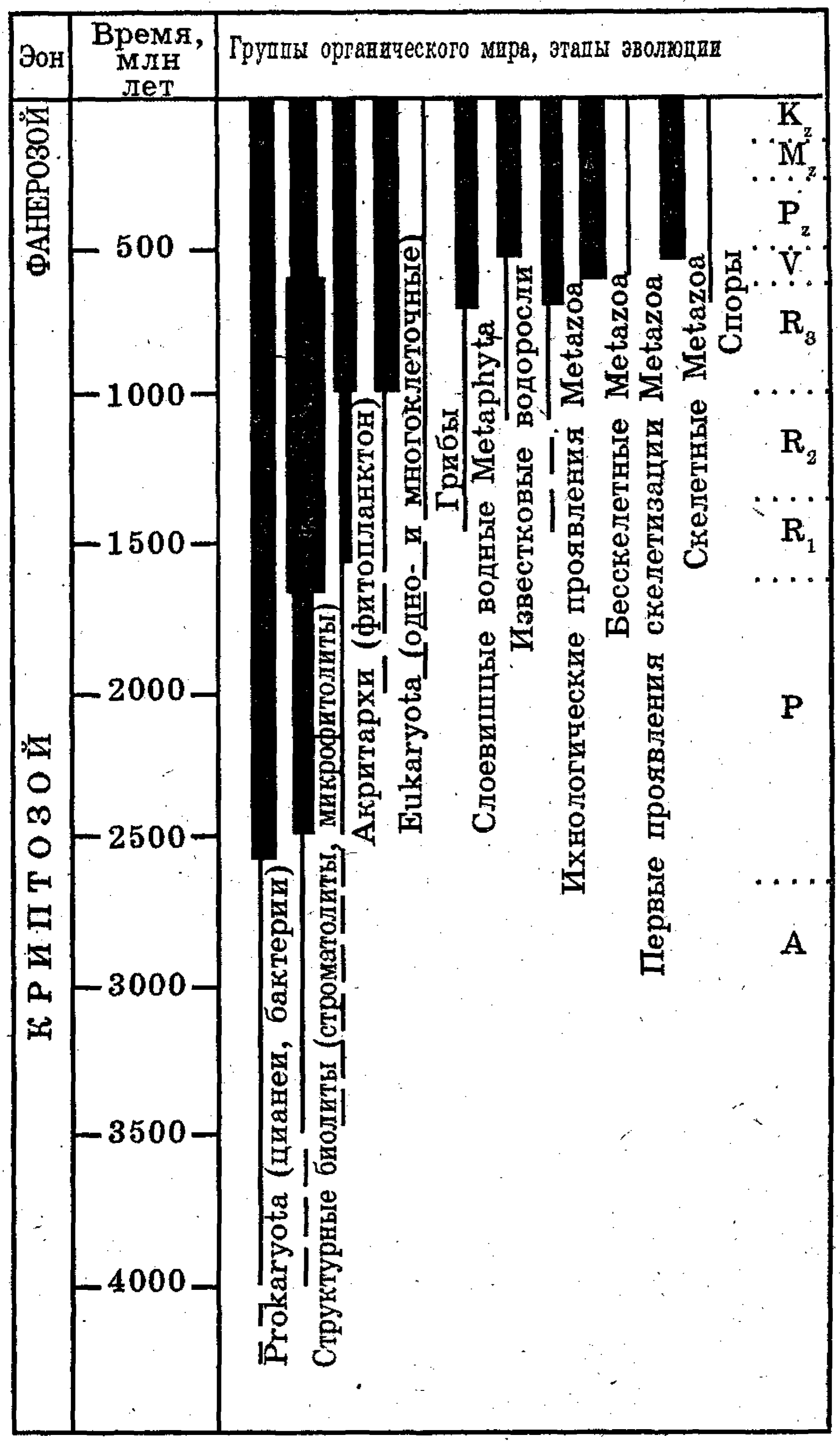


Рис. 5
Длительность развития организмов в течение известного геологического времени

вища которых нередко переполняют толщи вендских отложений: аргиллитов, глин, песчаников. Часто встречаются макропланктонные водоросли, колониальные, спирально-нитчатые водоросли Volymella, войлоковидные и другие формы. Весьма разнообразен фитопланктон.

В течение большей части истории Земли эволюция растений протекала в водной среде. Именно здесь зародилась и прошла различные этапы развития водная растительность. В целом, водоросли — это обширная группа низших водных растений, содержащих хлорофилл и вырабатывающих органические вещества путем фотосинтеза. Тело водорослей еще не дифференцировано на корни, листья и другие характерные части. Они представлены одноклеточными, многоклеточными и колониальными формами. Размножение бесполое, вегетативное и половое. В настоящее время их относят к подцарству растений Thallophyta, у которых тело сложено относительно однородной тканью — слоевищем, или Thallus. Слоевище состоит из многих клеток, сходных по своему виду и функциям. В историческом аспекте водоросли прошли наиболее длительный этап в развитии зеленых растений и в общем геохимическом круговороте вещества биосферы сыграли роль гигантского генератора свободного кислорода. Возникновение и развитие водорослей носило крайне неравномерный характер.

Зеленые водоросли (Chlorophyta) представляют собой обширную и широкораспространенную группу преимущественно зеленых растений, которая распадается на пять классов. По внешнему виду они сильно отличаются друг от друга. Зеленые водоросли происходят от зеленых жгутиковых организмов. Об этом свидетельствуют переходные формы — пирамидомонас и хламидомонас, подвижные одноклеточные организмы, обитающие в водах. Размножаются зеленые водоросли половым путем. Некоторые группы зеленых водорослей достигли большого развития в триасовый период.

Жгутиковые (Flagellata) объединяются в группу микроскопических одноклеточных организмов. Одни исследователи относят их к царству растений, другие — царству животных. Подобно растениям, некоторые жгутиковые содержат хлорофилл. Однако в отличие от большинства растений они не имеют обособленной клеточной системы и способны переваривать пищу с помощью ферментов, а также жить в темноте, как животные организмы. По всей вероятности, жгутиковые существовали в докембрии, но бесспорные их представители найдены в юрских отложениях.

Бурые водоросли (Phaeophyta) отличаются присутствием бурого пигмента в таком количестве, что он фактически маскирует хлорофилл и придает растениям соответствующую окраску. Бурые водоросли относятся к бентосу и планктону. Самые крупные водоросли достигают 30 м в длину. Почти все они произрастают в соленой воде, поэтому их называют морской травой. К бурым относят саргассовые водоросли — плавающие планктонные формы с большим количеством пузырьков. В ископаемом состоянии известны с силура.

Красные водоросли (Rhodophyta) имеют соответствующую окраску благодаря красному пигменту. Это преимущественно морские растения, сильно разветвленные. У некоторых из них имеется известковый скелет. Эту группу часто называют куллипорами. Они существуют и в настоящее время, а в ископаемом состоянии известны с нижнего мела. Близкие к ним сомипоры, с более крупными и широкими клетками, появились в ордовике.

Харовые водоросли (Charophyta) представляют собой весьма своеобразную и довольно высокоорганизованную группу многоклеточных растений, размножающихся половым путем. Они настолько отличаются от других водорослей, что некоторые ботаники относят их к листостебельным ввиду наметившейся дифференциации тканей. Харовые водоросли зеленого цвета, обитают в настоящее

время в пресной воде и в солоноватых водоемах. Они избегают морской воды с нормальной соленостью, но можно предположить, что в палеозое они населяли моря. У отдельных харофитов возникают спорапочки, пропитанные углекислым кальцием. Харовые водоросли принадлежат к важным породообразующим организмам пресноводных известняков.

Диатомовые водоросли (Diatomeae) — типичные представители планктона. Они имеют малые размеры, продолговатую форму, снаружи покрыты панцирем, состоящим из кремнезема. Первые остатки диатомовых водорослей найдены в отложениях девона, но, возможно, они древнее. В целом, диатомовые водоросли — молодая группа. Эволюция их изучена лучше, чем других водорослей, поскольку кремневые панцири и створки диатомей могут сохраняться в ископаемом состоянии очень длительное время. По всей вероятности, диатомовые водоросли происходят от жгутиковых, окрашенных в желтый цвет и способных отлагать в своих оболочках небольшое количество кремнезема. В современную эпоху диатомеи широко распространены в морских и пресных водах, иногда встречаются во влажных почвах. Остатки диатомей известны в юрских отложениях, однако не исключено, что они появились значительно раньше. Ископаемые диатомовые водоросли от раннего мела дошли до современной эпохи без перерыва в отложениях.

Очень важным событием, способствовавшим резкому ускорению темпов эволюции всего живого населения нашей планеты, был выход растений из морской среды на сушу. Выход растений на поверхность континентов можно считать подлинной революцией в истории биосферы. Развитие наземной растительности создавало предпосылку для выхода на сушу животных. Однако массовому переходу растений на сушу предшествовал длительный подготовительный период. Можно предполагать, что

растительная жизнь на суше появилась очень давно, во всяком случае локально — во влажном климате на побережьях мелководных заливов и лагун, где при изменениях уровня воды периодически происходило поступление водной растительности на сушу. Наш видный биолог и географ Л. С. Берг впервые высказал мысль, что поверхность суши не представляла собой безжизненный пустыни ни в кембрии, ни в докембрии. Видный наш палеонтолог Л. Ш. Давиташвили также допускал, что в докембрии на материках, вероятно, уже было какое-то население, состоящее из низкоорганизованных растений и, возможно, даже животных. Однако их общая биомасса была ничтожной.

Чтобы жить на суше, растения должны были не терять воды. Следует при этом иметь в виду, что у высших растений — мхов, папоротникообразных, голосеменных и цветковых, составляющих в настоящее время главную массу земной растительности, соприкасаются с водой только корни, корневые волоски и ризоиды, остальные же их органы находятся в атмосфере и испаряют воду всей поверхностью.

Наибольшего расцвета растительная жизнь достигла вначале на берегах лагунных озер и болот. Здесь появилась форма растения, нижняя часть которого находилась в воде, а верхняя — в воздушной среде, под прямыми лучами Солнца. Несколько позже, с проникновением растений на незатопляемую сушу, самые первые их представители развили корневую систему и получили возможность потреблять грунтовые воды. Это способствовало их выживанию в засушливые периоды. Таким образом, новые обстоятельства привели к расчленению клеток растений на ткани и выработке защитных приспособлений, каких не было у обитавших в воде предков.

Массовое завоевание континентов растениями произошло в силурийский период палеозойской эры. Прежде всего это были псилофиты — своеобразные

споровые растения, напоминающие плауны. Часть извилистых стеблей псилофитов была покрыта щетинистыми листьями. Псилофиты были лишены корней, а в основном и листьев. Они состояли из ветвившихся зеленых стеблей высотой до 23 см и горизонтально тянувшегося в почве корневища. Псилофиты, как первые достоверные растения суши, создавали целые зеленые ковры на влажной почве.

Вероятно, продукция органического вещества первых растительных покровов суши была незначительной.. Растительность силурийского периода, несомненно, произошла от водорослей моря и сама породила растительность последующего периода.

После завоевания суши развитие растительности привело к образованию многочисленных и разнообразных форм. Интенсивное разделение растительных групп началось в девоне и продолжалось в последующее геологическое время. Общая родословная важнейших групп растений представлена на рисунке 6.

Мхи произошли от водорослей. Их ранняя стадия развития очень схожа с некоторыми зелеными водорослями. Однако существует предположение, что мхи произошли от более простых представителей бурых водорослей, приспособившихся к жизни на сырых скалах и вообще в почвах.

На поверхности раннепалеозойских континентов век водорослей сменился веком псилофитов, давших растительность, напоминающую по своему внешнему виду и размерам современные заросли крупных мхов. Господство псилофитов сменилось в каменноугольный период господством папоротниикообразных растений, образовавших довольно обширные леса на болотистых почвах. Развитие этих растений способствовало тому, что состав атмосферного воздуха изменился. Добавилось существенное количество свободного кислорода и накопилась масса пищевых веществ, необходимых для возникновения и развития сухопутных позвоночных жи-

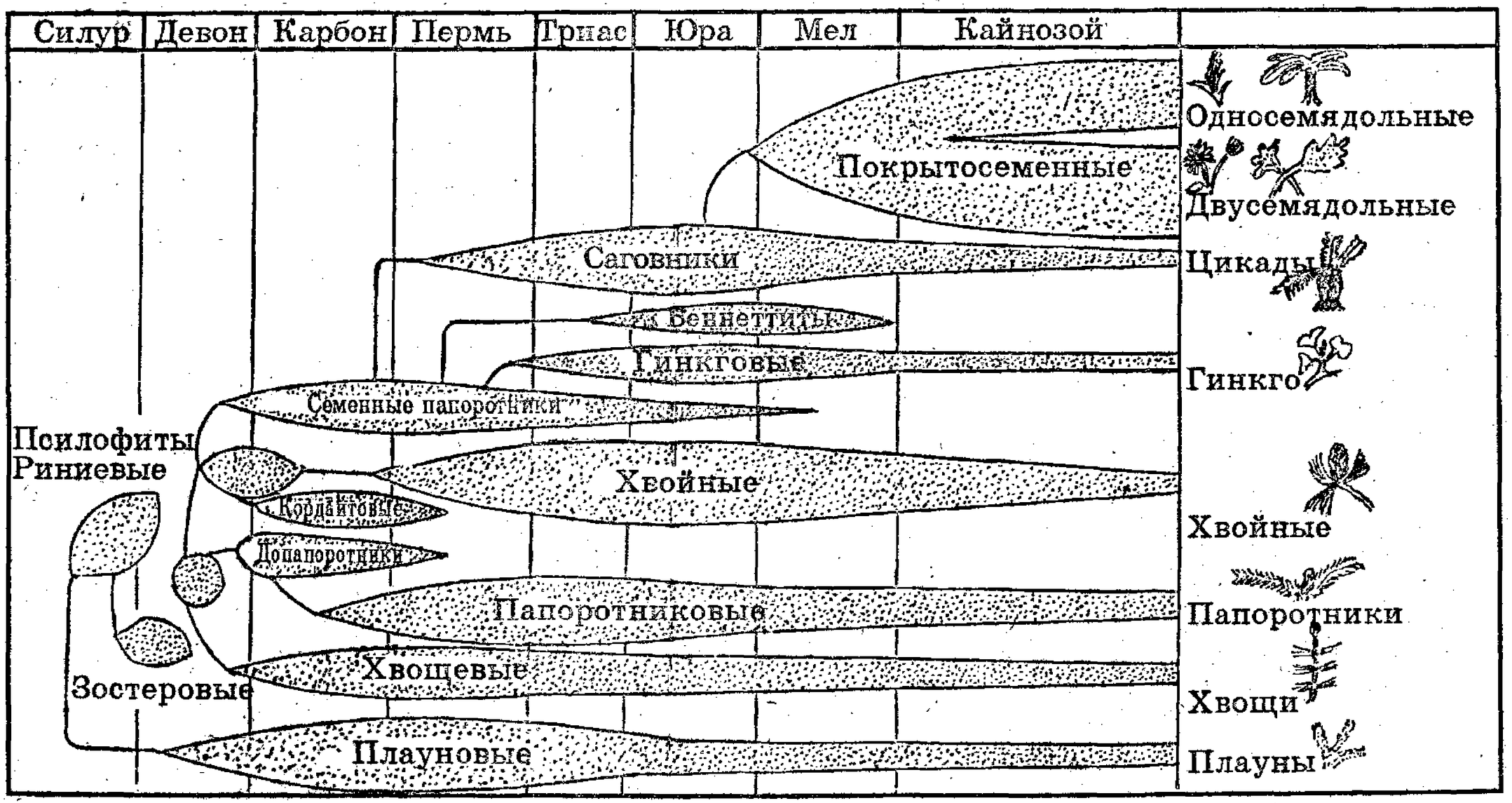


Рис. 6
Развитие и генетические связи различных групп наземных растений

вотных. В то же время произошло накопление огромных масс каменных углей. Каменноугольный период (карбон) характеризовался исключительным расцветом наземной растительности. Возникли древовидные плауны, достигавшие в высоту 30 м, огромные хвощи, папоротники, начали появляться хвойные. В пермский период продолжалось развитие наземной растительности, которая значительно расширила места своего обитания.

Период господства папоротникообразных сменился периодом шишконосных растений. Поверхность материков стала приобретать современный облик. В начале мезозойской эры большое распространение получили хвойные, цикадовые, а в меловой период появляются цветковые растения. В самом начале раннемеловой эпохи еще существуют юрские формы растений, но затем состав растительности сильно изменился. В конце раннемеловой эпохи встречается много покрытосеменных растений. С самого начала позднемеловой эпохи они оттесняют голосеменные и занимают господствующее положение на суше. В целом, в наземной флоре происходит постепенная смена мезозойской растительности голосеменных (хвойных, цикадовых, гинкговых) растительностью кайнозойского облика. Растительность позднемеловой эпохи уже характеризуется присутствием значительного количества таких современных цветковых растений, как бук, ива, береза, платан, лавр, магнолия. Эта перестройка растительности подготовила хорошую кормовую базу для развития высших наземных позвоночных животных — млекопитающих и птиц. Развитие цветковых растений было связано с расцветом многочисленных насекомых, которые играли важную роль в опылении.

Наступление нового периода в развитии растений не приводило к полному уничтожению древних предшествующих растительных форм. Часть более древних организмов биосферы сохранялась. Бактерии с появлением цветковых растений не

только не исчезли, но продолжали существовать, найдя новые источники питания в почве и в органическом веществе растений и животных. Водоросли различных групп изменялись и развивались наряду с высшими растениями.

Хвойные леса, появившиеся в мезозое, произрастают и сейчас наряду с лиственными. Они дают приют папоротникообразным растениям, так как эти древние обитатели туманного и влажного климата каменноугольного периода боятся открытых мест, освещенных солнцем.

Наконец, следует отметить наличие персистентных форм в составе современной флоры. Наиболее персистентными оказались отдельные группы бактерий, практически не изменившиеся со времени раннего докембрия. Но и из более высокоорганизованных групп растений также образовались роды и виды, которые мало изменились к настоящему времени.

Следует отметить несомненное присутствие в составе современной флоры относительно высокоорганизованных многоклеточных растений. Позднепалеозойские и мезозойские формы растений, которые без изменений прожили десятки и сотни миллионов лет, безусловно, относятся к персистентным. Таким образом, в настоящее время среди растительного мира сохранились «живые ископаемые» из групп папоротников, голосеменных и плаунов. Термин «живое ископаемое» впервые употребил Ч. Дарвин, указав в качестве примера восточноазиатское дерево Ginkgo biloba. Из мира наземных растений к живым ископаемым относятся наиболее известные папоротниковые пальмы, гинкговое дерево, араукарии, мамонтово дерево или секвойа.

Как отмечал выдающийся знаток ископаемой флоры А. Н. Криштофович, многие роды растений, владыки древних лесов, также существовали чрезвычайно долго, особенно в палеозое; например Sigillaria, Lepidodendron, Calamites — существовали

не менее 100 — 130 млн лет. Столько же мезозойские папоротники и хвойные Metasequoia. Род Ginkgo насчитывает более 150 млн лет, а современный вид Ginkgo biloba, если включать в него, по существу, не отличимую форму Ginkgo adiatoides — около 100 млн лет.

Живые ископаемые современного растительного мира в современной флоре ставит проблему их образования в истории биосферы. Консервативные организации присутствуют во всех крупных филогенетических ветвях и существуют в самых различных условиях: в глубоководных и мелководных зонах моря, в древних тропических лесах, на открытых степных просторах и во многих водоемах. Важнейшее условие для существования консервативных в эволюционном отношении организмов — наличие мест обитания с постоянной средой жизни. Однако стабильные условия обитания не являются решающими. Присутствие только отдельных форм, а не всех сообществ флоры и фауны, указывает на другие факторы сохранности живых ископаемых. Изучение их географического распространения свидетельствует о том, что они приурочены к строго определенным территориям, при этом характерна географическая изоляция. Так, Австралия, острова Мадагаскар и Новая Зеландия — это типичные области распространения наземных живых ископаемых.

В своей эволюции растительный мир создает общий облик древних ландшафтов, в которых происходило развитие животного мира. Поэтому подразделение геологического времени может быть проведено на основании смены различных растительных форм. Немецкий палеоботаник В. Циммерман еще в 1930 г. подразделил все геологическое прошлое с точки зрения развития растительного мира на четыре эры. Он дал им буквенное обозначение и расположил в последовательности от древних эр к более молодым.

Сопоставление обычной шкалы геологического

времени, построенной преимущественно по палеозоологическим данным, со шкалой развития растений представлено в таблице 4.

Таблица 4

Хронологическая шкала
и главные эры развития растений

Эра	Период	Флора	Эра развития растений
Кайнозойская	Четвертичный	Неокайнофитовая	Кайнофитовая
	Третичный	Палеокайнофитовая	
Мезозойская	Меловой	Неомезофитовая	Мезофитовая
	Юрский		
	Триасовый	Палеомезофитовая	
Палеозойская	Пермский	Антраколитовая	Палеофитовая
	Каменноугольный		
	Девонский	Псилофитовая	
	Силурийский		
	Кембрийский	Фикомикофитовая	Талассофитовая
Протерозойская			

Развитие беспозвоночных животных

История беспозвоночных животных ведет свое начало от одноклеточных простейших организмов (Protozoa), которые ответвились от общего ствола с растениями в докембрийское время. Однако у первых примитивных представителей животного царства тело было мягким, поэтому они очень плохо сохранились в

геологическ·й летописи.

Самые примитивные простейшие имеют общие признаки с одноклеточными зелеными водорослями. В современную эпоху простейшие (радиолярии и глобигерины) составляют значительную часть планктона морей и океанов и играют важную роль в океаническом осадкообразовании.

Все главные типы беспозвоночных животных возникли в докембрии и дали начало в высшей степени разнообразному миру водных и наземных форм в течение всего последующего фанерозоя. Возникновение животных от их растительных предков, естественно, было связано с переходом от автотрофного способа питания к гетеротрофному. Этот переход, по-видимому, был постепенным, в течение длительного геологического времени. В докембрии происходило развитие различных водорослей, которые послужили питательной базой для морских животных.

В настоящее время царство животных, кроме хордовых, включает всех беспозвоночных, подразделяющихся на следующие главные типы:

Одноклеточные

Тип простейшие (Protozoa)

Низшие многоклеточные

Тип Губки (Spongia)

Тип Археоциаты (Archaeocyathi)

Высшие многоклеточные

двухслойные или лучистые (Radiata)

Тип Кишечнополостные (Coelenterata)

Тип Гребневики (Ctenophora)

а) Первичноротые (Protostomia)

Тип Низшие черви (Scolecida)

Тип Кольчатые черви (Annelida)

Тип Членистоногие (Arthropoda)

Тип Моллюски (Mollusca)

Тип Мшанки (Bryozoa)

Тип Брахиоподы (Brachiopoda)

б) Вторичноротые (Deuterostomia)

Тип Иглокожие (Echinodermata)

Тип Погонофоры (Podonophora).

Относительно находок самых древних представителей простейших, которые в дальнейшем послужили исходными формами для всех остальных животных, палеонтологические данные скудны и противоречивы. Одноклеточные животные организмы в древних докембрийских отложениях морфологически не отличаются от растительных микроорганизмов. Поэтому мы должны обратиться к известным промежуточным формам организмов между растениями и животными. К ним относятся одноклеточные жгутиконосцы (Flagellata) или, точнее, некоторые представители этого класса организмов. Но в пределах этого класса окрашенные жгутиковые объединяются в подкласс растительных жгутиконосцев (Phytomastigina), а бесцветные — в подкласс животных жгутиконосцев (Loomastigina). Жгутиконосцы занимают особое положение в мире животных и растений. Для них характерно наличие жгутиков — органов передвижения. Число их может быть различным — от единицы до нескольких штук, десятков и даже сотен. Среди жгутиконосцев встречаются организмы с разными типами обмена веществ, например, с автотрофным и гетеротрофным, а некоторые представители сочетают в себе черты обоих способов питания.

В этом отношении показателен отряд эвгленовых. Многочисленные виды рода Euglena широко распространены в современных пресноводных водоемах, и особенно в загрязненных водах. Многие виды евглен изменяют характер питания в зависимости от условий окружающей среды. При хорошем освещении и при наличии растворенных минеральных веществ в воде евглены обладают типичным автотрофным способом питания. В их телах совершается фотосинтез с усвоением разных неорганических солей. В темноте в растворе, содержащем органические вещества, эвглены теряют хлорофилл, становятся бесцветными и усваивают из раствора готовые органические вещества.

Так у эвглен совершается переход от автотрофного питания к гетеротрофному. Часто развиваясь в загрязненных водах, в которых обильно растворено органическое вещество, эвглены сочетают оба способа питания — автотрофный и гетеротрофный. Если обесцвеченных в темных условиях эвглен вновь перенести на свет, то через короткий промежуток времени они снова зеленеют и переходят к автотрофному питанию.

Таким образом, у относительно примитивных одноклеточных организмов животный и растительный типы обмена веществ успешно сочетаются и свидетельствуют о тесной генетической связи обоих царств органического мира нашей планеты.

Простейшие животные по своему строению чрезвычайно разнообразны. Подавляющее их большинство имеет настолько малые размеры, что для их изучения необходимо пользоваться микроскопом. Тип простейших делится на несколько классов, среди которых можно отметить следующие: корненожки (Rhizopoda), споровики (Sporozoa) и инфузории (Infusoria). Фораминиферы из класса корненожек встречаются в ископаемом состоянии, начиная с нижнего кембрия. Радиолярии представляют собой шаровидные формы с центральной капсулой и тонкими лучистыми ложноножками. Морские планктонные формы сохранились с докембрия. В частности, в черных кремневых сланцах нижних горизонтов серии Аделаида в Австралии найдены радиолярии, принадлежащие к группе Spumellaria, возможно, присутствуют также представители Nosellaria.

Ископаемые, близкие к простейшим, обнаружены в Западной Африке, в пределах Нигерийского щита, в породах так называемой Бирримийской серии. В 1961 г. французские палеонтологи Р. Ховас и Р. Готкор нашли там ископаемые раковины (Protozoa) диаметром 35 — 800 мкм с кремневыми стенками. Исследователи предложили назвать их Birrimarpoldia, поскольку эти ископаемые относят-

ся к самым ранним из известных в геологической летописи формаминиферам (радиологический возраст бирримия оценивается в 2 млрд лет).

В 1963 г. в нашей стране М. Е. Зильбер описал формы радиолярий из свиты Иманлра (Варзуга) в горизонте туфобрекчий и лав на Кольском полуострове.

Таким образом, все данные о находке простейших свидетельствуют об относительно раннем их появлении как представителей эукариот.

Одним из важнейших этапов в развитии живого вещества было возникновение многоклеточных организмов. Относительно их происхождения были выдвинуты гипотезы такими видными учеными как Э. Геккель (1834 — 1919) и И. И. Мечников (1845 — 1916). Подавляющее большинство исследователей считает, что колониальность явилась необходимым этапом на пути к организации многоклеточных организмов. В принципе, колониальность может легко возникнуть вследствие незаконченного бесполого размножения, когда клетки разделились, но не разошлись. Колонии такого типа часто образуются у бесцветных и зеленых жгутиконосцев, у инфузорий, солнечников, зеленых, сине-зеленых и диатомовых водорослей.

Вначале клетки, входящие в состав колоний, были одинаковыми. Но впоследствии началось их разделение в соответствии с выполняемыми функциями. Произошла дифференциация на клетки, воспринимающие пищу, определяющие подвижность и воспроизводительные. Различные факты из области анатомии и морфологии простейших, рассмотрены в 1974 г. С. С. Шульманом, и они свидетельствуют о том, что у многих групп простейших имеется определенная тенденция к переходу от одноклеточного к многоклеточному состоянию.

Одна из наиболее вероятных гипотез происхождения многоклеточности была выдвинута в 1935 г. видным отечественным зоологом В. А. Догелем

(1882 — 1955). По его мнению, многоклеточность есть результат полимеризации.

На современном уровне знаний можно полагать, что наиболее перспективными на первом этапе существования многоклеточных могли быть только плавающие примитивные животные, состоящие из недифференцированных клеток, активно добывающие пищу. Необходимость быстрого движения вызвала вначале дифференциацию клеток по способу питания и обмена веществ, движения, а затем и другие прогрессивные изменения, характерные для подцарства многоклеточных животных. В связи со способами размножения и изменчивости, которые сохранились у многоклеточных в наследство от их предков, сами многоклеточные, по-видимому, даже повысили способность участвовать в дальнейших эволюционных преобразованиях, хотя бы по той причине, что усложнение организации открыло новые возможности изменчивости.

В качестве наиболее вероятных предков многоклеточных И. И. Мечников допускал бесцветных жгутиконосцев. Одной из существенных причин для возникновения первых многоклеточных было увеличение содержания свободного кислорода в биосфере. Другая важная причина — появление эукариотических клеток.

Массовое развитие многоклеточных беспозвоночных животных отмечается в позднем докембрии, в венде. Выделение вендского периода было обосновано Б. С. Соколовым. В разных, удаленных друг от друга разрезах обнаружена фауна многочисленных беспозвоночных мягкотелых животных. Фауна этого типа была первоначально названа эдиакарской по названию местности Эдиакара в Южной Австралии. Она была обстоятельно описана М. Ф. Глесснером, изучившим свыше 1400 образцов с отпечатками и множество других остатков и следов животных. Для интервала времени 700 — 600 млн лет назад надежно установлены многочисленные мягкотелые организмы — морские беспозвоночные. Среди на-

ходок эдиакарской системы 70% составляют кишечнополостные. Из них 3/4 представляют собой медузоподобные плавающие формы либо неприкрепленные колониальные организмы вроде современных сифонофор Velella. Типичные животные эдиакарской фауны показаны на рисунке 7. Кишечнополостные представлены также колониальными формами, прикрепленными ко дну моря наподобие современных морских перьев. Кроме этих

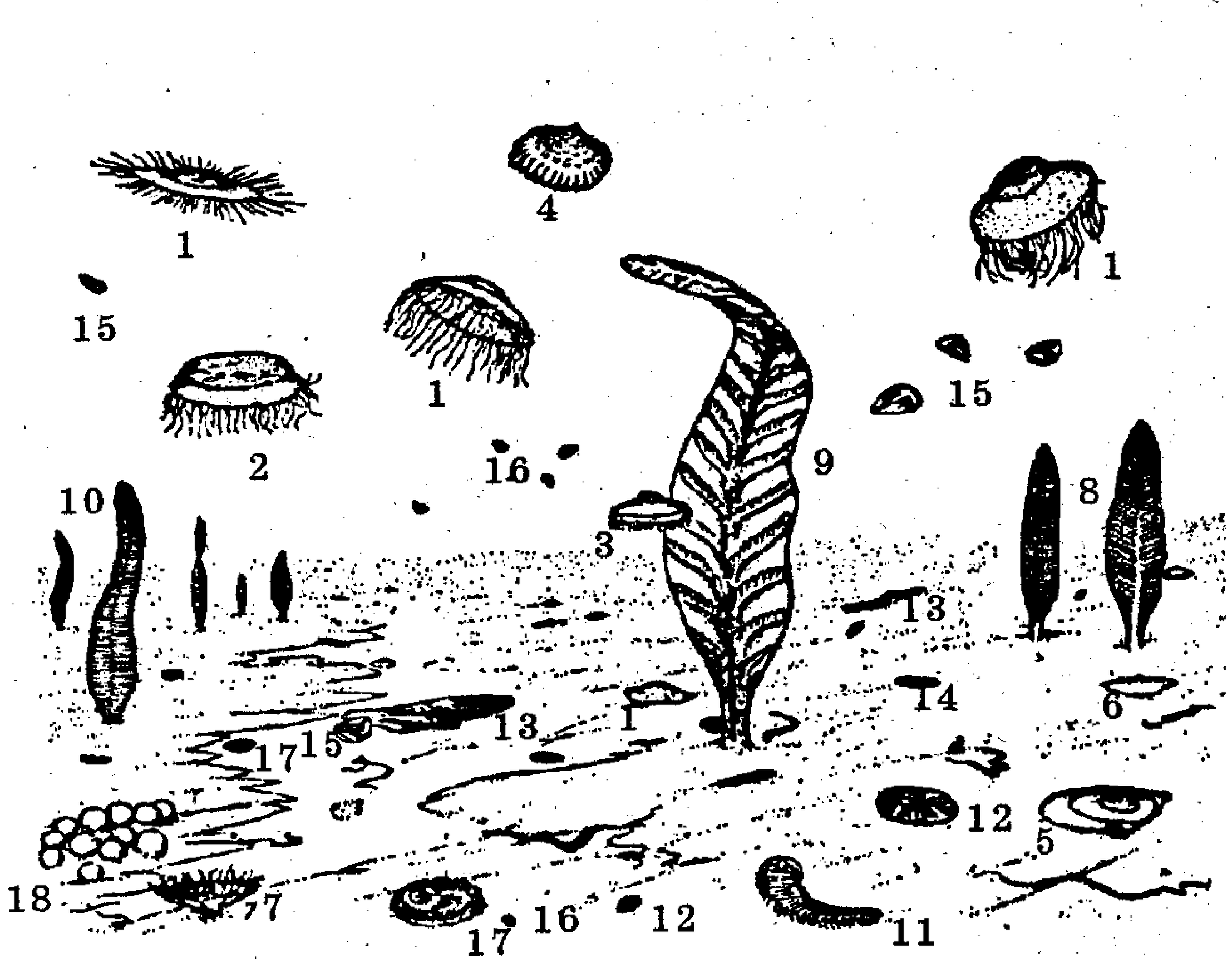


Рис. 7
Реконструкция морской фауны Эдиакара (поздний докембрий). По М. Глесснеру и М. Уайту. Ископаемые остатки относятся к трем типам животных:
1 — 10. Кишечнополостные.
11 — 14. Кольчатые черви.
15 — 16. Членистоногие.
17 — 18. Происхождение не ясно

животных, в составе эдиакарской фауны были морские черви, напоминающие современных полихет, существа без панциря, похожие на членистоногих животных, и трехлучевые дискообразные организмы типа морских звезд. Все они оставили на поверхности дна следы и отпечатки своего тела. Некоторые организмы были довольно крупными. Например, обнаружена медуза почти 1 м в диаметре, морские перья достигали более 1 м в длину. Листовидный морской червь Dickingonia длиной 1 м имел толщину менее 3 мм.

Венд Русской платформы с его сибирским эквивалентом юдомской серией хронологически совпадает с эдиакарской системой Южной Австралии. Благодаря исследованиям Б. С. Соколова установлено, что вендские отложения характеризуются бóльшим разнообразием фауны бесскелетных, чем эдиакарская фауна. Вендская фауна нашей страны представлена десятками видов пелагических и бентосных родов книдарий, аннелид, членистоногих, своеобразных птеродинид (петалонами?), вероятно, моллюсков и погонофор с первыми следами хитинизации трубки. Среди остатков вендской фауны имеется ряд космополитических родов и видов. Вендский биологический комплекс более полиморфен, чем любой из предшествующих.

Наиболее существенные изменения в истории развития мира животных произошли на границе венда и кембрия. По меткому выражению В. В. Меннера и Н. А. Штрейса это «величайшая биостратиграфическая граница». Она характеризовалась тем, что у морских животных стали формироваться твердые части тела: покровы, раковины, внутренний скелет. Уже раннекембрийская фауна коренным образом отличается от вендской. Правда, следует отметить, что в середине венда почти все бесскелетные беспозвоночные относились уже к фанерозойским типам и классам. Уже в кембрийский период особые сидячие формы бентоса получают широкое развитие — это археоциаты. Ранее

считалось, что археоциаты характерны только для кембрия. Однако возникли сомнения в том, что столь ярко выраженный тип животных смог возникнуть, просуществовать и полностью вымереть за столь короткий интервал геологического времени, каким является кембрийский период. Тем более, что столь близкие к археоциатам губки и некоторые кишечнополостные, зародившись в докембрии, прожили несравненно более длительный срок. Сейчас установлено, что археоциатоподобные формы обитали в позднем докембрии. Они найдены и описаны в геологических разрезах Евразии и Африки. Например, в чешском докембрии А. Г. Вологдин обнаружил остатки почти настоящих археоциат с двустенным скелетом.

Формирование твердых частей тела происходило у разных групп беспозвоночных в разное время. Так, у одних низкоорганизованных групп оно началось еще в середине венда, у других — в основном в кембрии, у более высокоорганизованных групп — моллюсков (наутилоидей, гастропод и двустворчатых) — в ордовике.

Неорганические составные части твердых образований у современных организмов представлены преимущественно безводным карбонатом кальция (кальцит или арагонит), фосфатами кальция (апатит) и кремнеземом разных модификаций. Организмы позднего рифея и начала кембрия больше синтезировали апатиты, чем организмы более молодых геологических периодов. Карбонаты кальция, первоначально синтезировавшиеся лишь немногими эукариотами, к середине кембрия стали обычными продуктами биоминерализации. Позже на основе биогенных карбонатов кальция возникли обширные биологические сообщества, из которых лучше всего известны коралловые рифы. Кремнезем первоначально откладывался только губками. Впоследствии его стали широко использовать солнечники, радиолярии, диатомовые водоросли, а также некоторые зеленые растения.

Первоначальное усвоение кальция организмами было связано с их физиологическими функциями, и лишь впоследствии он стал осаждать фосфатные и карбонатные ионы, растворенные в морской воде, образуя твердые части тела. Однако до сих пор нет полной ясности в механизме построения твердых частей тела у организмов. Не разгаданы и причины этого. По-видимому, они носили экологический характер. Твердый скелет должен был служить опорой для организма и способствовать увеличению его размеров. Кроме того, твердый скелет, например, у морских губок позволил им занять большее пространство и соответственно поглощать большее количество пищи. У других животных скелет увеличил их прочность в качестве жесткой конструкции. Раковины у ранее мягкотелых животных предохраняли их от физических повреждений. Они стали служить защитой от хищников, которые появились позднее. В результате образования скелетов в кембрии возникли новые способы обитания в области морских мелководий. Губки приобрели возможность фильтровать бактерии, трилобиты — зарываться в донные отложения, моллюски — ползать по поверхности морского дна. Брахиоподы, мшанки и иглокожие с помощью скелетов смогли подниматься вертикально из воды, держась чуть-чуть над ее поверхностью, что позволило более эффективно фильтровать воду с микроорганизмами в целях получения пищи. Без твердых частей тела подобный образ жизни был бы невозможен или, во всяком случае, менее продуктивен. По мнению американского ученого Г. Хатчинсона, появление в начале фанерозоя скелетов, способных фоссилизироваться, отражает в основном появление хищных животных, а до этого времени биосфера была в целом мирным царством, в котором защитные панцири не были нужны.

Схема филогенетического развития животных и некоторых растений представлена на рисунке 8. Не вызывают сомнений достаточно обоснованные

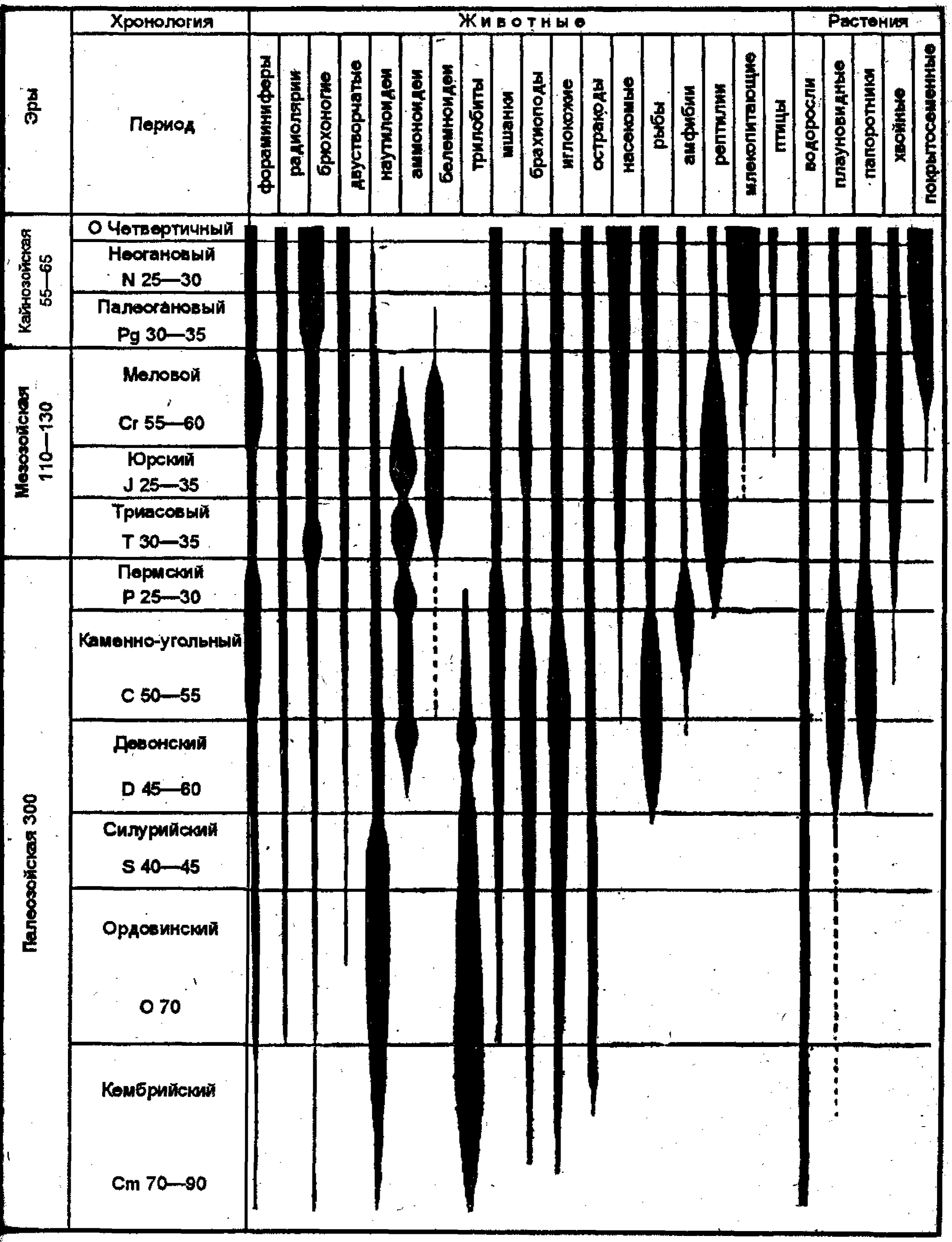


Рис. 8
Схема филогенетического развития животных и некоторых растений (по Л. А. Зенкевичу, 1968)

положения о происхождении губок и кишечнополостных от одноклеточных животных, низших червей — от кишечнополостных и немертин — от низших червей. Кажется довольно вероятным и зарождение членистоногих от кольчатых червей (морских кольчатых — полихет).

О возникновении других групп животных известно много меньше. Кроме того, следует учесть, что в основе филогенетических построений лежит идея о монофилетическом происхождении животных, которую вполне можно принять для эволюции относительно молодых таксономических единиц. Однако для древних форм, корни которых уходят глубоко в докембрий, допустимо полифилетическое происхождение.

Рассмотрим кратко пути развития в фанерозое главных типов беспозвоночных животных.

Губки (Porifera или Spongia) являются преимущественно морскими животными, обитающими в пределах шельфа. Все губки (прикрепленные бентосные организмы) представляют собой примитивный тип многоклеточных животных. Их ткани, предназначенные для выполнения определенных функций, дифференцированы слабее, чем ткани других многоклеточных животных. Губки бывают кубковидными, шаровидными и произвольной формы с мелкими порами, через которые проникает вода с питательными веществами. Большое значение для систематики губок имеют формы иголок их скелета, называемых спикулами. По морфологии губок можно предположить, что они произошли от воротничковых и жгутиконосцев. Размножение губок бесполое и половым путем.

Начало свое губки ведут с позднего докембрия. А. Г. Вологдин и Н. А. Дроздова описали спикулы губок из гонамской свиты в Сибири, возраст которых 1500 млн лет.

Уже в кембрийских морях существовала довольно богатая фауна губок, представленная почти всеми классами и отрядами, дожившими до настоящего

времени. Вымершие отряды восьмилучевых и разнолучевых губок встречаются в палеозойских отложениях. Наибольшего расцвета губки достигли в юрский и меловой периоды. Некоторые роды и даже виды меловых губок дожили до настоящего времени. В меловой период появились первые пресноводные губки.

Кишечнополостные. Тип кишечнополостных (Coelenterata) относится к лучистым беспозвоночным животным, для которых характерна радиально-осевая симметрия. Кишечнополостные, самые низкоорганизованные многоклеточные животные среди лучистых, обитают преимущественно в морской среде и значительно реже — в пресноводных бассейнах. Группа кишечнополостных, ведущих прикрепленный ко дну образ жизни, относится к полипам, а свободно плавающие мягкотелые — к медузам.

Полипы имеют цилиндрическую или бокаловидную форму. Медузы по внешнему виду напоминают колокол или зонтик и плавают ртом вниз. Они бывают разных размеров, самые крупные медузы (Cyanea arctica) имеют зонтик диаметром 2 м, щупальца растягиваются до 30 м. Тело кишечнополостного организма чаще всего представляет собой мешочек, стенки которого состоят из наружного слоя, или экзодермы, и внутреннего, или эндодермы. Внутри мешкоподобного тела находится пищеварительная полость с единственным отверстием наружу, называемым ротовым. Оно служит как для поглощения питательных веществ, так и для удаления отходов. Кишечнополостные обладают простым пищеварительным аппаратом. Непереваренная пища в виде остатков микропланктона и различные шлаки выводятся через ротовое отверстие. Кровеносная система у животных отсутствует. Нервная система состоит из отдельных нервных клеток, образующих неправильную сеть. Многие прикрепленные формы кишечнополостных имеют скелет, внутренний или наружный, органи-

ческий или минеральный — известковый.

Большинство кишечнополостных — раздельнополые организмы. Но наряду с половым размножением у них широко развито и бесполое, обычно посредством почкования. Иногда один и тот же вид кишечнополостных на разных стадиях жизненного цикла имеет строение то полипа, то медузы. По особенностям своего строения кишестнополостные подразделяются на три класса.

Коралловые полипы образуют в настоящее время наиболее высокоорганизованную группу. Они представлены исключительно морскими одиночными и колониальными формами, ведущими прикрепленный образ жизни. У них отсутствует смена поколений и медузная стадия развития. Настоящие кораллы (Anthozoa — животные цветы) подразделяются на три подкласса: альционарии (восьмилучевые коралловые полипы), табуляты и зоонтарии.

Кишечнополостные, вероятно, возникли от свободноплавающих многоклеточных организмов, которые уже имели клеточную организацию. Когда эти организмы стали вести прикрепленный образ жизни, появились кишечнополостные гидроидные полипы, от них позднее произошли свободноплавающие медузы и коралловые полипы.

Первые находки кишечнополостных сделаны в разрезах верхнего докембрия. Наиболее древним считается отпечаток медузы, диаметром 18 см, в песчаном горизонте Нанкоуип серии Большого Каньона (штат Аризона, США). Отпечаток сохранился на поверхности тонкослоистого и тонкозернистого глинистого песчаника, сцементированного кремнеземом. По мнению американских геологов, серия Большого Каньона сопоставляется с серией Белт, возраст которой находится в пределах 1400 — 1000 млн лет.

Кишечнополостные — наиболее древние из настоящих многоклеточных животных. Большое количество их (70%) обнаружено в эдиакарских от-

ложениях Южной Австралии (см. рис. 7). В отложениях кембрийской системы найдены медузы и трубчатые кораллы — табуляты. В ордовике зарождаются более сложные формы — хететиды и четырехлучевые кораллы — ругозы. В конце перми происходит массовое вымирание этих древних кораллов. В начале мезозоя появляются новые формы кораллов — восьмилучевые кораллы — октокораллы. Эти группы коралловых полипов продолжают существовать и в настоящее время.

Черви (Vermes). К ним ранее относили весьма разнообразных двусторонне-симметричных животных. В одном конце тела находится ротовое отверстие, а в противоположном — анальное. В настоящее время установлено, что обширная группа форм, объединяемая под названием Vermes, подразделяется на ряд типов. Среди них можно отметить тип плоских червей (Plathelminthes), круглых (Nemathelminthes), немертин (Nemertini) и кольчатых (Annelida). Поскольку черви в большинстве своем лишены твердых частей тела, они плохо сохраняются в ископаемом состоянии. Только в исключительно редких случаях черви доходят до нас в виде окаменелостей или оставляют после себя следы ползания в тонкозернистых породах.

Наиболее древние черви найдены в отложениях эдиакария — венда. Кольчатые черви по своему строению приближаются к типу членистоногих. Древние аннелиды, вероятно, были предками членистоногих.

Членистоногие (Arthropoda). Тип членистоногих берет свое начало в позднем докембрии, однако в фанерозое образовалось бесчисленное множество различных форм, резко превышающее число видов всех остальных типов животного мира.

К настоящему времени на суше установилось господство двух типов животных — насекомых и позвоночных. Насекомых в составе морской и пресноводной фауны ничтожно мало. Они вторично приспособились к чуждой им водной стихии. Как

отмечал В. И. Вернадский, если сравнить по массе людей и насекомых, то последние, по-видимому, преобладают среди форм наземной жизни. Это приводит к заключению, что насекомые являются исконными обитателями суши и их эволюционный путь совершался на поверхности континентов в обычной азот-кислородной атмосфере.

Поскольку, за редким исключением, все виды насекомых обитают на суше, естественно допустить, что, во-первых, для образования столь огромного числа видов потребовалось достаточно продолжительное геологическое время, захватывающее докембрий; во-вторых, насекомые явились первыми животными, населившими сушу. Следовательно, уже в докембрии (вероятно, в середине) должна была существовать благоприятная для этого среда. Главным же фактором явилось наличие свободного кислорода, необходимого для дыхания. Что касается питания, то здесь можно высказать лишь некоторые предположения. Например, что в прибрежных частях морских водоемов обитали водоросли, периодически попадавшие на сушу и доставляющие корм наземным насекомым и их предкам. К настоящему времени в докембрийских отложениях не найдено никаких следов насекомых в ископаемом состоянии. Однако эти обстоятельства едва ли можно считать существенными, так как насекомые в ископаемом состоянии вообще встречаются реже, чем другие представители того же типа членистоногих. Это достаточно очевидно вытекает из наличия весьма нежного хитинового покрова, хрупкости их тел и образа жизни большинства насекомых. Даже в фанерозое в ископаемом состоянии насекомые встречаются крайне редко. Первичнобескрылые насекомые (из отряда Collembola) впервые были найдены в отложениях верхнего девона. Но насекомые из отложений каменноугольной системы очень разнообразны и приобретают хорошо развитые крылья и довольно крупные размеры, максимальные в истории мира

насекомых. Эти данные, несомненно, говорят о том, что древнейшие насекомые появились гораздо раньше.

В геологических разрезах известны остатки также других классов членистоногих. К древним представителям членистоногих относятся трилобиты, мечехвосты, скорпионы и ракоскорпионы. Наибольшего размера достигали ракоскорпионы в силурийских морях — до 1 м в длину. Древнейшие скорпионы найдены в отложениях силурийской системы.

Моллюски (Mollusca). Тип моллюсков, или мягкотелых, представляет собой обособленную группу беспозвоночных животных, давших в фанерозое огромное число разнообразных форм, уступающее только членистоногим. Тело моллюсков состоит из головы, несегментированного туловища и ноги. Все моллюски относятся к симметричным-вторичнополостным животным. Для большинства из них характерна твердая минеральная раковина, часто покрывающая все тело животного. Хотя в настоящее время принято выделять 8 — 10 классов моллюсков, наибольшее значение в геологической истории имели только три: головоногие (Cephalopoda), брюхоногие (Gastropoda) и двустворчатые (Bivalvia). Все они сыграли выдающуюся роль в установлении стратиграфии фанерозоя. Большинство моллюсков — водные животные, и лишь немногие представители класса брюхоногих вышли на сушу и приобрели легкие. Обособление моллюсков от других примитивных животных в процессе эволюции должно было произойти еще в докембрии.

Головоногие моллюски, получившие широкое развитие в раннем ордовике, вели кочевой образ жизни и питались живыми и мертвыми мелкими организмами других типов органического мира. Позже некоторые из них, став плотоядными, перешли в разряд первых в истории животного мира хищников. Вероятно, в раннем палеозое существовали головоногие без скелетов, напоминающие со-

временных осьминогов и кальмаров. Головоногие моллюски были первыми животными, свободно плавающими в открытом море на разной глубине. Они достигали большой численности в морях ордовика. Длина отдельных животных достигала 10 м. В течение всего периода своего существования головоногие моллюски обитали в воде с постоянной соленостью. Ископаемые головоногие дали исключительное множество разнообразных форм. Однако в настоящее время сохранилось ограниченное число видов: осьминоги, кальмары, каракатицы и редкие наутилоидеи. В фанерозое особенно широко распространились наутилоидеи, аммониты и белемниты.

Класс головоногих возник в раннем кембрии. Уже в ордовике наутилоидеи обитали преимущественно на дне, в мелководных частях неритовой зоны. Первые формы наутилоидей имели сильно сплющенную раковину, вероятно, ползали по морскому дну. В течение всего ордовика фауна наутилоидей состояла преимущественно из форм с прямой раковиной. В то же время спирально свернутые раковины составляли примерно 15% всех головоногих. Но в дальнейшем соотношения резко менялись. В девоне наряду с прямыми и слабо изогнутыми формами раковин существовало много спирально закрученных. Далее, в позднем палеозое, наутилоидей с прямой раковиной становится значительно меньше, возрастает же число видов со спиральной раковиной. Спиральная раковина, гораздо более компактная и менее громоздкая, чем прямая, оказалась более удобной для движения животного. Наутилоидеи со спирально скрученной раковиной быстро эволюционируют, приспосабливаясь к активному плаванию. Но плавали они относительно мало, невысоко над дном, на которое они могли опускаться из любого положения. Разнообразные и богатые формами наутилоидеи начинают постепенно вырождаться в девонском периоде, а с наступлением раннего карбона начинается

их вымирание.

В силурийском периоде от спирально свернутых наутилоидей происходят аммониты, а в девоне близкие к ним формы гониатиты составляют уже большую группу морских организмов. Они были подвижны в большей степени, чем их предки наутилоидеи. В течение девона, карбона, перми и всего мезозоя эволюционируют различные группы аммонитов. Их господство продолжалось до позднего мела и закончилось образованием гигантских форм, найденных в верхнемеловых отложениях. Так, один из верхнемеловых аммонитов в Вестфалии (ФРГ) достигал в диаметре 2,5 м. Аммониты существовали с начала девона до конца мела, за это время сменилось около 1500 видов.

В палеогене произошло вымирание белемнитов. Причина этого еще недостаточно выяснена. Согласно наиболее распространенной точке зрения, массовое вымирание обширных групп головоногих моллюсков было связано с появлением в морях новых активных и высокоорганизованных противников. Ими могли быть костистые рыбы, обильно расплодившиеся в середине мелового периода, и морские млекопитающие — китообразные, которые заняли место рептилий мезозоя. В связи с появлением этих хищников исчезли не только аммониты, но и белемниты. Обе группы головоногих моллюсков, которые были подвижными в условиях мезозойских морей, оказались неуклюжими и неповоротливыми по сравнению с новыми хищниками. Поэтому в борьбе за существование уцелели самые сильные и самые проворные головоногие моллюски — типа осьминогов и кальмаров с сильно редуцированным известковым скелетом.

Изменения в строении раковин аммонитов, которые произошли на заключительных этапах их истории, позволяют предполагать, что в то время им пришлось вести борьбу с более подвижными хищниками, способными дробить раковины. Эту войну аммониты в конце концов проиграли.

Однако массовое вымирание аммонитов в конце мезозойской эры могло быть вызвано и другими факторами. Некоторые исследователи полагают, что вытеснение аммонитов костистыми рыбами не могло быть главной причиной их вымирания, поскольку аммонитами питались многочисленные хищные морские рептилии, в том числе гигантские мозозавры, ихтиозавры, плезиозавры и морские крокодилы. Однако при этом медлительные наутилоидеи выжили, а аммониты погибли. По мнению нашего ученого К. Несиса, исчезновение подавляющего большинства известковых планктонных организмов было крупнейшим событием в мезозое. В результате погибли и гетеротрофные аммониты, которые ими питались.

Таким образом, общей причиной вымирания аммонитов была конкурентная борьба с костистыми рыбами, а конкретным поводом — внезапное вырождение известкового планктона — фораминифер и кокколитофорид. Но что было причиной внезапного исчезновения известкового планктона, неизвестно.

Остальные классы моллюсков — брюхоногие и двустворчатые — дожили до современной эпохи, дали большое разнообразие жизненных форм, в том числе обитающих и в пресных водах. Самым распространенным оказался класс брюхоногих моллюсков с огромным количеством ныне существующих видов. Представители класса брюхоногих моллюсков живут в морях, в солоноватых и пресноводных бассейнах, в реках и озерах, а отдельная группа их вышла на сушу и приспособилась к новому образу жизни. Множество ископаемых брюхоногих моллюсков найдено в отложениях фанерозоя, но максимального обилия и разнообразия они достигли в кайнозое.

Иглокожие (Echinodermata). Этот тип охватывает беспозвоночных животных, имеющих радиальную пятилучевую или реже двустороннюю (у некоторых ранне-палеозойских групп) симметрию

мягкого тела. Они обладают внутренним известковым скелетом, построенным из пластинок, несущих иглы, откуда данный тип и получил название иглокожих. Для иглокожих характерна амбулакральная, или водно-сосудистая система, обеспечивающая их водой, кислородом и пищей. Все иглокожие — обитатели морей с нормальной или близкой к ней соленостью. Они размножаются половым путем. Все иглокожие делятся на два подтипа — Pelmatozoa и Eleuterozoa.

К Pelmatozoa относятся все группы прикрепленных иглокожих бентоса. Они могут быть представлены и неприкрепленными формами, однако происходят все же от прикрепленных. К настоящему времени сохранился только один класс прикрепленных иглокожих — морские лилии. В геологическом прошлом существовало еще несколько классов иглокожих, ведущих прикрепленный образ жизни. К ним относятся морские пузыри текоидеи (Thecoidea), карпоидеи (Carpoidea) и морские бутоны (Blastoidea).

В эволюции иглокожих прикрепленные формы появились первыми. Довольно многочисленные представители иглокожих найдены в отложениях ордовика. Текоидеи встречаются от нижнего кембрия до нижнего карбона. Бластоидеи известны от ордовика до пермского периода включительно и в своем развитии дали формы, перешедшие от прикрепленного образа жизни к свободному, бентосному. Наиболее разнообразны формы морских лилий. Возможно, они произошли от цистоидей в кембрии или даже в докембрийское время.

В ордовике открыты остатки иглокожих, которые по своему анатомическому строению не укладываются ни в один из хорошо известных и общепризнанных классов. Сидячие формы иглокожих обитали на разных глубинах — от 20 до 5000 м. Большинство форм морских лилий живет в настоящее время на глубинах 4 — 5 тыс. м, и лишь немногие — в мелких морях. В палеозое и мезозое

морские лилии обитали преимущественно в мелководных прибрежных областях моря, некоторые переходили к свободному образу жизни. В различные эпохи возникали неприкрепленные формы. Они известны в ордовике, девоне, карбоне и в отложениях меловой системы. Однако неприкрепленные формы оставались бентосными животными. Причина развития свободных форм связана с тем, что в определенных условиях способность передвигаться дает организму существенное преимущество перед формами, живущими в одном месте, там, где животное, будучи личинкой, первоначально прикрепилось.

Подтип неприкрепленных иглокожих подразделяется на три класса: морских ежей (Echinoidea), морских звезд (Asterozoa) и голотурий (Holothuvioidea). Свободно плавающие неприкрепленные иглокожие в отличие от прикрепленных составляют значительную часть современной морской фауны. Неприкрепленные формы иглокожих ведут свое начало с раннего палеозоя. В самом палеозое подвижные иглокожие дали большое количество разнообразных форм древних ежей, которые в конце палеозоя вымерли. Все свободноплавающие иглокожие являются в значительной мере хищниками, а также пожирателями трупов различных организмов.

К настоящему времени установлено, что тип иглокожих относится к наиболее высокоорганизованной группе беспозвоночных животных — вторичноротых. Первоначально они были преимущественно двусимметричными, главным образом прикрепленными животными. Впоследствии из них выделились свободноплавающие неприкрепленные формы.

Среди подвижных форм наиболее близки между собой морские звезды и офиуры. Первые известны с кембрия, вторые — с силура. Допускают, что они выделились из раннекембрийских примитивных эдриоастероидей (древних морских звезд). По

всей вероятности, морские ежи имели родственные связи с последними. Однако наиболее древних ежей зоологи связывают с цистоидеями, а остальных — с эдриоастероидеями. Среди ныне живущих ежей наиболее примитивными считается отряд эластических ежей, большинство форм которых вымерло.

В процессе развития животного мира при общем прогрессивном поступательном движении имеются многочисленные ответвления определенных групп, эволюция которых останавливается на десятки, а то и на сотни миллионов лет.

В качестве классического примера обычно приводят род брахиопод Lingula, появившийся в ордовике и просуществовавший почти весь фанерозой без изменений. Столько же прожили роды двустворчатых моллюсков Pilina и Nucula. Из головоногих моллюсков живым ископаемым является наутилус — «жемчужный кораблик». Представители этого рода — четырехжаберные с внешней, разделенной на камеры раковиной. Она защищает мягкие части тела животного, а благодаря наличию воздушных камер, регулирует подводное плавание. Ныне живущий наутилус обитает преимущественно в спокойной воде на глубинах от 40 до 700 м в юго-западной части Тихого океана. Предшественники наутилуса существовали от раннего палеозоя до мезозоя включительно. К консервативным животным относится мечехвост Limulus, близкий к скорпионам и паукам.

Развитие позвоночных животных

Название «позвоночные» (Vertebrata) было введено в науку выдающимся французским натуралистом Ж. Б. Ламарком. Позвоночные как тип высших животных возникли позже всех в истории биосферы. Их эволюция, начиная с первых примитивных предков и кончая приматами и человеком, охватила весь фанерозой.

Эта наиболее высокоорганизованная, обширная и разнообразная группа животных из хордовых (Chordata). У представителей этого типа осевым скелетом является хорда — упругий эластичный стержень, простирающийся от хвостовой части тела животного до головной. В эмбриональном состоянии хорда присутствует у всех позвоночных, а у взрослых животных замещается чередованием хрящевых и костных позвонков. Центральная нервная система состоит из головного и спинного мозга. Головной мозг имеет весьма сложное строение и помещается в черепной коробке (хрящевой или костной), которая есть у всех без исключения позвоночных животных. У большинства позвоночных животных две пары конечностей, которые в зависимости от среды обитания и характера движения меняют свои формы (плавники, ласты, ноги, крылья).

Позвоночные подразделяются на рыб, земноводных, пресмыкающихся и млекопитающих.

Происхождение позвоночных изучено лучше других животных. По данным палеонтологии, сравнительной анатомии и эмбриологии, эволюция низших позвоночных первоначально совершалась в воде и привела к возникновению самых разнообразных круглоротых и рыб, которые приспособились к условиям обитания. Вероятнее всего, первые рыбы произошли от маленьких мягкотелых хордовых организмов, имеющих хорду и жабры и живших за счет фильтрации частиц из морской воды. Переломным этапом в эволюции позвоночных был выход их на сушу. Предками наземных позвоночных были кистеперые рыбы, а древнейшими сухопутными животными были — земноводные. Родословное дерево позвоночных животных представлено на рисунке 9.

Рыбы относятся к наиболее примитивным позвоночным. Из рыбообразных в самостоятельный надкласс выделяются бесчелюстные (Agnatha). Значительную их часть составляют круглоротые

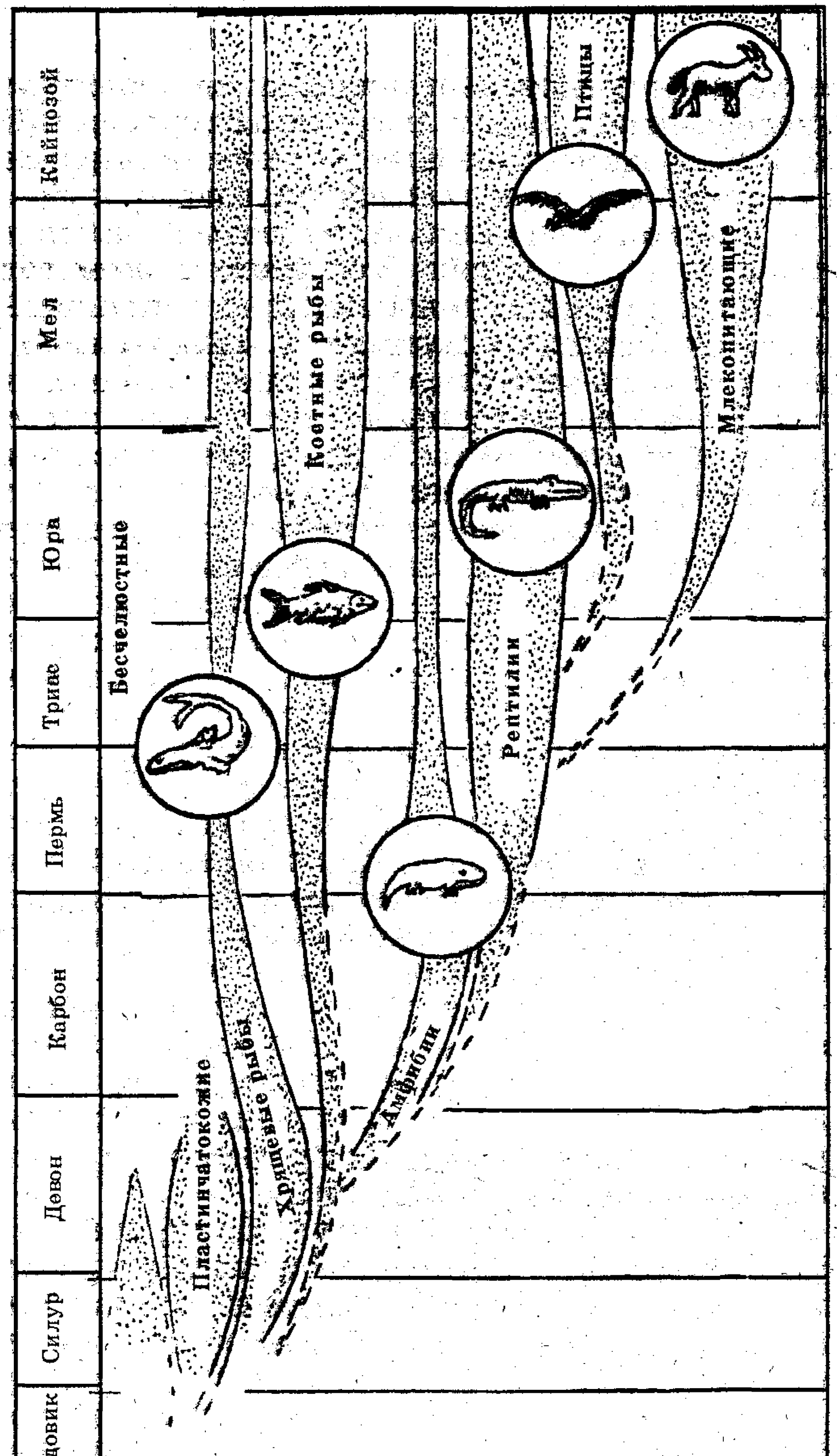


Рис. 9

Родословное дерево позвоночных животных. Толщина ветвей примерно указывает на распространенность соответствующих групп

(Cyclostomi), у которых челюсти отсутствуют. В современную эпоху они представлены миногами и миксинами, ведущими паразитический образ жизни. В ископаемом состоянии круглоротые известны с раннего ордовика. Они имели небольшие размеры, в передней головной части тела находился крупный плоский головной щит, состоящий из нескольких костяных пластинок. Глаза располагались по бокам, что было связано с придонным образом жизни животных, когда они добывали пищу с морского дна. В процессе развития от позднего силура до раннего девона бесчелюстные дали большое разнообразие форм и приспособились к новым условиям жизни. Отдельные их виды приобрели формы, удобные для плавания в открытом море. Они питались путем втягивания осадков трубкообразным ртом, а также заглатывали и плавающий планктон с поверхности. Некоторые бесчелюстные рыбообразные были сходны с современными сомами, обитающими в пресноводных водоемах. Ископаемые остатки круглоротых свидетельствуют о том, что они рано приспособились к жизни в пресных водах. В раннем девоне бесчелюстные вели разнообразный образ жизни, но они должны были питаться очень мелкими организмами планктона либо тонкими осадками морского дна. Парадоксально то, что максимальное развитие примитивных круглоротых в девоне совпадает с развитием рыб с шарообразными челюстями. В конце девона они вытеснили круглоротых, у которых не было костного скелета.

Собственно настоящие рыбы (Pisces) имеют скелет костный или хрящевой. У акуловых и осетровых сохранилась нерасчлененная хорда. Число позвонков у разных рыб резко различно — от 16 у рыбы-луны до 400 у новозеландской рыбы-ремня. Большинству рыб присуща удлиненная веретенообразная форма. Череп у костистых рыб состоит из большого числа костей; головной мозг хорошо

развит, особенно у двоякодышащих раб. Размеры рыб варьируются в широких пределах — от маленького бычка, длиной 1 см, обитающего на Филиппинских островах, до гигантской китовой акулы, достигающей 15 м в длину.

Рыбы подразделяются на три класса: пластинокожих (Placodermi), хрящевых (Chondrichthyes), костных (Osteichthyes).

Первый класс представлен лишь несколькими ископаемыми палеозойскими формами; второй объединяет не только большое количество палеозойских форм, но и акул и скатов, живущих в настоящее время; третий охватывает наиболее прогрессивную группу, которая выделилась еще в палеозое, но достигла большого разнообразия в современную эпоху.

Пластинчатокожие объединяют наиболее примитивные формы челюстных, или настоящих рыб. Тело их было покрыто пластинками, образующими своеобразный панцирь, который имел внешнее сходство с аналогичным панцирем круглоротых щиткообразных форм. Поэтому ранее часть круглоротых и некоторых челюстных рыб объединяли в одну группу под названием «панцирные». Типичным представителем их является коккостеус около 50 см длиной. По общему очертанию тела это была обыкновенная рыба, но нижняя ее часть была плоской, что характерно для донных форм, и имела довольно длинный, заостренный к концу хвост.

Другой представитель пластинокожих — динихтис — обладал мощным челюстным аппаратом с острыми выступающими краями, указывающими на то, что рыба была хищником. Главное развитие пластинокожих пришлось на девонский период. В прошлом существовало две группы плакодерм — артродиры и антиархи. Наиболее ранние артродиры были небольшими, несколько уплощенными рыбами, со слабыми челюстями. В течение девона они превратились в быстроплавающих хищников

довольно крупных размеров. В ходе эволюции панцирь становился относительно короче и большая часть тела могла участвовать в движении. Совершенствовался также и челюстной механизм.

Антиархи были покрыты более обширным панцирем, почти по всей поверхности тела. Форма их была несколько плоской. Глаза были маленькими и находились в верхней части головного щита. Однако антиархи обладали сильными членистыми плавниками, внешне похожими на руки, приспособленные для перемещения по морскому дну. Характерной особенностью антиарх было наличие у них легких, позволяющих дышать воздухом.

Плакодермы не обнаруживают родственной связи с какой-либо группой современных рыб. Они вымерли в конце девона, уступив место более совершенным рыбам.

Хрящевые рыбы охватывают современных акул и скатов. Они имеют скелет примитивного строения, состоящий из хрящей. Наиболее ранние рыбы имели развитые наружные защитные образования, которые исчезли у более поздних форм. Хрящевые рыбы — довольно древняя группа. Первые из них появились в силуре. В дальнейшем число их возрастало, а в начале карбона развились многочисленные формы. Однако в конце палеозоя количество форм резко сократилось, а уже в настоящее время хрящевые рыбы составляют незначительную часть всей фауны рыб природных водоемов. Скаты оказались более современной ветвью акул.

Костные рыбы зародились в раннем девоне. В конце палеозоя они стали господствующей группой пресноводных бассейнов и затем заселили моря. Родословная и геохронология рыб представлена на рисунке 10. В фауне современных водоемов большинство рыб относится к классу костных. Они подразделяются на три подкласса: лучеперые с лучеобразными плавниками, двоякодышащие и кистеперые. Все они обнаружены в ископаемом состоянии в нижнем девоне и, возможно, происхо-

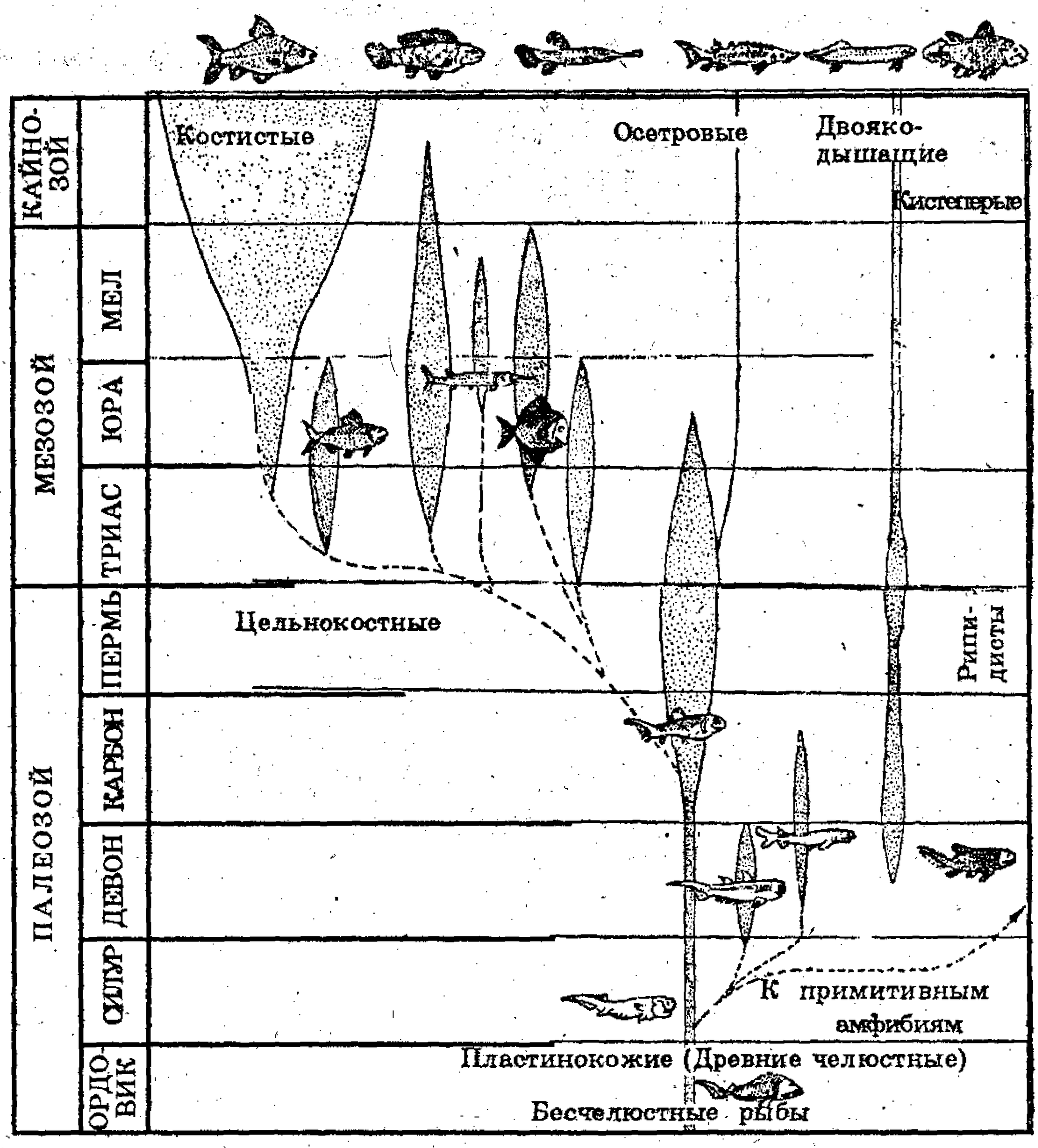


Рис. 10
Родословная и геохронология рыб (по Дж. Валентайну (1978))

дят от акантодиев. У большинства современных костисных рыб имеется плавательный пузырь, регулирующий глубину плавания. Двоякодышащие рыбы обитали в пресных водах и, судя по строению тела, плавали всегда медленно. Они приспособились к жизни в периодически высыхающих реках и мелководных озерах. Легкие помогали им выжить в сухой сезон и в дальнейшем набраться сил в период дождей, когда в воде можно было дышать жабрами. В связи с этим двоякодышащие выжили в условиях, не переносимых другими рыбами. В настоящую эпоху существует лишь три вида двоякодышащих рыб в реках Южной Африки, Австралии и Южной Америки — своеобразные живые ископаемые.

Кистеперые рыбы (Crossopterygii) приспособились к активному образу жизни, давно заселили крупные реки и озера. Они представляют собой наиболее многочисленную группу, преобладающую в морях и теперь. Некоторые кистеперые (рипидисты) обитавшие в пресных водах, дали начало земноводным в позднем девоне. В этих условиях земноводные были более приспособленными хищниками, чем их предки, которых они вытеснили из мест обитания. Сохранившиеся рипидисты в карбоне и перми увеличили свои размеры и смогли жить в крупных реках и озерах.

В современную эпоху земноводные амфибии — самый малочисленный класс позвоночных животных. Они занимают особое место среди других позвоночных, поскольку являются первыми наиболее просто организованными четвероногими обитателями суши.

Земноводные дышат легкими, имеют два круга кровообращения, трехкамерное сердце и венозную и артериальную кровь. Температура тела зависит от температуры и влажности окружающей среды, что ограничивает возможность передвижения, ориентации и распространения на суше. Земноводные могут далеко уходить от природных водоемов, как

мест своего размножения. В процессе размножения они неразрывно связаны с водой. Яйца амфибий как наземных животных лишены оболочек, предохраняющих их от высыхания, и в принципе не могут жить без воды. В связи с водным способом размножения и обитания у земноводных развивается личинка, обитающая в воде. В дальнейшем личинка развивается через ряд переходных форм (рыбоподобные, головастики и др.) и превращается в животное, обитающее на суше. В настоящее время земноводные представлены тремя отрядами: хвостатых, безногих и бесхвостых.

Выходя в процессе эволюции на сушу, животные радикально изменяли конструкцию своего тела и главнейших органов. Морская вода, давшая жизнь позвоночным, содержала большое количество разнообразных растворенных питательных веществ, которые в условиях атмосферного воздуха отсутствуют. У первых живых организмов, выбравшихся на сушу, возникли проблемы, связанные с поисками пищи. Поскольку на многих географических широтах воздух был недостаточно насыщен влагой, жизнь в условиях суши и атмосферного воздуха таила много опасностей, особенно для размножения, поскольку репродуктивные клетки весьма чувствительны к высыханию.

Соотношение свободного кислорода и углекислого газа в атмосферном воздухе отличается от водно-морского соотношения. Поэтому для сухопутных животных необходимы были механизмы, регулирующие процесс дыхания. Преломление световых лучей в воздушной среде ниже, чем в водной, что в свою очередь повлияло на строение глаз. Разная скорость распространения звука в воде и воздухе вызвала изменение слухового аппарата у животных. В воздухе организмы весят больше, чем в воде. Следовательно, выход организмов из воды на сушу потребовал совершенствования физической опоры, что не могло не отразиться на развитии и прочности скелета. Таким образом, переход

позвоночных животных на сушу и ее завоевание связаны с целым рядом изменений их тела в целях адаптации к новым условиям.

Первые представители земноводных имели крепкие кости, и их тела умеренных размеров были покрыты чешуей. По-видимому, их кожа практически не участвовала в процессе дыхания. Вместо нее для быстрого дыхания использовались легкие, изменившие объем с увеличением грудной клетки. У первых земноводных был длинный сильный хвост, увенчанный плавником, и четыре конечности, расположенные по бокам тела. По всей вероятности, тело и хвост были мощными средствами плавания, при этом в малой степени участвовали сами конечности. Древние земноводные проводили много времени в воде. В водной среде первые амфибии с их острыми зубами, глазами, расположенными в верхней части головы, и обтекаемой формой тела были похожи на небольших крокодилов.

По палеонтологическим данным, земноводные появились в раннем девоне. Родословная земноводных в масштабах геологического времени представлена на рисунке 11. Предками земноводных были кистеперые рыбы, обладавшие легкими и парными плавниками, из которых могли возникнуть пятипалые конечности. Такое заключение подтверждается поразительным сходством покровных костей черепа кистеперых с костями черепа палеозойских земноводных. У земноводных животных и кистеперых рыб были как верхние, так и нижние ребра, которые отсутствовали у двоякодышащих рыб, ведущих в общем земноводный образ жизни. Двоякодышащие рыбы, обладавшие легкими, по целому ряду признаков отличались от земноводных животных, а значит, не могли быть их непосредственными предками.

В девонском периоде происходили поднятия земной коры, обширные участки суши покрывались растительностью. Наибольшего разнообразия и

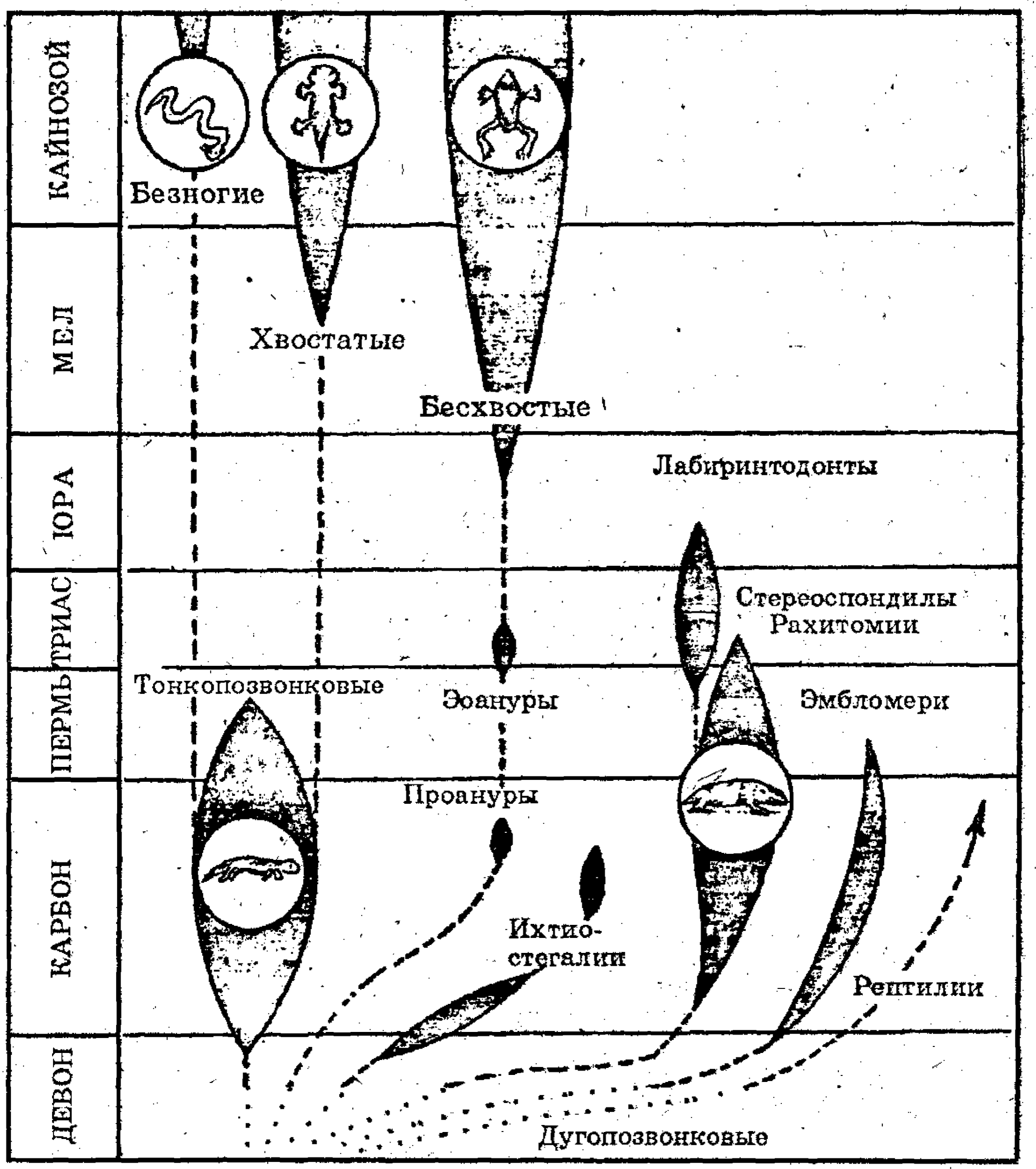


Рис. 11
Родословные связи различных групп земноводных

численности земноводные достигли в каменноугольный и пермский периоды, когда на обширных территориях господствовал влажный и теплый климат.

Ископаемые палеозойские земноводные относятся преимущественно к группе стегоцефалов, или панцироголовых. Важной особенностью этих животных был сильный панцирь из кожных костей, покрывавший черепную коробку. В целом, стегоцефалы отличались от современных земноводных рядом примитивных признаков, унаследованных от кистеперых рыб. К таким признакам, в частности, относится костный панцирь. Таз еще не соединялся с позвоночником, а плечевой пояс сохранял связь с черепом. Передние конечности были снабжены пятью пальцами.

Венцом развития древних земноводных был конец палеозойской эры, когда стегоцефалы достигли большой численности и разнообразия и еще не имели врагов среди высокоорганизованных наземных позвоночных. Данные палеонтологии и анатомии позволили подразделить их на два подкласса — дугопозвонковых (Apsidospondyli) и тонкопозвонковых (Lepospondyli).

Первый подкласс охватывает надотряд лабиринтодонтов и надотряд прыгающих (Salentia), включающий многообразных современных амфибий.

Лабиринтодонты были найдены исключительно в ископаемом состоянии и представляли собой стегоцефалов, у которых имелся «лабиринтодотный» тип зубов, полученный в наследство от их предков — кистеперых рыб. При поперечном срезе зубов обнаруживается необычайно сложная картина разветвления эмалевых петель, в целом похожая на лабиринт. К группе лабиринтодонтов относились почти все крупные земноводные каменноугольного, пермского и триасового периодов. За время своего существования земноводные испытали существенные изменения. Более ранние формы имели умеренные размеры и рыбообразную форму тела;

позднее укрупнились, тело их стало короче и толще и заканчивалось коротким толстым хвостом. Наиболее крупными представителями этих животных были мастодонзавры, обитающие в триасе. Череп их достигал 1 м в длину. Внешним своим видом они походили на гигантских лягушек, питались главным образом рыбой. Мастодонзавры были преимущественно водными животными, редко покидавшими водную стихию.

Второй подкласс, тонкопозвоночных, охватывает три отряда стегоцефалов каменноугольного периода. Он был представлен мелкими, хорошо приспособленными к жизни в воде земноводными. Многие из них вторично утратили конечности и превратились в змееподобные формы. Предполагается, что из подкласса тонкопозвоночных амфибий в дальнейшем возникли современные отряды хвостатых и безногих земноводных.

В триасовом периоде одновременно существовали крупные земноводные и примитивные рептилии. Между ними происходила борьба за существование, которая закончилась победой рептилий, завоевавших в мезозое все области обитания планеты: воздух, сушу и водную стихию.

Пресмыкающиеся, или рептилии, в своей биологической организации имели явное преимущество перед земноводными. Они значительно лучше приспособлены к обитанию на суше. По существу, в истории развития позвоночных это были первые животные, которые размножались на суше яйцами, дышали только легкими, их кожу покрывали чешуйки или щитки. Развитие рептилий, даже обитающих в воде, существенно не связано с водной средой. Волокнистая скорлуповатая оболочка яиц рептилий значительно препятствует их высыханию. По сравнению с амфибиями у рептилий более совершенная система кровообращения. Произошло дальнейшее разделение артериального и венозного тока крови. У большинства пресмыкающихся сердце трехкамерное, однако желудочек

разделен неполной перегородкой на две половины: правую — венозную и левую — артериальную. Несмотря на прогрессивное развитие покровов, органов кровообращения и дыхания, пресмыкающиеся не обеспечили себе теплокровность организма в целом, и температура их тела, подобно земноводным, зависит от температуры окружающей среды. Живущие в современную эпоху пресмыкающиеся подразделяются на четыре отряда: чешуйчатые, черепахи, крокодилы и клювоголовые. Пища рептилий довольно разнообразна, среди них встречаются насекомоядные, рыбоядные, хищники, растительноядные. В истории животного мира рептилии прошли длительный путь развития. Первые находки рептилий известны в каменноугольных отложениях. Они относятся к отряду котилозавров из подкласса анапсид. Появившись в карбоне, они значительно развились в пермский период. Котилозавры были массивными животными и передвигались на толстых пятипалых конечностях. Размеры их колебались от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров.

Родословные связи различных групп рептилий представлены на рисунке 12. Наиболее примитивной формой из всех ископаемых рептилий была сеймурия (Seymouria) — небольшое животное (до 0,5 м длиной), сохранившее ряд признаков земноводных. У него практически отсутствовала шея, зубы имели примитивное строение, а кости черепа в деталях были сходны с черепной крышкой стегоцефалов. Детальное изучение сеймуроподобных рептилий, найденных на территории нашей страны, позволило выделить группу батрехозавров, которые занимали промежуточное положение между земноводными и котилозаврами. По имеющимся данным палеонтологии и сравнительной анатомии можно заключить, что котилозавры были группой, которая дала начало всем другим основным группам пресмыкающихся.

От котилозавров произошли более подвижные

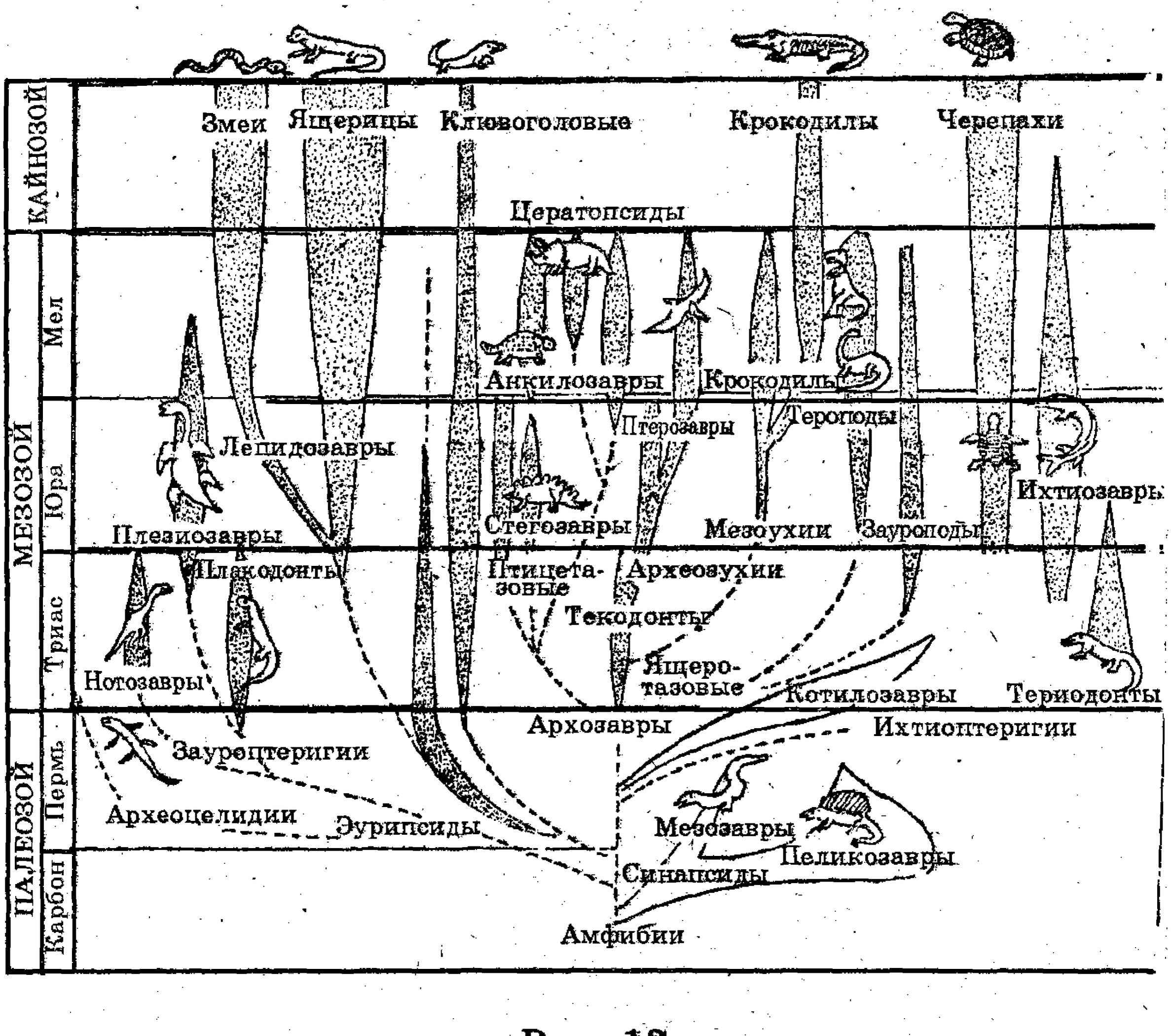


Рис. 12

Эволюция рептилий. Толщина ветвей соответствует относительной распространенности (по Дж. Валентайну, 1978)

формы рептилий. При этом их конечности удлинялись, скелет становился все более облегченным. Редукция черепного панциря проходила двумя основными путями: сначала образовалась одна височная яма, ограниченная снизу скуловой дугой, затем две височные ямы и соответственно две скуловые дуги. С учетом указанных признаков черепа всех пресмыкающихся разделяют на три группы: 1) анапсиды — с цельным черепным панцирем (котилозавры и черепахи); 2) синапсиды — с одной скуловой дугой (звероподобные, плезиозавры и, вероятно, ихтиозавры); 3) диапсиды — с двумя дугами, к ним относятся прочие пресмыкающиеся. Последняя группа наиболее многочисленна и распадается на ряд подклассов и множество отрядов.

Группа анапсид по строению черепа была особенно близка к стегоцефалам. Из этой древней ветви рептилий к настоящему времени сохранились только черепахи.

Группа синапсид отделилась от котилозавров и привела к образованию ихтиоптеригий и синатозавров. Типичными представителями ихтиоптеригий были ихтиозавры, которые возвратились в водную стихию и приобрели сходство с рыбами и дельфинами. Они имели гладкую кожу и многочисленные острые зубы, приспособленные к питанию рыбой. Размеры их варьировали от 1 до 15 м.

Представителями синатозавров были плезиозавры, которые были морскими пресмыкающимися, морфологически близкими к современным ластоногим. Они имели широкое утолщенное туловище, две пары мощных конечностей, измененных в плавательные ласты, длинную шею с маленькой головой и короткий хвост. Размеры их варьировались в широких пределах: некоторые имели лишь 0,5 м в длину, но встречались и гиганты — 15 м. Они обладали сильными мышцами, приводившими в движение ласты, которые служили лишь для гребли и не могли поддерживать корпус вне воды. Причины перехода наземных форм синапсид к

водным еще недостаточно выяснены.

Группа диапсид, объединяющая наиболее многочисленных и разнообразных рептилий, подразделяется на два подкласса — лепидозавров и архозавров. Еще в ранней перми выделились лепидозавры, известные как наиболее примитивные формы. От них произошли клювоголовые, чешуйчатые — ящерицы. Из клювоголовых в настоящее время известна гаттерия. В начале мелового периода от чешуйчатых отделились мозозавры — морские пресмыкающиеся, имевшие длинное (до 15 м) змеевидное тело и две пары конечностей в виде ластов. В конце мелового периода от ящериц отделилась новая ветвь — змеи.

От примитивного отряда эозухий, по всей вероятности, возникла большая ветвь — архозавров, распавшаяся впоследствии на три основные ветви: крокодилов, динозавров и крылатых ящеров.

Динозавры представляли собой наиболее многочисленную и разнообразную группу пресмыкающихся. Их размеры сильно варьировались — от мелких животных, величиной с кошку, до настоящих гигантов, достигающих 30 м в длину и весящих 40 — 50 т. На суше не было ничего подобного динозаврам. Масса наиболее крупных современных млекопитающих — слонов — составляет лишь 1/5 массы крупного динозавра, а наиболее близкие родственники динозавров — крокодилы весят всего лишь около 1 т. Динозавры были легкими и массивными, подвижными и неуклюжими, хищными и травоядными, лишенными чешуй и покрытыми костным панцирем с различными выростами. Они разделялись главным образом по структуре таза на две большие группы — *ящеротазовых* и *птицетазовых*. У них были разные способы передвижения. В обеих группах динозавров встречаются двуногие и четвероногие. Появились динозавры в среднем триасе.

Ящеротазовые динозавры были представлены тероподами и завроподами. Тероподы относились в основном к плотоядным хищным животным, зав-

роподы — преимущественно к травоядным. Ранние тероподы приспособились к быстрому бегу по ровной открытой местности. Некоторые тероподы по внешнему виду напоминали страусов. Они имели длинную шею и небольшую голову со слабыми челюстями, быстро бегали на длинных ногах и были всеядными. Наряду с быстробегающими мелкими тероподами существовали и крупные животные, обладавшие огромной силой. Они были двуногими, опирались на мощные задние конечности и обладали малыми передними. К ним относились тираннозавр, цератозавр, аллозавр. Тираннозавр весил больше, чем самый крупный слон, достигал 10 м в длину и 6 в высоту. Тираннозавры имели мощный череп с острыми зубами. Передние конечности были сильно уменьшенными и служили лишь для захвата пищи. Животные прыгали на задних конечностях, опираясь на хвост. Огромные тероподы, по всей вероятности, питались животными из группы ящеротазовых и птицетазовых.

В юрский и меловой периоды развивались завроподы. Это были самые крупные животные на поверхности континентов за всю историю Земли. Они обладали массивными скелетами, но у большинства форм задние конечности были длиннее и сильнее, чем передние. Это связано с тем, что задние конечности должны были удерживать массивный таз, большую часть тяжелого позвоночника и длиный хвост. Передние же конечности были опорой только грудной клетке, сравнительно легкой шее и голове.

К крупным представителям ящеротазовых динозавров относились бронтозавр, диплодок, брахиозавр. Исходя из строения тела и массы этих динозавров, можно допустить, что все они, подобно бегемотам, большую часть времени проводили в воде. Они обладали слабыми зубами, пригодными для поедания лишь мягкой водной растительности, а у диплодока ноздри и глаза были сдвинуты кверху, что позволяло ему видеть и слышать,

выставив из воды только часть головы.

Птицетазовые динозавры имели пояс задних конечностей, похожий на птичий. Они обладали средними размерами и разнообразными формами. Большинство из них передвигалось на четырех ногах. Животные были растительноядными, что отразилось на строении их зубов, имели хорошо развитый панцирь, иногда покрытый разного рода наростами в виде рогов, шипов и т. п. Главное развитие птицетазовых динозавров приходилось на юрский и меловой периоды. Типичными представителями были игуанодонты, стегозавры и трицератопсы.

Игуанодонты передвигались на задних ногах и достигали в высоту 5 — 9 м. Они были лишены панциря, первый палец передних конечностей представлял собой косой шип, могущий служить хорошим средством защиты от хищников. У стегозавров была крошечная голова, на спине располагался двойной ряд треугольных пластин, на хвосте несколько острых шипов. Длина стегозавра составляла 5 — 6 м.

В позднем мелу появились трицератопсы (церапсиды) — динозавры с роговоподобными выростами на черепе, служившими средством защиты от хищников. Трицератопс был похож на носорога. Большой рог размещался в конце морды, на носу, и пара рогов — над глазами. По размерам трицератопсы превосходили наиболее крупных носорогов, известных в настоящее время.

Птерозавры были первыми летающими позвоночными животными. Их передние конечности представляли собой настоящие крылья. К этой группе относится икарозавр, у которого ребра выдавались далеко в сторону. При полном выпрямлении ребер покрывающая их кожа легко могла превращаться в крыло. Первые летающие ящеры были не больше белки. По всей вероятности, они были не менее разнообразны, чем более крупные летающие формы, появившиеся в юрский и мело-

вой периоды. Полагают, что икарозавры были лучше приспособлены к управлению несущими поверхностями и при этом у них сохранились развитые конечности, позволяющие ходить по земле, лазить и ощупывать различные предметы.

Настоящие птерозавры, или птеродактили, имели ряд общих черт с птицами: скрещенные грудные позвонки, большую грудину с килем, сложный крестец, полые кости, лишенную швов черепную коробку, большие глаза. Питались они преимущественно рыбой и жили в прибрежных скалах. У всех птерозавров тело было легким, с полыми костями, голова удлиненная и челюсти иногда со множеством зубов. Птерозавры были разные по величине — от размера воробья до гигантов, размах крыльев которых достигал 7 м. Птерозавры были представлены разными формами. Среди них примитивная группа рамфоринхов, имеющих длинный хвост для регулирования полета, и более высокоорганизованная группа собственно птеродактилей с зачаточным хвостом. Гигантские летающие ящеры — птеранодоны — были самыми крупными летающими животными на Земле. При размахе крыльев до 7 м птеранодон весил 16 кг. Большая площадь крыла и легкая конструкция тела указывают, что птеранодоны преимущественно планировали и могли летать, взмахивая крыльями лишь в крайне необходимых случаях.

Из пермских котилозавров выделилась особая группа синапсид с развитыми челюстями, мощной мускулатурой и прогрессивной дифференциацией зубной системы — разнозубостью. Это сближало их с высшим классом позвоночных животных — млекопитающими.

В конце мелового периода произошло массовое вымирание мезозойских рептилий. Для объяснения этого события были предложены различные гипотезы, в том числе указывались и космические факторы. Пожалуй, здесь нет необходимости заниматься критическим обзором всех этих представле-

ний. Однако на одной вероятной причине следует остановиться. Большинство пресмыкающихся в течение мезозойской эры приобрели относительно высокую специализацию в разных средах обитания, которые были в общем стабильными. В конце мезозоя орогенные процессы значительно усилились (эпоха ларамийского орогенеза), что отрицательно сказалось на условиях обитания рептилий. Дополнительно большую роль сыграла борьба за существование с другими, более высокоорганизованными животными — птицами и млекопитающими. Благодаря теплокровности и высокоразвитому мозгу они оказались лучше приспособленными и вытеснили менее развитых рептилий. В то же время следует отметить, что проблема массового вымирания мезозойских рептилий еще далеко не решена.

Птицы представляют собой класс позвоночных более высокой организации, чем рептилии. Поверхность их тела покрыта перьями, а передние конечности превращены в крылья. В организме птиц происходит интенсивный обмен веществ при постоянной и высокой температуре тела. Сердце у птиц четырехкамерное и артериальная кровь отделена от венозной. Хорошо развит головной мозг и органы чувств, особенно органы зрения и слуха. Птицы занимают первое место среди наземных позвоночных по скорости полета и по способности преодолевать огромные пространства. Размножение птиц как разнополых животных осуществляется с помощью яиц. Однако по сравнению с пресмыкающимися птицы откладывают меньше яиц. Сложность биологических явлений, и особенно сложность заботы о потомстве, резко отличают птиц от рептилий.

Много анатомических данных указывает на сходство птиц и рептилий. По образному выражению Томаса Гексли, птицы являются «взлетевшими рептилиями». Это подтверждается переходной ископаемой формой, найденной в золенгофенских

глинистых сланцах верхней юры в Средней Европе. Эта форма была названа археоптериксом. Первая находка археоптерикса была сделана в 1859 г. и была интерпретирована в качестве представителя птерозавров. Следующая, более удачная находка была сделана в 1861 г. Животное имело перья, и его уверенно можно было отнести к первичнокрылым. Археоптерикс был птицей по характеру оперения. По некоторым другим признакам он представлял собой переходную форму от рептилий к птицам. По всей вероятности, археоптерикс произошел от мелких динозавров из группы теропод. Не исключено, что они были теплокровными. Развитие перьев служило тепловой изоляцией для всего тела. Археоптерикс еще жил на земле, но уже был способен с помощью крыльев подпрыгнуть вверх за добычей. Жизнь на деревьях явилась одним из важных условий в эволюции птиц.

Остатки птиц в виде костей и скелета сохраняются в геологических условиях исключительно плохо. Поэтому в эволюции птиц остается большой пробел, охватывающий 50 млн лет после археоптерикса. Сохранившиеся ископаемые остатки некоторых морских птиц встречаются в отложениях верхнего мела. Птицы стали разнообразнее лишь после мелового периода, когда динозавры вымерли и птицам была предоставлена широкая возможность для длительного развития. Некоторое время первичные птицы и птеродактили существовали совместно, находясь в конкурентной борьбе друг с другом. Ловкие и теплокровные птицы стали сильными врагами пресмыкающихся в войне за господство на суше.

В верхнемеловых отложениях Северной Америки были найдены остатки двух родов птиц — ихтиорниса и гесперорниса. Ихтиорнис имел позвонки, близкие к таковым рептилий и рыб. Эти птицы величиной с голубя имели челюсти, снабженные еще острыми зубами, крылья построены так же, как у современных птиц. Гесперорнис представлял

собой форму, приспособленную к водному образу жизни, достигал в длину 1,5 м. Гесперорнис был водной птицей, его длинные челюсти имели загнутые назад зубы, приспособленные для захвата небольших рыб. Остатки гесперорниса были найдены в тех же слоях, что и кости гигантского птеранодона, который был современником этой бескрылой птицы.

В начале палеогена птицы стали, в общем, довольно разнообразными, появились нелетающие — бегающие формы. К ним относится диатрима — гигантская нелетающая птица, выше 2 м ростом, с огромным острым клювом и мощными когтистыми лапами. Южные материки населили в значительном количестве крупные нелетающие птицы. В неогене в Южной Америке жила фороракс — огромная нелетающая птица до 2 м ростом. Голова ее по размерам была соизмерима с головой современной лошади. Моа из Новой Зеландии представлял собой гигантского страуса, до 5 м высотой. Эпиорнис (Aepiornis — птица-слон) — огромная нелетающая птица — еще недавно населял Мадагаскар.

Пингвины довольно рано приспособились к водной среде и стали хорошими пловцами, приобрели обтекаемую форму, успешно маскируются под водой и защищены от холода перьями и жиром. Они населяют небольшие океанические острова и Антарктику, где отсутствуют сухопутные хищники, которые могли бы нападать на пингвинов. Кайнозойские ископаемые остатки указывают, что пингвины могли достигать ростом порядка 2 м.

В современную эпоху птицы распространились по всей планете, обитая в разных условиях, и на неблагоприятные изменения этих условий реагируют путем кочевок и перелетов.

Завершил этап развития позвоночных животных **класс млекопитающих.** За сравнительно короткий отрезок времени они достигли высокой ступени развития. Это выразилось в преобразова-

нии рогового покрова тела млекопитающих в волосяной, защищающий организм от потери тепла; в совершенствовании черепа; в развитии органов дыхания, кровообращения, головного мозга и особенно — коры больших полушарий; в живорождении и вскармливании детенышей молоком.

Предками млекопитающих, по всей вероятности, были звероподобные пресмыкающиеся (Theriodontia), появившиеся в пермский период. В течение мезозойской эры млекопитающие были всеядными или преимущественно насекомоядными, преобладали мелкие формы. Подлинный расцвет млекопитающих наступил в кайнозойскую эру: они стали крупнее и разнообразнее в морфологическом отношении.

В течение всей эволюции животных можно проследить одну важную их особенность, связанную с развитием головного мозга. Еще в 1851 г. видный американский геолог Д. Дана (1813 — 1895) указал, что за геологическое время непрерывно изменялась и развивалась нервная система животных, и особенно головной мозг. Происходит процесс цефализации позвоночных, который отчетливо проявляется при сравнении различных таксономических групп.

Известно, что первоначально живые существа вовсе не имели нервной системы и процесс цефализации проходил ряд ступеней. На первой ступени, более 500 млн лет тому назад, у животных организмов образовались специализированные нервные клетки, передающие раздражения и регулирующие процессы движения и питания. В нервных клетках импульс передавался скорее, чем в остальных.

Вторая ступень цефализации заключалась в перестройке сети нервных клеток в нейроны. Эта система становилась более совершенной, возбуждение в ней передавалось со скоростью 4 — 15 см/с. Для сравнения укажем, что скорость передачи нервного импульса у пиявки 40 см/с, у ракообразных 120

см/с, у сколопендры 250 см/с. Отдельные скопления нервных клеток образуют *ганглии*, которые начинают собственно процесс цефализации в узком смысле слова.

Наиболее рано стала совершенствоваться нервная система головоногих моллюсков. Появление у них щупалец и развитых глаз было связано с централизацией нервной системы. В мозгу головоногих произошла специализация отдельных его частей, которые управляли определенным органом тела: руками, глазами, чернильными железами. В то же время у головоногих увеличилась скорость передачи нервных импульсов до 25 м/с.

Нервная система насекомых была весьма специфической — она находилась в сильной зависимости от соответствующих сообществ. Мозг насекомых состоял из двух полушарий, каждое из которых заведовало своей половиной тела. Хитиновый покров ограничивал размеры тела, а когда оно увеличивалось, подвижность животного уменьшалась. В то же время пассивное трахейное дыхание не обеспечивало кислородом большое скопление клеток. В силу этих обстоятельств насекомые были невелики.

Наиболее четко цефализация проявилась у позвоночных животных. Скорость передачи нервных импульсов зависела от температуры тела: при повышении ее скорость увеличивалась. Как считают палеонтологи, головной мозг гигантских ящеров был не больше, чем у котенка, а спинной мозг справлялся с управлением тела.

Наиболее высокая ступень цефализации была достигнута у теплокровных млекопитающих. Нервная система их действует при постоянной температуре + 31 ... + 40 °С. Нервные клетки приобрели специальную оболочку, что ускорило прохождение нервного импульса. Однако самым важным событием было увеличение объема головного мозга. В ряду млекопитающих от древних до современных возрастает абсолютный и относительный объем

головного мозга, количество нейронов, площадь всех отделов мозга. У млекопитающих качественно изменилась вся нервная система и головной мозг, что дало им большое преимущество в борьбе за существование с другими классами позвоночных животных.

Наряду с прогрессирующими в своем развитии главными типами животного мира среди позвоночных животных также встречались представители консервативных групп, мало изменившиеся в ходе геологической истории. Однако случаи персистентности организмов среди позвоночных значительно более ограничены, чем у беспозвоночных животных. Среди позвоночных животных примером является Latimeria — современная кистеперая рыба, обитающая на глубинах 150 — 800 м и выловленная в Индийском океане впервые в 1938 г. К наземным живым ископаемым относится ящерица Sphenodon punctatus, древняя лягушка Leiopelma и маленький страус киви-киви в Новой Зеландии.

Вся древняя фауна сумчатых в Австралии представляется, по существу, уникальной в своем роде по древности, таких животных нет на других материках земного шара.

Развитие млекопитающих

Млекопитающие представляют собой высший класс позвоночных животных, который по степени своей организации венчает всю систему царства животных. Наиболее существенные черты общей организации млекопитающих заключаются в следующем.

1. Они обладают совершенной системой регулирования тепла, что обеспечивает им относительно постоянную температуру тела. Таким образом, создается постоянство внутренней среды организма. Эти свойства имеют решающее значение в распространении млекопитающих в разнообразных физико-географических условиях.

2. Они являются живородящими и вскармливают детенышей молоком, что обеспечивает лучшую сохранность животных в младенческом возрасте и возможность размножения в разнообразных условиях.

3. Млекопитающие обладают высоким уровнем развития нервной системы, которая обеспечивает сложные и совершенные формы приспособления организмов к внешней среде и всю систему взаимодействия различных органов тела.

Все отмеченные свойства определяют почти повсеместное распространение млекопитающих в биосфере, где они заселяют все жизненные среды: воздушно-наземную, водную и почвенно-грунтовую. Млекопитающие распространены по всему земному шару. Нет их только на Антарктическом континенте, однако на его побережье находят тюленей.

Ближайшими предками млекопитающих были древние палеозойские рептилии, сохранившие некоторые черты строения амфибий: кожные железы, расположение сочленений в конечностях. Палеонтологи допускают, что подобной предковой группой был подкласс звероподобных (Theromorpha). Наиболее близок к млекопитающим один из его отрядов — зверозубых (Theriodontia). У ископаемых остатков этих животных зубы были дифференцированы на те же группы, что и у млекопитающих, т.е. на резцы, клыки и коренные, и находились они в альвеолах. Имелось вторичное костное небо — весьма характерный признак млекопитающих. Родословные связи отдельных групп млекопитающих животных показаны на рисунке 13.

Малые размеры древних млекопитающих указывают, что предками их, вероятно, были примитивные и мелкие зверозубые, например, иктидозавр из верхнего триаса Южной Африки. Это было животное размером с крысу, скелет которого удивительно сходен со скелетом млекопитающих, только нижняя челюсть у него состояла из нескольких

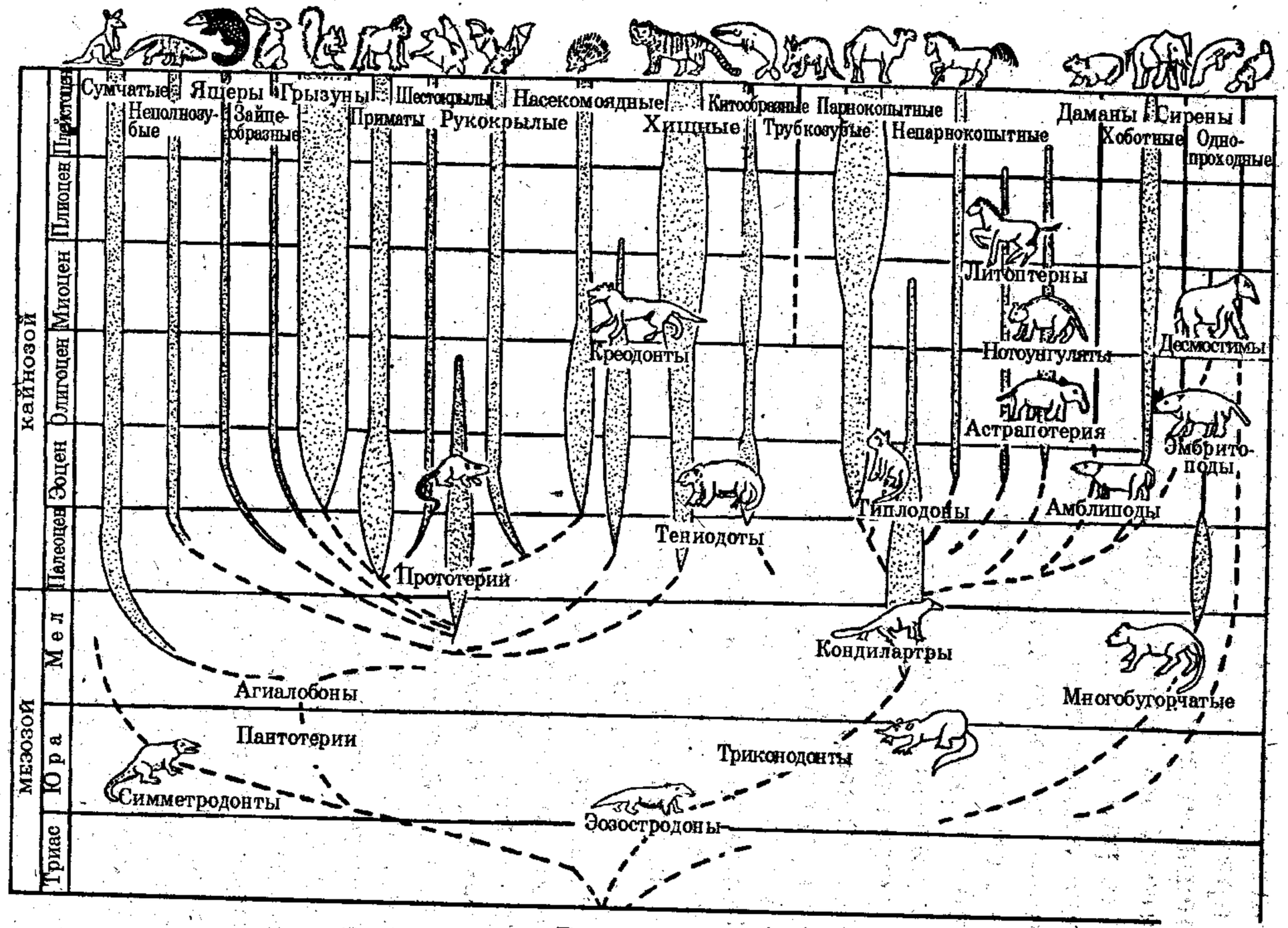


Рис. 13

Эволюция млекопитающих. Толщина ветвей соответствует относительной распространенности. (По Дж. Валентайну, 1978)

костей.

По палеонтологическим данным, зверозубые просуществовали лишь до позднего триаса. Реальные палеонтологические находки древних млекопитающих приурочены к юрским отложениям. Они представлены высоко специализованными животными, и поэтому их возникновение может быть отнесено к более раннему периоду — триасу. С конца его до неогена существовали так называемые многобугорчатые — мелкие животные размером с крота, и лишь немногие из них достигали размеров сурка. Клыков у них не было, а резцы были развиты очень сильно. Многобугорчатые представляли собой специализированную форму растительноядных зверей. Возможно, их самые ранние формы дали начало однопроходным. Во всяком случае, строение их зубов сходно с зубами зародыша утконоса.

Плацентарные млекопитающие, вероятно, как и сумчатые, произошли от пантотериев (отряд бугорчатозубых) в начале мелового периода. Самые ранние формы относятся к насекомоядным. Они известны из позднемеловых отложений Монголии. В меловой период плацентарные млекопитающие разделились. Китообразные и грызуны дали боковые ветви. Насекомоядные были предками многих отрядов млекопитающих. От них произошли летучие мыши, неполнозубые, приматы и др. Хищнокопытные образовали единый ствол, который со временем разделился на две ветви — хищных и копытных. От древних хищных, или креодонтов, возникли ластоногие, от копытных — непарнокопытные, парнокопытные и, вероятно, хоботовые. Во второй половине кайнозоя плацентарные млекопитающие стали господствующей группой животных на земном шаре.

Сумчатые млекопитающие появились в начале мелового периода. Остатки их обнаружены в отложениях верхнего мела Северной Америки и палеогена Евразии. Отсюда можно заключить, что родиной сумчатых могло быть северное полушарие.

Однако в неогене они были вытеснены более высокоорганизованными плацентарными млекопитающими, а в настоящее время сумчатые сохранились лишь в Австралии, Новой Гвинее и Южной Америке.

По палеонтологическим данным, высшие плацентарные млекопитающие произошли от трехбугорчатых в начале мелового периода. Они образовали 31 отряд, из которых 17 дожили до настоящего времени, а 14 полностью вымерли. Плацентарные млекопитающие развивались одновременно с сумчатыми.

Древнейшим отрядом млекопитающих были насекомоядные, остатки которых найдены в отложениях верхнего мела. Эти маленькие зверьки вели частично наземный, частично древесный образ жизни. Приспособление ряда древесных насекомоядных к планированию, а затем к полету привело к образованию летающих форм — отряда рукокрылых. Постепенный переход к питанию более крупными животными и увеличение размеров явилось существенной предпосылкой для формирования отряда древних хищников, или креодонтов, что произошло в начале палеогенового периода. Однако в дальнейшем, когда травоядные формы приобрели большую подвижность, креодонтов вытеснили более совершенные хищники — непосредственные предки современных Carnivora. Уже в олигоцене обитали предковые группы вивер, куниц, собак и кошек, а в неогене — крупные саблезубые кошки с огромными изогнутыми клыками.

Еще в начале палеогена хищники разделились на две неравноценные группы — наземных хищников и меньшую — ластоногих. Ластоногие стали обитателями морских и пресных водоемов, питались главным образом рыбой.

От креодонтов, перешедших к растительной пище, в самом начале палеогена зародились первые копытные, или кондиляртры. Первоначально это были относительно мелкие (размером от куни-

цы до волка) всеядные животные с умеренно длинными клыками, бугорчатыми коренными зубами и пятипалыми конечностями, в которых наиболее развитым был средний палец. От кондиляртр произошли две ветви современных копытных — непарнокопытные и парнокопытные.

В эоцене появились хоботовые, однако происхождение их неясно. Также неясным остается происхождение китообразных. От древних насекомоядных, по-видимому, ведут свое начало грызуны, неполнозубые, трубкозубые и приматы.

Эволюция млекопитающих проходила в течение всей кайнозойской эры. На суше преобладали цветковые растения, служившие важной кормовой базой для развития и расселения на разных континентах класса млекопитающих. Во многих случаях животные вынуждены были приспосабливаться к новым экологическим условиям. При этом предковые формы исчезали, а потомки становились более совершенными и превращались, по сути, в новые виды. Разделение континентов в кайнозойской эре привело к возникновению относительно изолированных зоогеографических областей, сохранивших реликты древней фауны. В эпоху господства сумчатых полностью отделился Австралийский материк. Несколько позже от Северной Америки отошла Южная, сохранившая реликты фауны начала кайнозойской эры. К тому времени Южная Америка полностью утратила возможность обмена животными с другими материками. В начале палеогена Южную Америку населяло много млекопитающих, которые 40 — 30 млн лет назад развивались самостоятельно, без влияния пришельцев.

Первоначально в Южной Америке господствующее положение занимали сумчатые. По своим размерам они превышали опоссумов и были более плотоядными. В дальнейшем сумчатые становились крупнее и сильнее. В миоцене появились сильные и гибкие животные. Впоследствии они стали еще крупнее, достигнув размеров саблезубого тигра.

Населяющие Южную Америку плацентарные млекопитающие в дальнейшем не превзошли сумчатых. Фауна плацентарных была представлена разнообразными формами. Было много копытных четвероногих величиной от кролика до носорога, имевших резцы для обгладывания древесной растительности. Тоатерий походил на лошадь головой и длинными передними зубами, приспособленными для перетирания растительной пищи, а также прямым позвоночником и однопалыми тонкими ногами.

Предки броненосцев, ленивцев и муравьедов известны из ранне-палеогеновых отложений Южной Америки. В процессе эволюции они образовали гигантские формы. Броненосец плейстоцена — глиптодон достигал в длину почти 1,6 м. У него была толстая, как бы бронированная шапка на голове, а также панцирь, покрывающий тело. Все это естественно требовало мощного скелета. В Южной Америке существовали гигантские наземные ленивцы. Некоторые из них были размером со слона. Гигантские муравьеды приспособились питаться термитами, они разоряли их гнезда мощными когтистыми лапами.

Установившаяся в Южной Америке экосистема относительного равновесия сумчатых и плацентарных подверглась резким и сильным изменениям в позднем плиоцене. Тогда возник центрально-американский перешеек, и впервые за 40 млн лет животные могли свободно перемещаться между Северной и Южной Америкой. Более высоко организованный североамериканские млекопитающие обрекли на вымирание большинство коренных «южноамериканцев», в частности копытных и крупных сумчатых. И лишь незначительная часть южноамериканских млекопитающих проникла в Северную Америку. К ним относятся опоссум, броненосец. Гигантские наземные ленивцы достигли Аляски.

В Северной Америке и Евразии происходила

эволюция крупных животных — копытных и слонов. Эволюция лошадей изучена лучше всего. Основные ее этапы совершались в Северной Америке. К предкам лошадей относят гиракотерия (Hyracotherium) или эогиппуса (Eohippus), размером с небольшую собаку. Остатки этого предка датируются палеоценом. Однако гиракотерий мог быть также далеким предком других непарнокопытных — тапиров и носорогов. Гиракотерии быстро передвигались в пространстве и питались преимущественно листьями кустарников. В эоцене и олигоцене размеры лошади увеличивались, ноги их удлинялись и стали трехпалыми, а зубы приспособились к подрезанию и измельчению листьев. В начале неогена возникли обширные пространства, покрытые травами. В результате у всех травоядных животных, обитавших на открытых равнинных просторах, появился хороший источник питания. В этих условиях лучше всего существовали лошади, зубы которых были как раз приспособлены для измельчения растительной пищи. Таким образом, лошади из животных, общипывающих листву кустарников и побеги, превратились в пасущихся животных. Правда, в миоцене небольшое количество лошадей еще населяло кустарниковую местность, и они сохранили трехпалые конечности. Животные достигали размеров современного пони. Дальнейшее развитие лошадей выразилось в образовании гиппарионовой фауны, широко распространившейся на обширных просторах Северной Америки и Евразии. Гиппарионы представляли собой небольших лошадей, у которых трехпалые конечности характеризовались резким уменьшением боковых пальцев и ярко выраженным копытом. От гиппарионов ведут свое происхождение предки настоящих лошадей современного рода Equus.

Гиракотерии дали потомков других непарнокопытных — титанотериев и носорогов. Эволюция носорогов протекала сложно, в результате образовались очень разнообразные и причудливые фор-

мы. Предками носорогов были массивные животные с короткими ногами. Они питались листьями и молодыми побегами. Существовали и мелкие носороги с длинными ногами, но они вымерли в олигоцене, вероятно, не выдержав конкурентной борьбы с лошадьми. Многие носороги напоминали современных гиппопотамов. Среди носорогов встречались крупные животные. Носорог белуджитерий был самым крупным млекопитающим из всех известных их сухопутных форм. Его рост достигал 5 — 6 м. Благодаря этому животное могло питаться листьями и молодыми побегами высоких деревьев. Белуджитерий жил в позднем олигоцене и раннем эоцене в Центральной Азии.

История развития слонов довольно сложна. Заключительный этап их развития начинается с неогена. Позднекайнозойские их предки изменили способ пережевывания пищи: челюсти двигались лишь в одном направлении — вперед и назад по одной линии. Это изменение жевательных функций вызвало изменение морфологических особенностей головы.

Среди млекопитающих выделился отряд приматов, предки которых, по палеонтологическим данным, известны с мелового периода. Наиболее древние приматы были похожи на современных лемуров и долгопятов.

Примерно 80 млн лет назад появились древнейшие приматы, которые обитали на деревьях. В палеогене (67 — 25 млн лет назад) произошло разделение древних приматов на низших и человекообразных обезьян, а 12 — 8 млн лет назад в Индии и Африке появились рамапитеки — древнейшие из известных приматов, обладавшие чертами сходства с человеком. В плиоцене (около 5 млн лет назад) в Африке появляется австралопитек — ближайший предшественник человека среди приматов, ходивший на двух ногах и применявший первые орудия. Австралопитеки существовали 5 — 1 млн лет тому назад. Время перехода некоторой

части австралопитеков к труду относится приблизительно к дате 2,6 млн лет тому назад, что отмечается уникальными находками предков человека в Восточной Африке. В эпоху раннего палеолита появляется первый настоящий человек.

Общие закономерности биологической эволюции

В процессе эволюции органического мира биосферы, отмечаемого палеонтологической летописью, выделяются некоторые важные закономерности, которые могут быть охарактеризованы следующим образом.

1. Необратимость эволюции — выступает наиболее ясно. Эта необратимость естественно вытекала из сущности эволюционного учения. По отношению к палеонтологической летописи закон необратимости эволюции был сформулирован бельгийским палеонтологом Л. Долло (1857 — 1931) в 1893 г. Он может быть выражен следующим образом — организм не может вернуться хотя бы частично к предшествующему состоянию, которое было уже осуществлено в ряду его предков.

2. В ходе геологического времени происходит ускорение биологической эволюции. Эта закономерность ускорения эволюции была подмечена уже давно и рассматривалась как проявление определенных свойств живого вещества в биосфере нашей планеты.

Ускорение темпов развития органического мира от давних времен к современной эпохе было отмечено также одним из основателей эволюционной палеонтологии — В. О. Ковалевским. В письме к брату от 27 декабря 1871 г. он писал: «Интересен факт ускорения хода жизни, так сказать; от лаурентианской до силюрийской прошло, конечно, больше времени, чем от силюрийской до настоящей 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 от 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» (цитировано по Л. Ш. Давиташвили, 1948, с. 413.).

Основываясь на материале работ Э. Геккеля, опубликованных в 1874 — 1875 гг., Ф. Энгельс отмечал как естественно-историческую закономерность ускорение темпов развития органического мира в течение геологического времени. «По отношению ко всей истории развития организмов надо принять закон ускорения пропорционально квадрату расстояния от исходного пункта», — писал Ф. Энгельс.

В настоящее время в свете радиологически установленных геохронологических данных можно показать сравнение длительности различных геологических эр:

Кайнозойская эра	60 млн лет
Мезозойская эра	170 млн лет
Палеозойская эра	340 млн лет

В данном сравнении совершенно отчетливо выступает сокращение геологических эр по направлению к современной эпохе, что, естественно, отражает ускорение темпов эволюции, поскольку между началом и концом каждой эры наступали кардинальные изменения в составе флоры и фауны.

3. Эволюция отдельных групп организмов протекала с разной скоростью. Наблюдаются консервативные группы — практически не изменившиеся в ходе геологического времени. Они названы персистентными. Наиболее персистентными оказались некоторые бактерии и сине-зеленые водоросли, по существу, не изменившиеся со времени раннего докембрия.

Поздние палеозойские и мезозойские формы выс-

ших растений просуществовали десятки и сотни миллионов лет и могут быть отнесены к персистентным. В настоящее время среди растительного мира сохранились «живые ископаемые» — термин, который впервые употребил Ч. Дарвин.

Персистентные формы известны среди беспозвоночных животных, ярким примером чему является брахиопода-лингула. Среди позвоночных также известны персистентные формы, которые отмечались ранее.

Однако персистентные формы в настоящее время составляют небольшую часть известных организмов.

4. На фоне общей тенденции ускорения эволюции были отдельные эпохи повышенного видообразования. Наиболее вероятно, это было связано с действием радиоактивности. Так, в ходе геологической истории возникали отдельные регионы, обогащенные радиоактивными элементами, которые вызывали мутационные процессы в организмах. С. Г. Неручев (1983) выделил в изученной истории Земли 30 эпох интенсивного накопления планктоногенного органического вещества и урана, создавшего радиоактивную среду. Эти эпохи характеризуются значительным ускорением мутационного процесса, видообразования и сменой фауны и флоры, а промежутки между ними — затуханием видообразования и вымиранием организмов.

5. Среди животных в ходе геологического времени проходит направленное изменение нервной системы. Еще в 1851 г. американский геолог и биолог Д. Дана указал, что за геологическое время непрерывно изменялась и развивалась нервная система животных и особенно — головной мозг. Происходил процесс цефализации, особенно у позвоночных животных. Это явление могло быть принято в качестве правила, которое В. И. Вернадский назвал **принципом Дана**. Согласно В. И. Вернадскому: «В хронологическом выражении геологических периодов мы непрерывно можем проследить это явление от

мозга моллюсков, ракообразных и рыб до мозга человека. Нет ни одного случая, чтобы появлялся перерыв и существовало время, когда добытые этим процессом сложности и сила центральной нервной системы были потеряны и появлялся геологический период, геологической системы с меньшим, чем в предыдущем периоде, совершенством центральной нервной системы». Таким образом, у животных происходило непрерывное увеличение и развитие центральной нервной системы — головного мозга.

ЛИТЕРАТУРА

Баландин Р. К. Время — Земля — мозг. Минск, 1979.

Баландин Р. К., Денисенко В. И. Геологическая вечность жизни. Химия и жизнь, 1982, N 2, С. 30 — 35.

Берг Л. С. Соображения о происхождении наземной и пресноводной и морской флоры и фауны. Бюлл. МОИП, Отд. биолог. 1947, т. 52, N 5.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965.

Вернадский В.И. Биосфера (избранные труды по биогеохимии) М.: Мысль, 1967.

Видаль Г. Древнейшие эукариотические клетки. В Мире Науки, 1984, N 4.

Войткевич Г. В., Холодков Ю. И. Следы древней жизни на Земле. Ростов-на-Дону, 1976.

Войткевич Г. В. Геологическая хронология Земли. М.: Наука, 1984.

Войткевич Г. В. О происхождении биосферы. Известия вузов, Северо-Кавказский район, 1994.

Войткевич Г. В. Начало биосферы в свете данных космохимии. Научная Мысль Кавказа, 1995. N 1.

Вологдин А. Г. Земля и Жизнь. М.: Недра, 1976.

Герасименко Л. М., Заварзин Г. А. Реликтовые цианобактериальные сообщества. Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993, С. 222 — 254.

Гладышев Г. П. Движущая сила биологической эволюции. Вестник Российской Академии Наук, 1994, N 3.

Грант В. Эволюционный процесс. М.: Мир. 1991.

Давиташвили Л. Ш. История эволюционной палеонтологии от Дарвина до наших дней. М.: АН

ССР, 1948.

Дарвин Ч. Происхождение видов путем естественного отбора. М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 3.

Заварзин Г. А. Бактерии и состав атмосферы. М.: Наука, 1984.

Заварзин Г. А. Развитие микробных сообществ в истории Земли. Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, С. 212 — 222.

Заварзин Г. А. Сила парадигмы в биологии. Вестник Российской Академии Наук, 1995, N 1. С. 8 — 17.

Камшилов М. М. Эволюция Биосферы. М.: Наука, 1979

Клауд П. Биосфера. В Мире Науки, 1983, N 11.

Криштофович А. Н. Палеоботаника. Л.: Гостоптехиздат. 1957.

Крылов И. Н. Древнейшие следы жизни. (По материалам 27 сессии международного геологического конгресса). Природа, 1985, N 9, С. 67 — 76.

Несис К. Что случилось с аммонитами. Наука и жизнь, 1985, N 6. С. 69 — 73.

Полянский Ю. И. Протисты и биосфера. Природа, 1993, N 1.

Розанов А. Ю. Проблемы изучения эволюции древней биосферы. Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993, С. 10 — 14.

Сергеев В. Н. Цианобактериальные сообщества на ранних этапах эволюции биосферы. Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука. С. 254 — 265.

Соколов Б. С. Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука. 1979.

Соколов Б. С., Федюнкин М. А. Ранние этапы развития жизни на Земле. Современная палеонтология, т. 2, М.: Недра, 1988. С. 118 — 141.

Соколов Б. С. От биосферы прошлого к ее будущему. Проблемы доантропогенной эволюции

биосферы. М.: Наука, 1993, С. 4 — 9.

Стенли С. М. Массовые вымирания в океане. В Мире Науки, 1984, N 8, С. 26 — 35.

Тимофеев-Ресовский Н. В., Воронцов Н. Н., Яблоков А. В. Краткий очерк теории эволюции. 2-е изд., М.: Наука, 1977.

Уорд Т. Почему вымерли аммониты? В Мире Науки, 1983, N 12, С. 71 — 81.

Хаксли Дж. Удивительный мир эволюции. М.: Мир, 1971.

Шульман С. С. Проблема происхождения Metazoa. Теоретические вопросы систематики и филогении животных. М.: Наука, 1974, С. 47 — 82.

Энгельс Ф. Диалектика природы. Маркс К., Энгельс Ф. Сочинения, т. 20, 1952.

Яблоков А. В., Юсуфов А. Г. Эволюционное учение. (издание 3-е). М.: Высшая Школа, 1989.

Awramic S. M. The origins and early evolution of life. In: Cambridge Encyclopedia of Earth Science. Cambridge, 1982, p. 349 — 362.

Bielicki J. Evolucja mozgu hominidow, Kosmos, 1987, 36, N 3.

May R. M. How many species are there on Earth? Science, 1988, v. 241, N 4879, p. 1441 — 1448.

Schopf J. W. The evolution of the earlyist cells. Scientific American, 1978, N 3, p. 85 — 104.

Valentine J. W. The Evolution of Multicellular Plants and Animals. Scientific American, 1978, N 3.

Словарь терминов

Авгит — породообразующий железо-магнезиальный минерал подкласса цепочных силикатов. Зеленые до бурых, черные кристаллы. Встречается преимущественно в составе основных и ультраосновных магматических горных пород.

Алканы — насыщенные ациклические углеводороды. В их молекулах атомы углерода соединены между собой простыми или насыщенными С — С связями.

Альбедо — величина, характеризующая способность поверхности тел отражать световые лучи. Альбедо равно отношению отраженного потока к падающему. В астрономии — важная характеристика планет и других тел Солнечной системы.

Альбит — натровый полевой шпат $NaAlSi_3O_8$ белого цвета, откуда происходит название. Конечный член изоморфного ряда плагиоклазов. Существенная составная часть щелочных магматических горных пород.

Альфа-лучи — поток α-частиц, выбрасываемых при распаде тяжелых радиоактивных изотопов. Альфа частицы представляют собой ядра гелия с зарядом 2 и массовым числом 4.

Аминокислоты — класс органических соединений, содержащий карбоксильные группы (—COOH) и аминогруппы ($—NH_2$). Обладают свойствами кислот и оснований. Участвуют в обмене азотистых веществ всех организмов. Природных аминокислот насчитывается свыше 150. Однако только 20 из них служат мономерными звеньями, из которых построены все белки.

Амфиболы — группа породообразующих минералов с общей формулой $(A,B)_{78}\ (Si_4O_{11})_2$

$(OH,F)_2$, где А — K, Na, Ca,

B — Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}. Относится к подклассу ленточных силикатов.

Андезит — излившаяся (эффузивная) изверженная средняя горная порода, состоящая в основном из вкраплений плагиоклаза, авгита и др. минералов, частично из вулканического стекла. Развит в пределах областей современного и древнего вулканизма. Название происходит от горной системы Анд в Южной Америке.

Анортит — кальциевый полевой шпат состава $CaAl_2Si_2O_8$, конечный член изоморфного ряда плагиоклазов. Составная часть основных изверженных горных пород анортозитов, в плагиоклазах которых резко преобладает анортитовый компонент.

Анортозит — магматическая основная горная порода, близкая к лабрадориту. Состоит почти исключительно из основного плагиоклаза (анортита). Слагает крупные интрузивные тела в древних метаморфических толщах, возвышенные участки Луны (лунные анортозиты).

Астероиды — по-гречески — звездообразные. Представляют собой малые планеты — твердые тела Солнечной системы с диаметром от 1 до 1000 км. Масса всех малых планет менее 1/700 массы Земли. Орбиты большинства астероидов располагаются между орбитами Марса и Юпитера (пояс астероидов).

Астрономическая единица — единица длины (а. е.) в астрономии, равная среднему расстоянию от Земли до Солнца 1 а. е. = 149,6 млн км.

Базальт — темная вулканическая порода, являющаяся эффузивным эквивалентом габб-

ро. Состоит главным образом из основного плагиоклаза (лабрадора, битовнита, иногда анортита), авгита и часто оливина. Обычно присутствуют магнетит и ильменит. Состоит из мелкозернистой массы, но иногда встречаются порфировидные включения авгита. Лунные базальты слагают ее равнинные участки — лунные «моря». Базальты занимают огромные площади дна океанов и обширные (тыс. км^2) территории материков (траппы).

Белок — высокомолекулярное органическое вещество, представляющее собой полимер, состоящий из аминокислот, связанных между собой пептидными связями. В белках встречаются 20 аминокислот. Составляет основу жизнедеятельности всех организмов. Различают простые белки (протеины) и сложные (протеиды, содержащие еще другие компоненты). Белки в живых организмах выполняют структурную роль (построение тканей и клеточных компонентов) и функциональную (участвуют как ферменты в биохимических реакциях).

Биогеохимия — раздел геохимии, изучающий химический состав живого вещества и геохимические процессы, протекающие в биосфере Земли с участием живых организмов; иногда в биогеохимию включают органическую геохимию.

Биоценоз — совокупность растений, животных и микроорганизмов, населяющих данный участок суши или водоема и характеризующийся определенными отношениями между собой и приспособленностью к условиям окружающей среды.

Боде-Тициуса правило — правило, выражающее закономерность пространственного расположения планетных орбит в численном выражении. Это правило выражается

в последовательности определенных чисел: 4, 7, 10, 16, 28, 52, 100, 196, где 10 — расстояние от Земли до Солнца, а 196 — расстояние от Урана до Солнца. Для Нептуна и Плутона правило не выполняется.

Большой Взрыв — грандиозное явление быстрого расширения сверхгорячей материи в начале образования нашей Вселенной. Большой Взрыв вытекает из космологии расширяющейся Вселенной, основанной на последних достижениях звездной астрономии и радиоастрономии (реликтовое излучение).

Бронзит — разновидность ромбических пироксенов.

Бэта-лучи — испускаются при β-распаде некоторых радиоактивных изотопов. Представляют собой поток быстро летящих электронов (β-частиц), порождаемых внутриядерными преобразованиями.

Видеманштеттеновы фигуры — фигуры, возникающие при травлении кислотами полированной поверхности железных метеоритов. Обусловлены чередованием полос (балок) железа с разным содержанием никеля.

Вирусы — микроорганизмы, по своим размерам значительно меньше бактерий, способны размножаться только внутри клетки хозяина.

Водоросли — обширная группа низших растений, в которую входят как одноклеточные, так и многоклеточные организмы. Низшие растения отличаются от высших отсутствием дифференциации на корень, стебель и листья. Водоросли, в отличие от грибов, содержат хлорофилл.

Вольфа-Райе звезды (WR) — горячие звезды очень высокой светимости, с яркими и широкими линиями спектра водорода, нейтрального и ионизированного гелия, а также азота и углерода, кислорода в разных стадиях ионизации. Открыты в 1867 г. французскими учеными Ш. Вольфом и К. Райе.

Габбро — глубинная интрузивная равномернозернистая темная порода. Состоит из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, иногда оливина. Второстепенными минералами являются: апатит, сфен, титаномагнетит. Различают разновидности габбро по содержанию цветных железисто-магнезиальных минералов.

Галогены — галоиды — элементы, образующие соли. К ним относят элементы VII группы таблицы Менделеева — фтор, хлор, бром, иод.

Гамма-излучение — коротковолновое электромагнитное излучение с длиной волны менее 10^{-8} см. Возникает при распаде радиоактивных ядер и элементарных частиц.

Гарцбургит — глубинная ультраосновная магматическая порода, разновидность перидотита. Сложена главным образом оливином и ромбическим пироксеном (энстатитом или бронзитом). Из второстепенных присутствуют хромшпинель и магнетит. Оливин в ней преобладает.

Гранит — (от латинского granum — зерно) групповое название кристаллических равномернозернистых или порфировидных пород, состоящих из калиевого полевого шпата (микроклина или ортоглаза), кварца и подчиненного количества цветных минералов — биотита, мусковита, роговой обманки.

Гранодиорит — горная кристаллическая порода. Занимает промежуточное положение между гранитом и кварцевым диоритом. Состоит из полевых шпатов с преобладанием плагиоклаза над К-полевым шпатом, кварца в подчиненном количестве, роговой обманки или биотита. Является интрузивным аналогом дацита.

Дацит — эффузивный аналог гранодиоритов или кварцевых диоритов. Состоит преимущественно из натрового плагиоклаза, иногда кварца. Из цветных минералов присутствуют: биотит, роговая обманка или пироксен. Порода мелкозернистая.

Джеспилит — синоним термина *железистый кварцит*. Метаморфизованная осадочная порода, состоящая из тонкополосчатых прослоек кварца и железистых минералов (магнетита, гематита, хлорита).

Диорит — глубинная магматическая порода, состоящая из плагиоклаза и одного или нескольких цветных минералов, чаще всего роговой обманки. Встречаются биотит и пироксен. При содержании кварца свыше 10% называется кварцевым диоритом.

Дунит — ультраосновная магматическая горная порода. Состоит почти целиком из оливина. Цвет породы черный, зеленовато-черный.

Изохрона — в ядерной геохронологии — прямая линия на графике, все точки которой имеют одинаковый возраст, установленный любым из изотопно-радиологических методов. Чаще всего метод построения изохрон используется при обработке данных свинцово-изотопного и рубидий-стронциевого методов.

Ильменит — (титанистый железняк) минерал

состава $FeTiO_3$. Встречается в основных, щелочных породах, а также в россыпях. Впервые найден в Ильменских горах на Урале.

Катализаторы — вещества, которые ускоряют химические реакции, оставаясь к концу их неизменными. Могут быть как неорганические, так и сложные органические (ферменты).

Клевеит — разновидность минерала уранинита, богатая редкоземельными элементами.

Космогония — раздел астрономии, изучающий происхождение и развитие космических тел.

Космология — физическое учение о Вселенной в целом, основанное на результатах исследований наиболее общих свойств той части Вселенной, которая доступна для астрономических наблюдений.

Космохимия — химия космоса. Раздел астрофизики и геохимии, изучающий химический состав космических тел — пород планет, метеоритов, звездного вещества и рассеянного в Космосе.

Криптозой — огромный первоначальный период истории Земли со скрытым проявлением жизни в ископаемом состоянии. Иногда применяется как синоним докембрия. К нему относятся геологические формации древнее 570 млн лет. Термин предложен американским геологом Ч. Шухертом.

Лерцолит — магматическая горная порода — разновидность перидотита. Сложена переменным количеством пироксена и оливина, обычно с примесью магнетита и хромшпинелида.

Липиды — общее название органических соединений, которые нерастворимы в воде, но растворимы в неполярных растворителях. К этой группе соединений относятся жирные кислоты (общая формула $CH_3(CH_2)_nCOOH$) и сложные эфиры жирных кислот и глицерина.

Магические числа — числа протонов или нейтронов в замкнутых ядерных оболочках. Их значения следующие: 2, 8, 20, 50, 82, 126. Атомные ядра с магическими числами отличаются повышенной распространенностью по сравнению с другими ядрами.

Мантия Земли — обширная оболочка планеты, включающая весь слой между границей Мохоровича (30—50 км) — подошвой земной коры и границей Вихерта-Гутенберга (2900 км) — наружной границей земного ядра. Понятие о мантии было введено Вихертом в 1896 г. на основании распределения плотности в Земле.

Мохоровичича граница (Мохо) — планетарная поверхность раздела, которая принимается в качестве нижней границы земной коры. Названа в честь югославского геофизика А. Мохоровичича, который в 1909 г. первый выделил сейсмические волны, связанные с этой границей. На границе Мохоровичича скорость распространения продольных сейсмических волн возрастает с 6,9 — 7,4 до 8,0 — 8,2 км/с, а плотность материала увеличивается с 2,8 г/см^3 до 3,3 г/см^3.

Нейтрино — стабильная незаряженная элементарная частица, относящаяся к лептонам. Участвует только в слабых взаимодействиях при ядерных превращениях.

Нейтрон — нейтральная элементарная частица со спином 1/2 и массой, превышающей массу протона на 2,5 электронных масс. В

свободном состоянии нейтрон неустойчив и распадается на протон и электрон.

Нуклеиновые кислоты — соединения, входящие в состав клеток всех живых организмов. Дезоксирибонуклеиновая кислота (ДНК) содержится главным образом в ядре и выступает генетическим агентом всех живых организмов. Рибонуклеиновая кислота (РНК) находится как в ядре так и цитоплазме. Нуклеиновые кислоты участвуют в синтезе белков.

Нуклеосинтез — синоним ядерного синтеза. Процесс построения атомных ядер из элементарных частиц и легких ядер в космических условиях.

Нуклон — общее название протона и нейтрона, которые являются составными частями атомных ядер.

Озон — пахнущий газ, модификация кислорода. Молекула состоит из трех атомов O_3. Максимальная концентрация озона в атмосфере Земли имеет место на высотах 20 — 25 км. Создается слой, предохраняющий живые организмы от губительной ультрафиолетовой радиации Солнца.

Оливин — важнейший породообразующий минерал ультраосновных, отчасти основных пород и каменных метеоритов. Состав $(Fe, Mg)_2SiO_4$. Обычно темно-зеленого цвета.

Перидотит — общее название глубинных бесполевошпатовых ультраосновных магматических горных пород. Состоят главным образом из оливина и пироксена с вкрапленностью магнетита и хромшпинелида.

Периклаз — минерал состава MgO. Бесцветный, белый, иногда желтый до коричневого. Магний иногда частично замещается железом (Fe^{2+} — ферриperiклаз).

Пижонит — разновидность моноклинного пироксена состава — $(Mg, Fe, Ca)_2[Si_2O_6]$.

Пирен — углеводород состава $C_{16}H_{10}$.

Пиримидин — гетероциклическое органическое соединение. Структурная часть нуклеиновых кислот. Производные, содержащие систему пиримидина, широко распространены в природе и играют важную роль во многих биологических процессах.

Пироксенит — полнокристаллическая ультраосновная магматическая горная порода, состоящая в основном из пироксенов (90 — 100%). Встречаются примеси оливина, магнетита, титаномагнетита.

Пиролит — вещество, которое допускается в составе верхней мантии Земли. По химическому составу соответствует смеси 1/4 базальта и 3/4 перидотита. Предполагается, что из пиролита возникла базальтовая магма, а остаточными продуктами оказываются дунит и перидотит. Понятие пиролита введено австралийским геохимиком А. Рингвудом.

Плагиоклазы — наиболее распространенные породообразующие минералы изверженных пород и некоторых каменных метеоритов (базальтических ахондритов). Представляют собой изоморфный ряд от натрового полевого шпата $NaAlSi_3O_8$, альбита, и кальциевого полевого шпата $CaAl_2Si_2O_8$, анортита.

Плеохроические ореолы (плеохроические «дворики») — окрашенные зоны, которые возникают вокруг мелких включений акцессорных радиоактивных минералов (циркона, монацита и др.) в прозрачных или бесцветных зернах других минералов (слюда и др.).

Полимер — молекула органических соединений, образованная путем связывания в цепь большого числа элементарных звеньев, называемых мономерами.

Полимеризация — образование полимеров путем последовательного образования одинаковых связей между мономерами.

Порфирины — пигменты, широко распространенные в живой природе. В составе гемоглобина и др. участвуют в важнейших биологических процессах.

Протон — стабильная элементарная частица с массой 1836 электронных масс, несущая положительный заряд. Относится к барионам. Составляет ядро легкого изотопа водорода (протия). Вместе с нейтронами образует все атомные ядра.

Пурин и пуриновые основания — производные азотистого основания пурина — аденин, гуанин и др. Биологическая роль в жизнедеятельности всех организмов обусловлена участием пуриновых оснований в построении нуклеотидов, нуклеиновых кислот и др.

Серпентин — минерал с общей формулой $Mg_6[(OH)_8Si_4O_{10}]$ зеленого цвета. Обычно возникает как продукт воздействия водных растворов на ультраосновные породы. Оливин при гидратации чаще всего переходит в серпентин.

Сидериты — синоним железных метеоритов (*сидерос* по-гречески железо). Термин вышел из употребления, поскольку существует карбонат железа $FeCO_3$, названный сидеритом.

Сидеролиты — устаревшее название железокаменных метеоритов.

Солнечный ветер — вещество солнечной ко-

роны, испускаемое в межпланетное пространство. Вблизи Земли скорость частиц составляет около 400 км/с, число частиц — несколько десятков на 1 $см^2$ в секунду.

Спектральный анализ — физический метод качественного и количественного определения состава вещества, производимый по его оптическим спектрам, которые образуются при высоких температурах.

Сфен — синоним минерала титанита состава $CaTi[O]SiO_4$.

Термоядерные реакции — ядерные реакции между элементарными частицами и легкими ядрами, возбуждаемые высокими температурами. Наиболее типичной является реакция превращения водорода в гелий ($4H \rightarrow {}^4He$), происходящая в недрах большинства звезд главной последовательности.

Толеит — разновидность базальтов, состоящая из основного плагиоклаза (лабрадора), пироксенов (пижонит, авгит, гиперстен), роговой обманки и иногда оливина. Встречаются небольшие обособленные участки стекла.

Трансурановые элементы — химические радиоактивные элементы, расположенные в таблице Менделеева с порядковым номером Z выше 92. Сейчас известно 15 трансурановых элементов, полученных искусственно. Теоретически предсказано существование групп долгоживущих изотопов в области $Z > 108$.

Тремолит — разновидность амфибола состава $Ca_2Mg_5[(OH, F)Si_{14}O_{11}]_2$ бесцветный, серый.

Фанерозой — последний этап истории Земли, включающий палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры и охватывающий промежуток времени 570 млн лет. Период с

явным проявлением жизни. Понятие введено Ч. Шухертом.

Фаялит — железистая разность оливина — Fe_2SiO_4.

Фермент — белок, играющий роль катализатора в биохимических реакциях. Ферментативный катализ отличается от других видов катализа большей эффективностью и чрезвычайно высокой степенью специфичности. Большинство ферментов катализируют только одну реакцию или группу очень близких реакций.

Форстерит — минерал, магнезиальная разность оливина Mg_2SiO_4.

Фотосинтез — синтез органических соединений с помощью энергии света. Используются CO_2 и H_2O. Представляет собой комплексный многоступенчатый процесс, который можно свести к двум основным реакциям. В световой реакции солнечная энергия поглощается молекулами хлорофилла, используется для синтеза АТФ (АТФ — Аденинтрифосфат — активный накопитель энергии) в расщеплении воды на водород и кислород. Водород связывается в восстановительной форме, свободный кислород выделяется как побочный продукт в окружающую среду. В темной реакции накопленная ранее АТФ энергия используется для восстановления CO_2 с образованием соединений углерода. Общий эффект реакции:

$$n(CO_2 + H_2O) \rightarrow n(CH_2O) + nO_2.$$

Хлориты — минералы — водные алюмосиликаты магния и железа, извилистой слоистой структуры. Возникают при воздействии природных вод на силикаты и алюмосили-

каты. Зеленого цвета.

Хлорофилл — находящийся в клетках растений зеленый **пигмент, обладающий способностью поглощать световую энергию и передавать ее другим молекулам пигментов.**

Хромшпинелиды — минералы, представляющие собой магнезиально железистые хромиты $(Mg, Fe)Cr_2O_4$. Конечные члены изоморфного ряда хромшпинелидов — магнезиохромит $MgCr_2O_4$ и хромит $FeCr_2O_4$. Встречаются в ультраосновных породах и каменных метеоритах.

Эксцентриситет — величина, выражающая отклонение данной фигуры от круга. Для конического сечения — это число, равное отношению от точки конического сечения до фокуса к расстоянию от этой точки до соответствующей директрисы. Или отношение малой полуоси эллипса к большой полуоси.

Электрон — стабильная отрицательно заряженная частица с массой $9 \cdot 10^{-28}$ г. Один из структурных элементов вещества.

Эсколаит — минерал — оксид хрома Cr_2O_3 (назван в честь П. Эскола).

Содержание

Предисловие.....3

Глава I. Зарождение и развитие представлений о происхождении Земли и планет.....5

Глава II. Химические элементы в Космосе.....15

Периодический закон и распространенность атомов.....15

Природа и состав Звезд.....27

Природа и состав Солнца.....34

Межзвездное вещество.....43

Космические лучи.....47

Космическая распространенность элементов.....50

Космохимическая классификация элементов.....54

Глава III. Метеориты — свидетели ранних событий в Солнечной системе.....60

Общие сведения о метеоритах.....60

Хондриты.....68

Ахондриты.....77

Железокаменные метеориты.....80
Железные метеориты.....82
О происхождении метеоритов.....86

Глава IV. Природа планет и астероидов.....89

Общие сведения о планетах.....89
Внутренние планеты.....92
Луна.....96
Астероиды.....102
Внешние планеты и их спутники.....107
Заключение.....114

Глава V. Строение и состав Земли.....117

Строение Земли.....117
Кора Земли и планетарный рельеф.....121
Мантия.....126
Ядро Земли.....127
Заключение о составе Земли.....130

Глава VI. Радиоактивность — ключ к познанию прошлого.....132

Познавательное значение радиоактивности.....132
Радиоактивные превращения.....144
Радиоактивные семейства.....149
Действие излучений радиоактивных веществ.....155

Радиоактивность Земли в настоящем и прошлом.....158

Глава VII. Возраст Земли.....169

Развитие представлений о длительности геологического времени.....169

Основы радиологических методов измерения геологического времени.....176

Гелиевый метод.....181

Свинцовый метод.....182

Калий-аргоновый метод.....191

Калий-кальциевый метод.....194

Рубидий-стронциевый метод.....195

Самарий-неодимовый метод.....199

Рений-осмиевый метод.....201

Возраст Земли, Луны и метеоритов.....202

Глава VIII. Рождение атомов в Космосе.....209

Ранние этапы истории Вселенной.....209

Синтез элементов в звездах.....214

Основные черты эволюции звезд.....219

Хронология ранней Солнечной системы и вымершие радиоактивные изотопы.....224

Вероятные модели ядерного синтеза накануне образования Солнечной системы.....237

Глава IX. Химические процессы в ранней Солнечной системе.....243

Первичные условия в газовой туманности.....243

Химическая эволюция протопланетного вещества.....246

Образование органических соединений.....256

Глава X. Образование основных оболочек Земли.....267

Образование Земли.....267

Формирование оболочек при гомогенной аккумуляции.....270

Формирование оболочек при гетерогенной аккумуляции.....275

Возникновение и эволюция океана и атмосферы.....281

Глава XI. Основные черты эволюции земной коры.....303

Процессы изменения материала земной коры.....303

Круговорот кремния и железа в биосфере.....311

Живое вещество в биосфере.....316

Химическая эволюция земной коры....321

Заключение 328

Литература 334

Предметный указатель 338

Именной указатель 346

Приложение 353

Литература 455

Словарь терминов 458

Войткевич Георгий Витольдович — профессор кафедры геоэкологии и геохимии Ростовского университета, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации, Заслуженный Соросовский профессор, Лауреат премии им. А. П. Карпинского Российской Академии Наук 1967 г. Участник Великой Отечественной войны. Автор многочисленных научных трудов в области геологии, геохимии, геофизики, космохимии и биогеохимии, в том числе 45 книг, часть которых переведена и издана на европейских языках, а также на китайском, японском, вьетнамском. Решением Международного Астрономического Союза, малая планета № 4475, открытая в 1982 г. получила название «Войткевич». В 1965—1990 гг. заведовал кафедрой геохимии и геофизики Ростовского университета.

Георгий Витольдович Войткевич

РОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ

Учебное пособие

Обложка: О. Бабкин
Корректор: Н. Никаноров
Компьютерная верстка: В. В. Микизиль

Сдано в набор 17.12.95 г. Подписано в печать 30.01.96 г.
Формат 84x108 1/32. Бумага газетная. Гарнитура "Школьная".
Печать высокая. Усл. печ. л. 23,52 Тираж 10000 экз.
Заказ № 24

Лицензия ЛР № 062308 от 24 февраля 1993 г.

Издательство "Феникс"
344007, г. Ростов-на-Дону, пер. Соборный, 17.

Отпечатано с готовых диапозитивов в АО "Книга"
344019, г. Ростов-на-Дону, ул. Советская, 57.