

Г. В. ВОЙТНЕВИЧ
ПРОИСХОЖДЕНИЕ
И ХИМИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
ЗЕМЛИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Серия «Настоящее и будущее Земли и человечества»

Г. В. ВОЙТКЕВИЧ

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ
И ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
ЗЕМЛИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1973

Книга профессора Г. В. Войткевича посвящена одной из важнейших проблем современной науки — происхождению Земли и образованию ее оболочек. В ней представлены и кратко охарактеризованы современные данные о химическом составе метеоритов, планет и других тел солнечной системы. Автор рассматривает наиболее вероятные процессы, определившие химический состав Земли.

Книга рассчитана на широкий круг читателей.

*Наша планета два миллиарда лет
раньше или позже — химически раз-
ные тела.*

В. И. Вернадский

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время в проблеме образования нашей планеты еще много неясного. Однако быстрое развитие современной науки, накопление и открытие новых данных в области космохимии, геохимии, геофизики и астрофизики позволяют каждый раз по-новому взглянуть на загадочную и волнующую многие поколения людей проблему происхождения Земли и других тел солнечной системы.

С тех пор как усилиями многих исследователей был изучен химический состав различных тел природы — Солнца и звезд, планет и метеоритов, минералов и горных пород, а также природных вод и растений, почв и атмосферного воздуха, перед нами открылась сложная картина истории атомов химических элементов.

С того времени, когда о строении атомов и поведении их соединений при различных термодинамических условиях нам стало известно очень многое, а о составе космических тел — метеоритов, некоторых планет, Луны и Солнца — были получены совершенно достоверные и точные данные, решение проблемы происхождения нашей планеты было поставлено на прочную основу, которой были лишены прежние космогонические построения. Химические элементы солнечной системы, их изотопные соотношения и радиоактивность представляются нам все

более отчетливо как исторические документы, позволяющие реставрировать допланетную стадию развития вещества солнечной системы.

В книге автор пытается изложить в общедоступной форме некоторые спорные вопросы происхождения Земли и ее химических изменений в ходе длительной геологической истории на основе космохимических, геохимических и геофизических данных, полученных за последние годы. В связи с этим в книге более обстоятельно рассмотрены вопросы распространения элементов, химического состава Земли, а также других планет и метеоритов. Изложены геохимические свойства элементов, по которым можно судить о химической эволюции планет, показано значение радиоактивности в термической истории Земли. Эти данные служат фундаментом для выяснения физико-химических равновесий в процессе формирования самой Земли и планет солнечной системы.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Происхождение и развитие Земли есть часть космической истории атомов химических элементов, истории, начало которой еще не расшифровано с достаточной полнотой и представляет собой важнейшую проблему астрофизики и космохимии. Химический состав нашей планеты сформировался в результате космической эволюции вещества солнечной системы, в ходе которой возникли определенные пропорции количественных соотношений атомов.

В связи с этим нас в первую очередь должен интересовать вопрос о современных количественных соотношениях атомов химических элементов в пределах нашей солнечной системы, поскольку именно количественные соотношения являются одной из существенных причин, определивших природу данного конкретного тела солнечной системы, и фактором дальнейшего его развития. Между распространенностью элементов и формами нахождения их в природе существует глубокая и тесная связь. Космическое обилие водорода и кислорода конкретно выразилось в возникновении воды на нашей планете и многочисленных окислов. Относительно повышенная распространенность углерода была одной из причин, определивших большую вероятность возникновения жизни в прошлых природных системах. Обилие кремния, магния и железа способствовало образованию в земной коре и в метеоритах необычайно распространенных силикатов. Наконец, обилие железа как ведущего металла солнечной системы наложило глубокий отпечаток на свойства, среднюю плотность и химический состав в целом планет земного типа, железных и железокремнистых метеоритов.

Основными источниками сведений о распространении химических элементов в солнечной системе служат данные о составе Солнца, полученные с помощью спектрального анализа, данные химических анализов, прове-

денных в лабораториях по материалу земной коры, метеоритов и пород поверхности Луны.

Распространенность элементов может быть представлена в виде таблицы 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 в солнечной системе представлено на рис. 1 (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 убывает с увеличением порядкового номера.

2. Четные элементы (с четным Z) более распространены, чем соседние нечетные. Эта закономерность в геохимии и космохимии получила название правила Гаркинса—Оддо.

3. Повышенным распространением характеризуются элементы, состоящие в основном из изотопов с массовым числом (A), которое делится на 4, т. е. кратным 4.

Вспомнив, что порядковый номер элемента равен числу протонов в его ядре, и учитывая, что наиболее устойчивые ядерные постройки образуются при четном сочетании нуклонов (протонов и нейтронов), нетрудно прийти к выводу, что общее распространение элементов в природе определяется ядерными свойствами их атомов. Как видно из рис. 1, кривая распространения элементов после максимума в области железа падает вниз, а после молибдена ($Z=42$) приобретает положение, близкое к го-

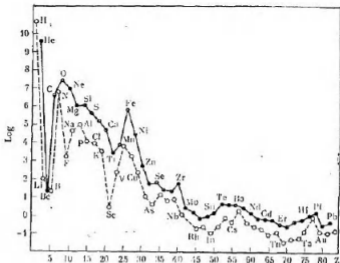


Рис. 1. Относительная атомная распространенность химических элементов в солнечной системе в зависимости от порядкового номера (Z). Черными кружками обозначены четные элементы, светлыми — нечетные

ризональному. Значительная часть максимумов на кривой приходится на элементы, у которых ведущий изотоп обладает массовым числом, кратным 4, как это имеет место у следующих элементов:

$A = 4$	8	12	16	20	24	28	32	36	40
He	—	C	O	Ne	Mg	Si	S	Ar	Ca

Другая часть максимумов на кривой распространения связана с ядрами, у которых число нейтронов или протонов равно

2, 8, 20, 50, 82 и 126

Эти числа, получившие у физиков название «магических», характеризуют заполненные ядерные оболочки, которые типичны для наиболее устойчивых атомных ядер.

Изложенные выше факты определенно свидетельствуют о зависимости распространения атомов в солнечной системе от состава и свойств их ядер. Это положение весьма ярко выражено видными американскими космохимиками

Г. Юри и Г. Зюссом: «Представляется, что распространённость элементов и их изотопов определяется ядерными свойствами и что окружающее нас вещество похоже на золу космического ядерного пожара, в котором оно было создано».

Водород и гелий представляют собой наиболее распространённые и наиболее лёгкие элементы солнечной системы. Они легко теряются планетами малой массы при любом способе их образования.

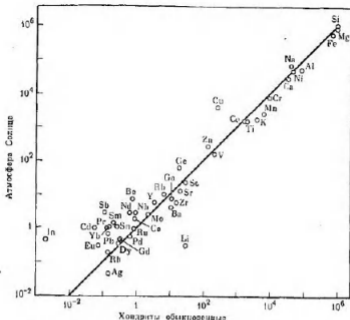
Если мы подойдем к оценке состава вещества солнечной системы с точки зрения самых общих свойств элементов, то его можно разделить на две части: летучую (включающую газы при нормальных условиях) и нелетучую. К летучей относятся H, He, CO, CO₂, O, N и все инертные газы, к нелетучей — большая часть химических элементов и среди них главные породообразующие и образующие метеориты: Si, Fe, Mg, Ca, Al, Na, Ni.

Метеориты и внутренние планеты нашей системы образуют нелетучую часть солнечного вещества в отношении атомного состава. Такое заключение базируется на всем известном аналитическом материале. А. П. Виноградов, критически обобщивший данные по распространению атомов Солнца и каменных метеоритов на 1962 г., показал, что материал планет нашей солнечной системы есть часть, непосредственно выброшенная самим Солнцем, и что он не был захвачен из других областей галактики. Наблюдаемые реальные различия в составе планет и метеоритов — результат вторичных процессов, связанных с дифференциацией и фракционированием первично однородного солнечного вещества.

Нелетучую часть солнечного вещества лучше всего отражают наиболее распространённые каменные метеориты — хондриты.

Сопоставление на основании современных данных распространения нелетучих элементов в веществе Солнца и в обыкновенных хондритах представлено на рис. 2. Очевидно, что согласие между хондритами и Солнцем, за немногим исключением, является хорошим. Эти данные свидетельствуют о глубоком единстве вещества Солнца и метеоритов, что связано с историей возникновения солнечной системы.

Однако наиболее убедительные доводы в пользу генетического единства всего вещества солнечной системы



Р и с. 2. Распространение металлов в обычных хондритовых метеоритах и на Солнце (по Дик. Вуду)

мы находим в изотопном составе химических элементов. Большинство устойчивых элементов представлено более чем одним изотопом, и число их зависит от четного или нечетного значения Z . Наличие изотопов связано с тем, что в атомном ядре при одинаковом количестве протонов может быть разное число нейтронов. Наибольшее число изотопов характерно для химических элементов середины периодической системы (так, олово состоит из 10 изотопов, ксенон — из 9). Элементы с четными порядковыми номерами содержат больше изотопов, чем элементы с нечетными. Стабильные элементы с нечетным Z имеют только один или два стабильных изотона. Легкие элементы $Z < 20$ и очень тяжелые $Z > 81$ имеют меньше изотопов, чем элементы середины периодической системы в области значений Z от 28 до 81.

Изотопный состав целого ряда элементов, изученный на материале метеоритов, Луны и Земли, оказался оди-

наковым. Например, изотопный состав С, О, Si, Cl, Fe, Ni, Co, K, Cu, Ga, Ba оказался практически одинаковым для вещества Земли и метеоритов. Что касается самого Солнца, то для него с небольшой точностью по некоторым молекулярным спектрам удалось определить изотопный состав углерода как отношение $C^{12} : C^{13}$. Результаты этих исследований показали, что изотопный состав солнечного углерода практически такой же, как и на Земле. В то же время изотопный состав углерода других звездных миров отличается от углерода нашей солнечной системы. Особый интерес представляет изучение изотопных соотношений в материале солнечного ветра, который представляет собой поток атомов и ионов, выбрасываемых непосредственно Солнцем в мировое пространство. В течение веков материал солнечного ветра накапливался в веществе лунного грунта, обогатившегося инертными газами у самой поверхности. Эти газы можно рассматривать непосредственно как часть солнечного вещества, ибо более глубокие горизонты лунного грунта резко обеднены инертными газами. Измерения показали, что изотопный состав инертных газов вещества Солнца, метеоритов и Земли по существу одинаков в пределах ошибок эксперимента. Это видно на примере изотопного состава криптона:

	Kr^{78}	Kr^{80}	Kr^{82}	Kr^{84}	Kr^{86}	Kr^{88}
Солнечный ветер	0,02	0,129	0,66	0,657	3,25	1,00
Каменный метеорит (Меррей)	—	0,127	0,65	0,654	3,23	1,00
Атмосфера Земли	0,02	0,129	0,66	0,660	3,27	1,00

Таким образом, современные данные о распространении элементов и их изотопов в изученных космических объектах и материале Земли говорят о генетическом единстве — кровном родстве всего вещества солнечной системы.

В настоящее время химические элементы в солнечной системе в различных ее телах образуют определенные соединения, которые находятся в разных агрегатных состояниях, формируя газовые, жидкие и твердые тела планет в зависимости от физических условий бытия самих планет и их состава. Пропорция твердых, жидких и газовых состояний в разных телах солнечной системы

определяется также свойствами элементов, находящихся в свободном или в химически связанном состоянии в той или другой фазе.

Так, Солнце представляет собой газовый шар с температурой поверхности 6000°K , которая повышается к центру. Эта температура превышает температуру кипения любого материала. Поэтому вещество Солнца представляет собой ионизированный горячий газ. Большая часть массы Солнца состоит из водорода и гелия. Поэтому само Солнце мы вправе рассматривать как раскаленную водородно-гелиевую газовую сферу, слегка разбавленную примесью остальных химических элементов.

Непосредственно в планетах солнечной системы мы наблюдаем либо холодные газы, либо твердые тела. Из всех планет на Венере обнаружена самая теплая атмосфера. Газы составляют атмосферы разных планет. Менее распространенными являются жидкости. Это вода на нашей планете и, возможно, на других планетах в ограниченном количестве, а также, вероятно, жидкий металлический расплав в некоторых внутренних планетах земного типа.

Учитывая распространенность элементов и основные формы нахождения их в солнечной системе в широком диапазоне температур, можно наиболее распространенные в системе элементы подразделить на порообразующие — образующие твердые тела, летучие элементы и инертные газы. В табл. 1 приводятся данные по распространению химических элементов в солнечной системе в порядке их классификации на порообразующие, летучие и инертные газы. Порообразующие элементы слагают основную массу каменных тел солнечной системы: метеориты, земную кору, лунные породы и главную массу планет земного типа. Летучие элементы являются характерными элементами солнечного вещества. При низких температурах атомы их образуют молекулярные соединения, которые также являются в основном летучими и находятся в виде газов при температурах выше 0°C . Однако в интервале температур от -10° до -200°C многие из них замерзают, переходя в твердое состояние. Инертные газы не вступают в химические соединения с другими элементами и остаются в газовом состоянии даже при самых низких космических температурах в пределах нашей солнечной системы.

Таблица 1

Относительная распространенность элементов в солнечной системе ($S_i = 10^4$)

Элемент	Континентальная кора Земли	Солнце	Метеориты	Земля в целом
Породообразующие элементы				
Si	10000	10000	10000	10000
Al	3050	690	550	940
Fe	1010	2500	9000	13500
Mg	950	7400	10000	8900
Ca	1030	600	720	330
Na	1050	910	600	460
K	540	22	32	40
Mn	20	30	93	40
Ti	120	18	23	20
Ni	1	230	490	1000
P	35	190	127	100
Летучие элементы				
H	1400	$4,9 \cdot 10^8$	55000	84
O	29500	540000	71000	26000
N	2	46000	490	0,2
C	17	170000	8200	70
S	8	8000	5000	1000
F	33	25	—	3
Cl	4	21	—	32
Инертные газы				
He	—	$3,9 \cdot 10^7$	—	$3,7 \cdot 10^{-7}$
Ne	—	44000	—	$12 \cdot 10^{-7}$
Ar	—	3400	—	$3900 \cdot 10^{-7}$
Kr	—	0,25	—	$0,6 \cdot 10^{-7}$
Xe	—	0,03	—	$0,05 \cdot 10^{-7}$

По данным табл. 1 можно видеть контрасты в составе земной коры, Земли, Солнца и метеоритов, что отражает историю их формирования, включавшую фракционирование и дифференциацию химических элементов. Наша Земля и метеориты сохранили летучие элементы в той степени, в какой они проявили свою химическую активность (например, H, O, C). Инертные газы по существу чужды нашей планете. В метеоритах они также распространены мало.

Подводя итог сказанному о распространении и распределении химических элементов в солнечной системе, можно считать, что все ее тела построены в основном из немногих элементов. Наиболее распространенные ограничиваются номером 28 периодической системы. Все

вещество солнечной системы имеет единое происхождение. Резкое различие в составе отдельных тел системы, как следует из табл. 1, связано с вполне определенными свойствами элементов, способностью их быть химически активными, инертными или формировать газовую фазу, легко теряемую малыми планетами. Однако химические свойства элементов определяются строением электронных оболочек их атомов.

Геохимические свойства элементов выявляются в характере их поведения в природе: в оболочках планет, метеоритных фазах, в распределении между минералами. Элементы с близкими геохимическими свойствами образуют совместную концентрацию в определенных природных системах.

При образовании химических соединений большинство атомов стремится образовать внешний слой из числа электронов, кратного 2. Наиболее устойчивой будет оболочка, состоящая из восьми электронов. Формирование природных химических соединений (минералов) определяется типом строения атомов или ионов. В зависимости от строения внешней электронной оболочки можно выделить четыре основных типа атомов.

I. Тип инертных газов характеризуется 8-электронной конфигурацией внешнего электронного слоя. К этому типу относятся атомы инертных газов Ne, Ar, Kr, Xe, а также He, который отличается весьма устойчивой 2-электронной внешней оболочкой.

II. Атомы, легко образующие ионы типа инертных газов. К этому типу относятся щелочные, щелочноземельные металлы и другие (Li, Na, K, Rb, Cs; Be, Mg, Ca, Sr, Ba; B, Al, Sc), которые, лишаясь валентных электронов, приобретают внешнюю 8-электронную оболочку инертных газов. Наоборот, атомы O, F, Cl, Br, J приобретают внешнюю 8-электронную оболочку путем присоединения электронов и образуют отрицательно заряженные анионы O^{2-} , F^{1-} , Cl^{1-} , Br^{1-} , J^{1-} .

III. Атомы, образующие ионы с 18-электронной конфигурацией внешней оболочки. Сюда относятся Cu, Ag, Zn, Ga, In, Hg, Pb и др. Они характерны для так называемых побочных подгрупп таблицы Д. И. Менделеева.

IV. Атомы, образующие ионы промежуточного типа (между вторым и третьим). Лишаясь электронов, они приобретают внешние 9—17-электронные оболочки. Такой

тип строения характерен для металлов группы железа, например Fe, Co, Ni.

К важнейшим величинам, характеризующим геохимические свойства элементов, относятся атомные объемы, радиусы атомов и ионов, величины потенциалов ионизации. Ниже мы остановимся только на значении атомных объемов.

Величина атомных объемов — частное от деления атомного веса элемента на его удельный вес, или объем одного грамм-атома элемента в твердом состоянии. Атомные объемы изменяются как периодическая функция порядкового номера элементов. Величины атомных объемов представлены на рис. 3. Максимальные атомные объемы имеют щелочные металлы и инертные газы. Минимальные атомные объемы характерны для металлов группы железа и платины.

В соответствии с происхождением и нахождением элементов в природе были предложены разные их геохимические классификации. Все они основаны на таблице Д. И. Менделеева. Наибольшую популярность приобрела испытанная временем классификация норвежского геохимика В. М. Гольдшмидта, который все элементы таблицы Д. И. Менделеева разделил на четыре геохимические группы: атмофильные, литофильные, халькофильные и сидерофильные. Классификация В. М. Гольдшмидта представлена в табл. 2.

Таблица 2

Геохимическая классификация элементов (по В. М. Гольдшмидту)

Атмофильные	Литофильные	Халькофильные	Сидерофильные
(H), N, (O)	Li, Na, K, Rb, Cs	(Cu), Ag	Fe, Co, Ni
He, Ne, Ar	Be, Mg, Ca, Sr, Ba	Zn, Cd, Hg	Ru, Rh, Pd
Kr, Xe	B, Al, Sc, Y, La—Lu	Ga, In, Tl	Os, Ir, Pt
	Si, Ti, Zr, Hf, Th	(Ge), (Sn), Pb	Au, Re, Mo
	P, V, Nb, Ta	(As), (Sb), Bi	Ce, Sn, W
	O, Cr, U	S, Se, Te	C, Cu, Ga
	H, F, Cl, Br, J	(Fe), Mo, (Os)	Co, As, Sb
	(Fe), Mn, (Zn), (Ga)	(Ru), (Rh), (Pd)	

Атмофильные элементы имеют склонность накапливаться в атмосфере, откуда и получили свое название. К ним относятся все без исключения инертные газы и некоторые другие; такие, как водород, азот, кислород. Эти элементы

имеют высокие значения атомных объемов (см. рис. 3), а их химическая инертность определяется устойчивостью внешней 8-электронной оболочки. Это позволяет им находиться в свободном, химически не связанном состоянии.

Литофильные, или оксифильные, элементы сосредоточены в коре Земли (литосфере) и в силикатных минералах метеоритов. Они образуют устойчивые соединения с кислородом в виде оксидов, гидроксидов, солей кислородных кислот. Атомы их легко образуют ионы с 8-электронной конфигурацией и занимают нисходящие ветви на кривой атомных объемов (см. рис. 3). К литофильным относятся наиболее распространенные элементы земной коры и каменных метеоритов O, Si, Al, Ca, Mg, Na, K. Железо имеет противоречивые геохимические свойства и в среде, богатой кислородом, ведет себя как литофильный (оксифильный) элемент.

Халькофильные элементы имеют склонность давать соединения с серой, т. е. ведут себя подобно ионам меди (халькос — по-гречески медь). Атомы их образуют ионы преимущественно 18-электронной конфигурации. В земной коре они встречаются главным образом в виде сернистых минералов — сульфидов; располагаются в основном на восходящих частях кривой атомных объемов.

Сидерофильные элементы характеризуются отчетливо выраженной склонностью концентрироваться совместно с железом в его природных сплавах (сидерос — по-гречески железо). Атомы сидерофильных элементов образуют ионы 9—17-электронной конфигурации. Ввиду прочной связи электронов с атомами последние часто могут встречаться в самородном состоянии, образуя россыпи, например Au, Pt и др. Сидерофильные элементы представлены атомами металлов группы железа и платины. Они занимают минимумы на кривой атомных объемов.

Следует, однако, отметить, что между геохимическими группами, охарактеризованными выше, нет резких границ. Можно выделить ряд элементов (в табл. 2 показаны скобками), сочетающих в себе разные геохимические свойства. Элементы, наподобие Fe, Co, Ni, могут вести себя как халькофильные в присутствии серы и как литофильные в присутствии кислорода. Типичный литофильный элемент кислород присутствует в молекулярной форме в атмосфере Земли, т. е. ведет себя как атмофильный,

правда, не без участия других факторов, освобождаясь от прочной связи в других соединениях (H_2O , CO_2).

Свойства элементов, отраженные в геохимической классификации В. М. Гольдшмидта, связаны с определенной электронной структурой их атомов, что следует из изложенного выше. Эти свойства также проявляются в смеси вещества, которое проходит стадию расплавленного состояния с последующим охлаждением. Так, в качестве примера можно привести процесс доменной плавки. Как известно, в доменную печь загружают смесь различных веществ: руду, флюс, кокс. При плавлении этой смеси происходят различные химические реакции и совершается химическое расслоение веществ в поле силы тяжести. Расплавленный металл стекает вниз, и в нем концентрируются сидерофильные элементы. Более легкие сульфиды поднимаются вверх, и в них сосредотачиваются халькофильные элементы, а окислы и силикаты также всплывают вверх в виде шлака. Газы — атмосферные элементы — улетучиваются из данной системы.

Процесс дифференциации вещества в поле силы тяжести, согласно геохимическим свойствам элементов, принципиально мог проявиться в веществе достаточно крупной планеты, которая прошла стадию расплавленного состояния. Уже давно допускалась возможность того, что родоначальная планета, от которой произошли метеориты, испытала химическую дифференциацию и в ней возникли химически разные части (оболочки).

В составе метеоритов отчетливо выделяются три главные фазы: силикатная, сульфидная (троилитовая) и металлическая (железоникелевая). Они в разных пропорциях составляют известные метеориты, причем сульфидная (троилитовая) фаза занимает подчиненное положение ввиду относительно пониженного космического распространения серы, например, по сравнению с кислородом (см. табл. 1).

Если рассматривать метеориты как обломки малой планеты, испытавшей химическую дифференциацию, что, по-видимому, справедливо по крайней мере для некоторых метеоритов, то нетрудно представить себе, что родоначальная планета в прошлом прошла высокотемпературную

Р и с. 3. Кривая атомных объемов элементов

1 — атмосферные элементы;

2 — сидерофильные элементы;

3 — литофильные элементы;

4 — халькофильные элементы.

стадию жидкого расплавленного тела. Металлическое железо опустилось вниз, образовав металлическое ядро с наибольшей концентрацией сидерофильных элементов (это вполне подтверждается анализами метеорного железа). Силикаты и окислы всплыли в верхние горизонты, образовав силикатную оболочку — родоначальную для некоторых каменных метеоритов. В ней сосредоточились типичные литофильные элементы. И, наконец, в сульфидных (троилитовых) выделениях сосредоточились элементы, обладающие сродством к сере, которые относятся по классификации Гольдшмидта к элементам халькофильным. Что касается газов, то они практически оказались полностью потерянными. В заметных количествах они сохранились лишь в особых метеоритах — так называемых углистых хондритах, которые представляют собой наименее дифференцированный материал солнечной системы, не испытавший существенного нагрева в родоначальном теле.

Изучение метеоритов уже давно натолкнуло на мысль, что наша Земля в своих глубинных частях имеет состав близкий или аналогичный составу известных метеоритов. Так, мощную оболочку — мантию Земли — легко было отождествить с каменными метеоритами, а внутреннее ядро — с метеоритами железными. Эта идея наиболее полно отразилась в представлениях самого Гольдшмидта, получивших развитие в 1920—1924 гг. Согласно им Земля в начальные стадии своего формирования являлась жидким расплавленным телом, которое постепенно начало остывать. В процессе остывания первичная Земля прошла через стадию химической дифференциации и химические элементы распределились по ее оболочкам согласно своим геохимическим свойствам. Так, сидерофильные элементы совместно с железом сосредоточились преимущественно в ядре Земли, халькофильные образовали оболочку, обогащенную сульфидами, а литофильные образовали мощную силикатную оболочку (мантию). Атмофильные элементы сосредоточились в первичной атмосфере планеты, но наиболее легкие из них, как H, He, Ne, были вскоре потеряны. На рис. 4 показана связь между распределением элементов в оболочках Земли и их положением в периодической системе Менделеева.

Совершенно очевидно, что основная идея химической дифференциации Земли, предложенная Гольдшмидтом

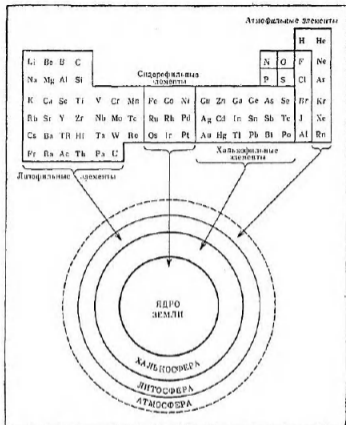


Рис. 4. Схема дифференциации первичной Земли по оболочкам согласно геохимическим свойствам элементов (по В. М. Гольдшмидту)

и имея много сторонников, подкупает своей логичностью и простотой. Однако за последние десятилетия возникли серьезные сомнения в ее справедливости, и в настоящее время все яснее становится, что процесс химической дифференциации Земли был далеко не таким простым. Мы здесь отметим лишь самые серьезные препятствия, с которыми встретилась концепция Гольдшмидта в отношении химической дифференциации Земли. Во-

первых, огромные давления внутри Земли сильно повышают вязкость материала, что серьезно затрудняет равномерную ее дифференциацию по всему объему планеты. В то же время высокие давления могут деформировать электронные оболочки отдельных атомов, тем самым изменяя их химические и геохимические свойства. Во-вторых, ряд геофизических и геохимических данных указывает на то, что хотя Земля в прошлом и имела более высокие температуры, но в целом никогда вся не была в расплавленном состоянии.

Следует подчеркнуть, что геохимические свойства элементов принципиально изменяются под влиянием температур и давлений, господствующих в недрах Земли. За последнее время появились серьезные доводы в пользу присутствия в ядре Земли значительных количеств серы в форме FeS—Fe . Так, наиболее яркой чертой геохимического распространения серы является ее низкое относительное распространение в коре Земли и материале мантии, на несколько порядков ниже, чем в среднем материале каменных метеоритов, которые отражают усредненное вещество солнечной системы, лишенное летучих. Это приводит к выводу о сосредоточении значительных количеств серы в самом ядре нашей планеты.

Опыты последнего времени показали, что наиболее низкая температура плавления системы FeS—Fe будет 988°C при обычном атмосферном давлении, что значительно ниже температуры плавления чистого железа или силикатного материала. Поэтому при прочих равных условиях в случае повышения температуры в недрах Земли железный расплав, обогащенный серой, сформируется первым и ввиду своей низкой вязкости и высокой плотности будет легко опускаться и стекать в ядро.

Изменение основной идеи Гольдшмидта заключается в том, что общая классификация геохимического поведения элементов на атмофильные, литофильные, халькофильные и сидерофильные является несколько упрощенной и что данный химический элемент может изменять свое поведение в соответствии с различиями химических и физических условий среды. Так, в присутствии жидкой фазы FeS—Fe такие типичные литофильные элементы, как K , Rb и Cs , будут поступать в нее и вести себя, как халько-сидерофильные. Сравнивая размеры ионов Li и Na с размерами K , Rb , Cs , нетрудно показать, что последние

слишком велики, чтобы входить в кристаллы силикатных минералов, слагающих мантию Земли. Поэтому K, Rb, Cs, по всей вероятности, будут обогащать расплав FeS—Fe, т. е. будут вести себя, как элементы халькофильные. Нахождение минерала дирфшерита $K_3(Na, Cu)(Fe, Ni)_{12}S_{14}$ в сильно восстановительной среде некоторых каменных метеоритов (энстатитовых хондритов) указывает на халькофильное поведение K и аналогично Rb, что, возможно, соответствует восстановительным условиям первичной мантии Земли и способствует их поступлению в земное ядро.

K важнейшим геохимическим свойствам элементов относится их летучесть самих по себе и летучесть их соединений. При повышении температуры разные элементы и их наиболее распространенные природные соединения переходят в газовую фазу — пар — далеко не одинаково. Все это имеет существенное значение для понимания миграции химических элементов при дифференциации планет и астероидов. При низких температурах в состоянии газа находятся немногие химические элементы, но при повышении температуры количество их непрерывно растет. В качестве критерия летучести можно выбрать температуру $1500^\circ C$, при которой такая распространенная на Земле вулканическая порода, как базальт, переходит в расплавленное состояние. Элементы и их соединения, переходящие при этой температуре в пар, можно отнести к относительно летучим, а непереходящие и остающиеся в расплаве — к нелетучим. По данным А. Рингвуда (1966), летучие и нелетучие элементы подразделяются так, как это показано в табл. 3.

K нелетучим относится большая часть литофильных (оксифильных) и сидерофильных, характеризующихся вообще высокой температурой плавления и кипения. K летучим относятся в первую очередь атмосфильные элементы, все без исключения инертные газы, обычные газы, значительная часть халькофильных элементов и небольшая часть элементов литофильных.

K важным геохимическим свойствам элементов относится способность их создавать минералы как твердые атомные постройки по законам кристаллохимии. Минерал — это кристаллическая составная часть горных пород, руд и других агрегатов неорганического мира, образовавшаяся в результате физико-химических процессов,

Таблица 3

Классификация некоторых элементов согласно их относительной летучести на основном силикатном расплаве при восстановительных условиях

Нелетучая группа		Летучая группа	
Оксифильные		Вероятные летучие соединения:	H_2O , CO , N_2
Be, B, Mg, Al, Si, P	H, C, N		
Ca, Sc, Ti, Sr, Y, Zr	F, Cl, Br, I		галогиды
Nb, Ba, Tr, Hf	S, Se		гидриды
Ta, Th, U			
Сидерофильные	Li (?), Na, K, Rb, Cs		элементы
Fe, Co, Ni			
Cu, Ag, Au	Zn, Cd, Hg, Tl		элементы
Mo, Sn (?), W	Pb, As, Sb, Bi, Te		окислы
Ru (?), Rh, Pd, Re	Ga, Ge, Sn, In		сульфиды
Os (?), Ir, Pt			

протекавших и протекающих в оболочках Земли и планет (астероидов). Из минералов состоят все горные породы нашей планеты и Луны, метеориты и твердые оболочки планет земного типа. Большинство химических элементов входит в состав известных минералов. Причем элемент может входить в качестве главной составной части и фиксироваться в формуле минерала, как, например, Si, O, Ca, F, Zn в SiO_2 , CaF_2 , ZnS , а также находиться в виде примеси. Химический анализ естественных минералов во многих случаях показывает, что их состав не соответствует идеальной формуле. Это связано с присутствием определенного количества примесей. Элементы-примеси часто присутствуют в виде так называемых изоморфных замещений, замещая в структуре главные атомы и ионы минерала по признаку сходства размеров. Число известных в природе минералов ограничено. В земной коре их насчитывается около 5000, в метеоритах — 66.

Ограниченность минералов по сравнению с бесчисленным множеством химических соединений, полученных в лаборатории, связана с разными причинами. Главными из них являются: распространенность элементов, способных создавать минералы, физико-химические условия формирования самих минералов и собственные химические (кристаллохимические) свойства элементов (атомов). В общем в земной коре и метеоритах наблюдается сле-

дующая тенденция — чем шире распространен элемент, тем большее число минералов он образует.

Любой минерал как определенный тип атомной постройки может быть устойчивым при определенных значениях температуры (T) и давления (P). Температуры плавления минералов возрастают с увеличением давления. Минерал определенного химического состава под воздействием давлений может менять свои физические свойства, перестраивая расположение атомов (ионов) внутри своей постройки и приобретая другую кристаллическую структуру. Это изменение внутренней структуры одного и того же вещества называется полиморфизмом. Отдельные виды полиморфных состояний обычно называют полиморфными модификациями. Например, твердый углерод способен находиться в двух полиморфных модификациях — в виде кубического алмаза и в виде гексагонального графита.

Для понимания природы недр Земли и планет земного типа особо важное значение имеют данные по полиморфным превращениям тех соединений, которые образовались из наиболее распространенных элементов O, Si, Fe, Mg, S. Соединения этих элементов образуют минералы разных свойств и разных полиморфных модификаций. Наиболее важными соединениями в данном случае являются SiO_2 , FeO , MgO , Mg_2SiO_4 , MgSiO_3 , FeSiO_3 .

Плотность этих минералов при нормальном атмосферном давлении указана ниже:

Состав	Название	Плотность, г/см ³
SiO_2	Кварц	2,533
FeO	Вюстит	5,745
MgO	Периклаз	3,58
Mg_2SiO_4	Оливин	3,21
MgSiO_3	Эггстатит	3,1
FeSiO_3	Гиперстен	3,40
Fe	Металлическое железо	7,865
Ni	Металлический никель	8,865
Si	Кремний	2,328
S	Сера (ромбическая)	2,07

Однако с увеличением давлений плотность минералов будет возрастать в связи с переходом в более плотные полиморфные модификации. Так, кварц может переходить

в более плотную модификацию — стивовит — с плотностью $4,25 \text{ г/см}^3$. Аналогичные изменения происходят и в других минералах.

Таким образом, данные по распространению элементов и их размещению в телах солнечной системы свидетельствуют о том, что их судьба зависит от ряда отдельных свойств атомов. Общая распространенность атомов определена свойствами их ядер и способом образования. Распределение элементов связано со строением электронной оболочки их атомов, т. е. с положением в таблице Менделеева.

СВИДЕТЕЛИ РАННЕЙ ИСТОРИИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

В настоящее время метеориты вполне оправдали ранее высказанные надежды на то, что они могут дать ценную научную информацию об истории возникновения отдельных тел солнечной системы. До последнего времени, пока не был получен первый каменный материал с поверхности Луны, метеориты представляли единственный внеземной космический материал, попадающий в наши руки и доступный количественным лабораторным исследованиям. Сейчас особенно детально изучаются состав, строение, внутренняя структура, радиоактивность, возраст и физические свойства метеоритов.

Большинство метеоритов оказалось очень древними. Этот факт имеет принципиальное значение в познании истории солнечной системы. Возраст метеоритов по радиологическим данным отражает время, прошедшее с момента их кристаллизации в твердые тела. Относительно возраста метеоритов получены интересные результаты. Применение современных методов ядерной хронологии, основанных на радиоактивном распаде урана, тория, рубидия (Rb^{87}) и калия (K^{40}), к образцам метеоритов разных классов показало, что большинство метеоритов имеет одинаковый возраст, в пределах 4,5—4,6 млрд. лет. Это совпадает с современными оценками возраста Земли и Луны.

Некоторые классы метеоритов, несмотря на их столь древний возраст, оказываются малоизмененными и, таким образом, в своем химическом и минералогическом составе сохраняют запись событий, происходивших во время образования солнечной системы или вскоре после ее образования.

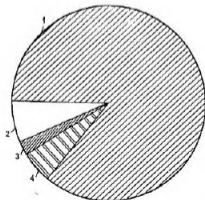
Удивительное совпадение возраста метеоритов с возрастом нашей планеты говорит о том, что время формирования Земли как дифференцированной планеты и время

формирования метеоритов (или более крупных тел порядка астероидов, в состав которых они первоначально входили) относятся к единой древней эпохе в истории солнечной системы. Отсюда можно также допустить, что формирование планет солнечной системы было событием почти одновременным (синхронным); точнее, образование планет происходило в относительно узком интервале времени.

Метеориты, выпадающие на поверхность Земли из космического пространства, подразделяются на каменные и железные. Более подробно их классификацию можно представить в следующем виде:

Каменные метеориты	{	Хондриты Ахондриты
Железосаменные метеориты	{	Мезосидериты Палласиты
Железные метеориты	{	Гексаэдриты Октаэдриты Атакситы

На поверхность Земли чаще выпадают каменные метеориты (рис. 5), среди которых наиболее распространены хондриты, названные так из-за своей особой хондритовой структуры. Силикатные минералы являются ведущей составной частью всех каменных метеоритов. Железные метеориты выпадают значительно реже. Они представляют собой естественный самородный сплав железа и никеля.



Р и с. 5. Относительная частота выпадения метеоритов разных классов (по Дж. Вуду)

Каменные:

- 1 — хондриты 85,7%;
- 2 — ахондриты 7,1%;
- 3 — железосаменные 1,5%;
- 4 — железные 5,7%

Основная масса метеоритов включает немногие химические элементы. В табл. 4 представлен средний химический состав метеоритов разных классов. Очевидно, что только O, Si, Fe, Mg, Ca, Ni, S составляют свыше 90% массы любого метеорита. Поэтому сочетание этих элементов в виде определенных твердых химических соединений — минералов — обуславливает главным образом химическую природу метеоритов.

Таблица 4
Средний химический состав (в вес. %) метеоритов разных классов

Элемент	Классы метеоритов		
	железные	железокаменные (палласиты)	каменные
Fe	90,85	55,33	15,5
Ni	8,5	5,43	1,10
Co	0,60	0,30	0,08
Cu	0,02	—	0,01
P	0,17	—	0,10
S	0,04—0,5	—	1,82
C	0,03	—	0,16
O	—	18,55	41,0
Mg	0,03	13,33	14,3
Ca	0,02	—	1,80
Si	0,01	8,06	21,00
Na	—	—	0,80
K	—	—	0,07
Al	—	—	1,56
Mn	0,05	—	0,16
Cr	0,01	—	0,60
Ti	—	—	0,12

К настоящему времени в метеоритах насчитывается 66 минералов, большинство из которых похожи на минералы земной коры. Наиболее распространены оливин и пироксен. Оливин представляет собой твердый раствор фаялита Fe_2SiO_4 и форстерита Mg_2SiO_4 в разных пропорциях; пироксен — раствор ферросилита $FeSiO_3$ и энстатита $MgSiO_3$. В каменных и железокаменных метеоритах содержатся и другие силикаты, а также минералы металлического никелистого железа (тэнит и камасит), составляющие значительную часть железных метеоритов. К типичным метеоритным минералам относится троилит FeS . Другие минералы, общие для земной коры и метеоритов, встречаются в небольших количествах. Кроме того,

в метеоритах мы находим минералы, совершенно неизвестные в земных условиях. Это карбиды (например, SiC , Fe_3C), некоторые сульфиды (например, ольдгамит CaS , добреелит FeCr_2S_4), фосфаты и силикаты.

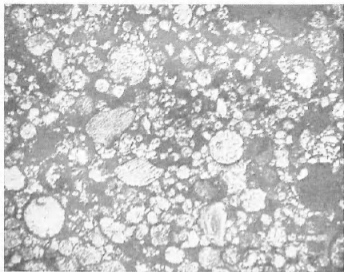
Ниже мы кратко охарактеризуем основные классы метеоритов и закономерности изменения их химического состава.

Хондритовые метеориты представляют наиболее примитивный класс метеоритов. Так, другие метеориты представляют собой продукты значительно более сложных процессов химического разделения вещества. Минеральный состав хондритовых метеоритов в общем довольно прост и однообразен. Хондриты состоят главным образом из оливина и пироксена с небольшой примесью никелистого железа, плагиоклаза и троилита. Минеральный состав типичного хондрита представлен на рис. 6. Исключения представляют углистые хондриты, состоящие преимущественно из гидратированных силикатов.

В структурном отношении хондритовые метеориты характеризуются наличием хондр. Хондры представляют собой сферические тела порядка 1 мм в диаметре и меньше. Они состоят из оливина и ромбического пироксена, которые располагаются радиально от определенной точки, смещенной по отношению к центру (рис. 6). Остальная мелкозернистая масса хондритов представляет собой смесь оливина и пироксена с никелистым железом, троилитом и плагиоклазом. Иногда в этих промежутках встречается стекло.

Хондритовые метеориты принято сейчас подразделять на энстатитовые, обычные и углистые хондриты. Обычные хондриты различаются по своему минералогическому составу, в частности по содержанию железа. Г. Юри и Крейг выделяют две основные группы обычных хондритов: с высоким содержанием железа — тип *H* (*H*—highly) и относительно низким — тип *L* (*L*—low). В группе *H* в среднем около 28% железа, а в группе *L* — 22%. Все изученные хондриты тяготеют к той или другой группе.

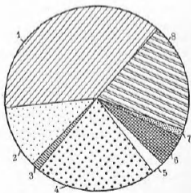
Углистые хондриты мало распространены, но они представляют особый интерес. В них присутствуют гидратированные минералы, продукты взаимодействия силикатов с водой, а также органические соединения. Углистые хондриты подразделяются на три типа: I, II и III. Среди них особое место занимают хондриты типа I. Они



Р и с. 6. Микроструктура хондритового метеорита Тинца. Светлые зерна — прозрачные минералы, темные — непрозрачные. Округленные образования — хондры, которые в прошлом были каплями «огненного дождя» (по Дж. Вуду)

Р и с. 7. Минеральный состав типичного хондрита Ричардсон. Площади на диаграмме пропорциональны весовым процентам содержания минералов (по Дж. Вуду)

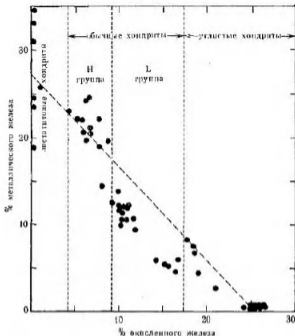
- 1 — оливин $\text{Fe}_{0,22}\text{Mg}_{1,48}\text{SiO}_3$;
- 2 — полевой шпат $\text{Na}_0,7\text{K}_{0,1}\text{Al}_{1,7}\text{Si}_{2,8}\text{O}_8$;
- 3 — диопсид $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$;
- 4 — ортопироксен $\text{Fe}_{0,15}\text{Mg}_{0,45}\text{SiO}_3$;
- 5 — содержание Cr, Ti, P, ...;
- 6 — троилит FeS , другие минералы;
- 7 — металлы: тентит $\text{Fe}_{35}\text{Ni}_{35}$;
- 8 — металлы: камасит $\text{Fe}_{23}\text{Ni}_7$;



имеют самую низкую плотность ($2,2 \text{ г/см}^3$), сложены аморфными гидратированными силикатами, содержат много серы в виде сульфатов, которые растворимы в воде и наиболее богаты газами. По атомным соотношениям и количеству летучих веществ химический состав углистых хондритов типа I наиболее близок к химическому составу Солнца. Есть серьезные основания полагать, что углистые хондриты типа I представляют собой наименее дифференцированный и фракционированный материал солнечной системы, наиболее близкий к тому протопланетному веществу, из которого возникли планеты и астероиды.

Наиболее важной характерной чертой изменения химического состава хондритов является постепенный переход от состояния максимального окисления, как это мы наблюдаем у углистых хондритов, к состоянию полного восстановления железа, как у энстатитовых хондритов. Подобная закономерность еще была отмечена одним из крупных исследователей метеоритов Г. Прайором. Он сформулировал следующее правило: чем меньше содержится металлического никелистого железа в хондритовых метеоритах, тем богаче никелем и железом магнезиальные силикаты этих метеоритов.

Хондритовые метеориты обнаруживают широкую вариацию окислительного состояния (рис. 8). Это указывает на то, что окислительно-восстановительные условия во время формирования хондритовых (астероидальных) тел в солнечной системе широко изменялись в разных ее местах. В обычных *L*-хондритах имеется много окисленного железа, весь кремний, кальций, хром и большая часть фосфора находятся в соединении с кислородом. Когда восстановление становится более интенсивным, как у *H*-хондритов, значительная часть фосфора находится в виде минерала шрейберзита $(\text{Fe, Ni, Co})_3\text{P}$. При более высоких стадиях восстановления (в энстатитовых хондритах) кальций встречается в составе ольдгамита (CaS) , фосфор — в составе шрейберзита, а хром — в составе добреелита $(\text{FeCr}_2\text{S}_4)$. В энстатитовых хондритах даже силикаты восстанавливаются частично до элементарного кремния, который входит в состав железоникелевой фазы. Закономерное изменение окислительного состояния хондритовых метеоритов, несомненно, свидетельствует о том, что их формирование было связано с окисли-



Р и с. 8. Соотношение окисленного и металлического железа в хондритовых метеоритах (по А. Ринггауду)

гельно-восстановительными реакциями первичного протопланетного облака. Поскольку реакции этого типа в веществе солнечного состава зависят от температуры, естественно, можно заключить, что в разных частях протопланетного облака (туманности), из которого возникли родоначальные тела хондритовых метеоритов, температурные условия были разные. Так, при более высоких температурах происходило восстановление железа, а при более низких оно окислялось и входило в состав окислов и силикатов.

В связи с различным состоянием окисления изменяется средняя плотность хондритов. Самые легкие углистые хондриты типа I. Они наиболее окисленные, их плотность порядка 2 г/см³. Наиболее восстановленные энста-

титовые хондриты имеют плотность порядка 3,5 г/см³. Основной причиной повышения плотности является возрастание количества металлического железа.

Происхождение хондритовых метеоритов неразрывно связано с происхождением их характерной хондритовой структуры. Большинство исследователей считают, что хондры представляли собой когда-то капли расплава которые затем застыли и кристаллизовались.

Ахондриты представляют собой группу камельных метеоритов, которые имеют кристаллическую структуру, и в них отсутствуют хондры. Многие имеют большое сходство с земными изверженными породами. Наиболее похожи на земные породы так называемые эвкриты и гвардиты. Они состоят из пироксенов и апортита ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). В минералогическом и структурном отношении эвкриты близки к основным — габброидным — породам земной коры, но отличаются от них повышенной пропорцией темноцветного минерала (пироксена). В целом структурные особенности и минералогический состав большинства ахондритов указывают, что они первоначально кристаллизовались из магмы, аналогично земным магматическим горным породам.

Железокаменные метеориты представляют собой сочетание железоникелевого и силикатного материалов. Мезосидериты состоят из никелистого железа и силикатов примерно в равных количествах. Силикаты представлены преимущественно пироксеном и плагиоклазом с резким преобладанием первого. Никелистое железо неравномерно распределено по всему объему метеорита в виде зерен разного размера. Палласиты представляют собой железоникелевую массу, в которую вкраплены в виде включений силикатные минералы. В никелистом железе встречаются некоторые мелкие включения в виде троилита и шрейберита. Силикатная часть представлена главным образом оливином в виде угловатых и округлых зерен. В целом палласиты больше приближаются к железным метеоритам. Их металлическая часть иногда содержит структуры (видманштеттеновы), сходные со структурой железных метеоритов.

Железные метеориты состоят почти целиком из никелистого железа. Они обогащены сидерофильными элементами и почти совсем лишены литофильных. Железные метеориты в свою очередь разделяются на отдельные

группы в зависимости от структуры и содержания никеля. Так, среди железных метеоритов выделяются:

	Содержание никеля, %
Гексаэдриты	4—6
Октаэдриты	6—14
Атакситы	свыше 12

Кроме Fe, Ni, Co, в железных метеоритах присутствуют в небольших количествах P, Cu, S, C в виде включений прейбериита, троилита, когенита и графита. Иногда железные метеориты содержат включения силикатов в виде энстатита и оливина, в которых очень мало железа. Содержание никеля в отдельных частях железных метеоритов изменяется от 5 до 62%. Как показал Дж. Ловринг, эти пределы вызваны явлениями дифференциации во время кристаллизации однородного железоникелевого расплава, образовавшего ядро родоначального метеоритного тела астероидальных размеров. Около 80% всех известных железных метеоритов относится к классу октаэдритов. Если их отполированную поверхность протравить разбавленной кислотой, то проявляются особые виды структуры, которая носит название видманштеттеновых фигур. Они образуются системой параллельных пластин из сплава с низким содержанием никеля (6—7%), так называемого камасита. Системы пластин располагаются параллельно четырем плоскостям — граням октаэдра, и поэтому железные метеориты, обладающие подобной структурой, названы октаэдритами. Эти структуры удалось воспроизвести искусственным путем при очень медленном охлаждении железоникелевых сплавов. Но эти структуры оказались мелкими. Исследование физико-химических равновесий железоникелевых сплавов показало, что наблюдаемые структуры и состав железных метеоритов могли возникнуть при медленном охлаждении до 300° С и давлении 10⁵ атм. Это, несомненно, указывает на то, что образование железных метеоритов происходило в недрах космического тела планетарного размера.

Приведенные выше данные о составе и структуре метеоритов проливают некоторый свет на их происхождение. Еще в начале XIX в. А. Стойкович и В. Ольберс независимо друг от друга выдвинули гипотезу о том,

что все метеориты являются обломками некогда распавшейся планеты. Однако в настоящее время мы можем заключить, что вопрос решается не так просто. По современным данным, метеориты представляют собой обломки тел астероидального размера, но различного типа. Так, ахондриты, железокосменные и железные метеориты позволяют восстановить недра родительских тел метеоритов, подвергавшихся плавлению и дифференциации, и подробно изучить процессы фракционирования. Иначе говоря, указанные химически резко различные метеориты можно действительно рассматривать как продукты распада астероида, испытавшего химическую дифференциацию на внешнюю силикатную оболочку (говардиты, эвкриты), внутреннюю оболочку (большинство ахондритов вверху и частично мезосидериты внизу) и металлическое ядро (железные метеориты типа октаэдритов и частично палласиты).

С другой стороны, хондритовые метеориты произошли, по-видимому, от многих малых астероидов, не испытавших химической дифференциации. В то же время эти астероиды обладали малыми массами, так что давление в их центральных частях не смогло нарушить хондритовой структуры. При этом хондритовые метеориты группы *H* и группы *L* произошли от тел разного исходного состава в отношении содержания железа.

Изложенные выше данные по метеоритам позволяют прийти к определенным заключениям, имеющим значение для понимания происхождения Земли и малых тел солнечной системы.

1. Весьма сходный возраст Земли и метеоритов разного типа указывает на то, что формирование твердых тел в солнечной системе было в основном синхронным процессом.

2. Если допустить, что ахондриты, железокосменные и железные метеориты являются обломками химически дифференцированной планеты, то совпадение возраста этих метеоритов с возрастом хондритов будет свидетельствовать об относительно быстром процессе химической дифференциации родоначальной планеты.

3. Углистые хондриты типа *I* являются наиболее примитивными метеоритами, и сходство атомных соотношений в них с солнечным веществом позволяет предположить, что они представляют собой наименее дифференцированный

материал солнечной системы, наиболее близкий к тому протопланетному веществу, из которого возникли планеты и астероиды.

4. Химический состав хондритов показывает широкие вариации их состояния окисления от максимально окисленного железа в углистых хондритах до полностью восстановленного железа в энстатитовых хондритах, что указывает на химические процессы окислительно-восстановительного характера в разных частях солнечной системы во время ее формирования.

ПРИРОДА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛАНЕТ

Наши знания о составе планет довольно ограничены. Пока что они основаны на косвенных данных — преимущественно на их массе, средней плотности, размерах и расстояниях от Солнца. Космические полеты дали более обстоятельную информацию о природе верхних слоев Венеры и Марса и доставили в земные лаборатории лунный материал, который оказался близок к составу базальтовых вулканических пород Земли.

Однако о внутреннем строении и составе поверхности планет земного типа мы знаем очень мало. Тем не менее основные данные о механических свойствах планет, которые в принципе известны давно, в целом отражают их состав.

Все планеты солнечной системы подразделяются на внутренние, или планеты земного типа, и на внешние, или планеты типа Юпитера. К внутренним планетам относятся близкие к Солнцу — Меркурий, Венера, Земля, Марс; к внешним — далекие Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон. Внутренние планеты — преимущественно твердые каменные тела, поэтому к ним также по своей природе близки астероиды и спутники планет. Наиболее важные характеристики планет представлены в табл. 5.

Существенной величиной, по которой мы можем судить о составе планет (общем их составе), является их плотность. Средняя плотность планет (в г/см^3) получается как результат деления их массы на объем $d=M/V$. Из таблицы видно, что средняя плотность планет неодинакова. Внутренние планеты земного типа, сложенные преимущественно твердым материалом, отличаются высокой плотностью (3,35—5,6 г/см^3). У внешних планет плотность низкая (1,58—0,68 г/см^3), что свидетельствует об их газовом составе. Действительно, Юпитер и близкие

к нему планеты, по расчетным данным, состоят в основном из газов, среди которых первое место принадлежит водороду — наиболее распространенному элементу космоса.

Для понимания химической природы земного шара большое значение имеет сравнение планет земной группы друг с другом и с нашей планетой в целом. Поэтому ниже мы кратко остановимся на характеристике внутренних планет и Луны.

Меркурий — ближайшая к Солнцу планета — имеет самую высокую плотность. Поскольку период собственного вращения Меркурия равен периоду его обращения вокруг Солнца, то он все время повернут к Солнцу одним полушарием. На освещенной стороне Меркурия температура достигает 625°K , а на темной поверхности, вероятно, всего лишь $10\text{--}20^{\circ}\text{K}$. На неосвещенной поверхности большинство газов должно замерзать, а на освещенной, горячей стороне молекулы обычных газов должны приобретать тепловые скорости, превышающие скорость улетучивания с поверхности. Поэтому Меркурий практически не имеет атмосферы. Возможно, на нем есть небольшая не-

Таблица 5
Основные свойства планет по сравнению с Землей

Планета	Масса	Радиус	Средняя плотность, г/см ³	Средняя плотность при нулевом давлении, г/см ³	Скорость убегания, км/сек	Альбидо
Внутренние планеты						
Луна	0,0123	0,273	3,35	3,31	2,37	0,067
Меркурий	0,0543	0,383	5,62	5,3	4,25	0,056
Венера	0,8136	0,9551	5,09	4,4	10,3	0,76
Земля	1,000	1,000	5,517	4,4	11,2	0,36
Марс	0,0189	0,523	4,00	3,9	5,03	0,16
Малые планеты						
Астероиды (хондритовые)	< 0,00013	< 0,058	~ 3,5	3,5	—	—
Внешние планеты						
Юпитер	318,36	10,97	1,35	—	57,5	0,67
Сатурн	95,3	9,03	0,71	—	33,1	0,69
Уран	14,54	3,72	1,58	—	21,6	0,93
Нептун	17,2	3,36	2,47	—	24,6	0,84
Плутон	0,0637	0,54	2,9	—	—	0,14

устойчивая аргоновая атмосфера как продукт распада радиоактивного K^{40} , сосредоточенного в твердом теле планеты.

Венера по размерам и плотности наиболее приближается к нашей Земле. Обладает наиболее мощной, плотной и теплой атмосферой из всех планет земной группы. По данным советских межпланетных станций «Венера-4, 5, 6, 7», атмосфера планеты на 93—97% состоит из CO_2 . Обнаружено присутствие O_2 , N_2 , H_2O . Температура атмосферы у поверхности достигает $747 \pm 20^\circ K$, давление 90 атм. Обилие CO_2 можно объяснить процессом разложения карбонатов при высоких температурах согласно уравнению



которое сдвигается вправо. Подобным же образом происходит разложение и других карбонатов с образованием CO_2 . Свободный кислород на Венере образуется в результате разложения H_2O под действием солнечной радиации. Другой продукт разложения — водород — легко теряется верхними слоями атмосферы. Это приводит к медленной вековой потере воды, и Венера медленно высыхает. При высоких температурах поверхности практически вся вода на Венере находится в атмосфере в паровом состоянии. Наличие светлого водяного пара определяет высокую отражательную способность планеты — 76% падающего на нее солнечного света.

Земля является самой крупной из всех внутренних планет. В то же время она имеет наиболее крупного спутника — Луну, которая по массе составляет $1/81$ часть массы Земли. По своему составу азотно-кислородная атмосфера Земли резко отличается от атмосфер других планет и является продуктом жизни. Большая часть атмосферного аргона Земли имеет радиоактивное происхождение от распада K^{40} в земной коре.

Луна представляет собой твердое тело, лишенное атмосферы и состоящее из силикатного материала. Невооруженным глазом уже давно на поверхности нашего спутника были замечены темные и светлые участки. Большие темные области на поверхности Луны еще первыми исследователями, использовавшими телескоп, были названы морями (рис. 9). Но мы теперь знаем, что на Луне



Р и с. 9. Карта Луны с указанием мест посадок автоматических станций «Луна-16», «Луна-20» (Л-16, Л-20) и кораблей «Аполлоно» — 11, 12, 14, 15 (А-11, А-12, А-14, А-15)

отсутствует вода и так называемые моря представляют собой сухие, относительно плоские равнинные области более темного оттенка, чем остальная поверхность.

С помощью телескопа на лунной поверхности можно наблюдать рубцы и ямы горных цепей и кратеров. Особенно много кратеров. Самые большие из них названы в честь выдающихся деятелей науки и культуры — кратеры Тихо, Коперник, Кеплер, Аристарх, Эратосфен, Платон и др. Самый крупный кратер — Гримальди диаметром свыше 200 км. Кольцеобразные валы кратеров часто имеют высоту порядка 6 км.

Поверхность Луны сложена темным материалом. Об этом свидетельствует малая отражательная способность лунной поверхности. Луна отражает только 7% падающих на ее поверхность солнечных лучей видимой части спектра. В то же время от поверхности нашего спутника красный свет отражается более эффективно, чем синий или фиолетовый. Это придает лунному свету оранжевые тона. Самые светлые области похожи на белый песок, самые серые — на темные сланцы. По свидетельству американского космонавта Н. Армстронга, побывавшего на Луне, «в общем, исследованный нами район по освещенности может сравниться с пустыней, а его цвет напоминает цвет сухого цемента или песчаного пляжа. При выходе из кабины мы неожиданно обнаружили, что обломки пород и частицы лунного грунта имеют темно-серый или угольно-серый цвет».

Изучение орбит искусственных спутников Луны показало, что под поверхностью лунных морей находятся концентрации тяжелого вещества, которые получили название масконов. Одна из самых больших гравитационных аномалий лунного шара — в области моря Дождей.

Первые исследования лунных пород позволили выделить среди них четыре типа: пузырьчатые со стекловидными пузырьками (тип *A*), полнокристаллические (тип *B*), лунные брекчии — сцементированные породы, обломки кристаллического материала (тип *C*) и россыпи тонкого материала (тип *D*), составляющего лунный грунт (реголит). Элементарный и минералогический состав этих типов пород очень сходный.

Данные о химическом составе лунных пород получены из разных районов: из районов морей (Спокойствия, Оксана Бурь и Изобилия); из горных районов с кольцевыми структурами (места посадок «Аполлона-14» и автоматической станции «Луна-20»). Данные о химическом составе лунных пород и земных базальтов представлены в табл. 6.

Изучение состава лунных пород, собранных преимущественно из районов морей, показывает, что по соотношению основных компонентов он больше всего согласуется с составом полевошпатовых ахондритов — эвкритов. Наиболее вероятным источником вещества Луны могли быть хондриты с повышенным содержанием силикатного железа и не имеющие металлической фазы.

Таблица 6
Состав лунных пород

Окисел	«Аполлон-11» Район Моря Спокой- ствия	«Аполлон-12» Район Оневна Бурь	«Луна-16» Район Морь Изобилия	«Аполлон-14» Район кратера Фра- Мауро	«Луна-20» Красная область Морь Изобилия	Базальты Тихого океана
SiO ₂	42,10	45,88	41,7	48,3	45,4	50,29
TiO ₂	7,83	2,87	3,39	1,88	0,56	3,03
Al ₂ O ₃	13,71	12,91	18,33	17,13	22,9	12,92
FeO	15,75	15,47	18,04	10,08	7,03	9,77
MgO	7,00	10,38	8,78	9,37	9,70	8,07
CaO	12,00	10,11	12,49	10,53	13,3	10,84
Na ₂ O	0,45	0,43	0,34	0,66	0,55	2,26
K ₂ O	0,14	0,22	0,10	0,57	0,10	0,46
MnO	0,21	0,22	0,21	0,13	0,12	0,14
P ₂ O ₅	0,13	0,20	0,05	0,50	0,14	0,38
Cr ₂ O ₃	0,23	0,42	0,28	0,18	—	—
S	—	—	—	—	0,08	—

По сравнению с земной корой и наиболее близкими к лунным породам базальтами в исследованных породах Луны обнаружено гораздо больше железа, титана, циркония, редких земель и других химических элементов. Элементы с повышенным содержанием в лунных породах обладают некоторыми общими геохимическими свойствами.

Отдельные ряды элементов в больших периодах таблицы Д. И. Менделеева образуют так называемые геохимические семейства и находятся по соседству друг с другом. Геохимические семейства объединяют элементы с общими химическими и геохимическими свойствами, определяемыми близким характером внешней электронной оболочки их атомов. А. Е. Ферсман выделял пять геохимических семейств:

Семейство железа	(Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni)
Семейство молибдена	(Y, Zr, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd)
Семейство редких земель, или лантанидов	(Ce, Pr, Nd . . . Lu)
Семейство рения	(Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt)
Семейство актиноидов	(Ac, Th, Pa, U)

Из перечисленных семейств наиболее близкими свойствами будут характеризоваться элементы группы же-

железа и лантанидов. В геохимическом отношении это значит, что в природе обычны и типичны случаи совместного нахождения этих элементов, их совместной концентрации. Так, в процессах с высокими термодинамическими параметрами (температурой и давлением) члены семейств встречаются совместно, но с понижением температуры и давления идет разделение семейств на отдельные группы, наблюдаемое на поверхности Земли при обычных условиях температуры и давления.

Учитывая изложенное выше, можно прийти к выводу, что повышенное содержание ряда химических элементов у поверхности Луны не является случайным, а носит вполне определенный закономерный характер. Так, в поверхностных породах Луны особенно резко выражены элементы семейства железа, молибдена, редких земель. Правда, для редких элементов имеется исключение в отношении одного элемента — европия. Он содержится в скудном количестве по сравнению с другими редкоземельными элементами. Таким образом, элементарный химический состав исследованных лунных пород отражает в первую очередь высокотемпературные условия их образования. Действительно, все до сих пор исследованные лунные породы изверженного вулканического происхождения. Они возникли в результате остывания силикатного расплава, обогащенного железом, — лунные лавы излились из более глубоких горизонтов лунного шара.

Лунные породы сложены многими минералами. Наиболее распространенные из них следующие:

Пироксен	$(\text{Mg, Fe, Ca}) \text{SiO}_3$
Плагиоклаз	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Ильменит	FeTiO_3
Оливин	$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$

В лунных породах также обнаружены разновидности кремнезема — кристобалит и тридимит, калиевый полевой шпат KAlSi_3O_8 , апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, обогащенный редкими землями, бадделит (ZrO_2), биотит, амфибол, кальцит. Встречаются и такие минералы, как пироксенманганит, ферропсевдобрукит и хромотитанистая шпинель. Эти минералы, естественно, отражают повышенное содержание титана, хрома и марганца в материале лунных пород.

Все лунные минералы лишены следов воздействия водных растворов, и все лунные породы представляются

исключительно сухими. Ничтожные доли окисного железа и преобладающие его закисные формы свидетельствуют о недостатке кислорода в процессе формирования лунных пород.

Особый интерес представляет измерение изотопного состава химических элементов Луны. Главные химические элементы показали изотопные соотношения, равные тем же соотношениям на Земле. Это говорит в пользу общего происхождения вещества Земли и Луны в далеких древних космических системах.

Измерение отношений изотопов O^{18} к O^{16} в отдельных минеральных фракциях лунных пород позволило установить температуры, при которых кристаллизовались эти породы. Крупно- и мелкозернистые лунные породы показали отношение $O^{18} : O^{16}$, которое соответствует изотопному равновесию при $1100-1300^\circ C$, что, вероятно, соответствует температуре кристаллизации.

Распад радиоактивных изотопов помогает решить вопрос о возрасте лунных пород как времени, прошедшем с момента их кристаллизации. В районе Моря Спокойствия возраст кристаллических пород — 3,7 млрд. лет. Такие древние породы для нашей земной коры являются исключительно редкими. Определение соотношений изотопов стронция и свинца из лунных пород позволило рассчитать возраст Луны как самостоятельно существующей планеты. Он оказался равным 4,6 млрд. лет, хорошо согласуясь с возрастом большинства изученных метеоритов разного типа и состава.

Тщательные поиски сложных органических соединений в материале лунных пород привели к открытию в малых количествах простейших соединений углерода.

В одном грамме лунной пыли обнаружены также аминокислоты порядка $n \cdot 10^{-8}$ г.

Плотность кристаллических пород Луны $3,1-3,2$ г/см³, в то время как средняя плотность Луны $3,35$ г/см³. Столь малое различие плотностей свидетельствует о слабой химической дифференциации Луны в целом. Это позволяет заключить, что Луна есть сферическое тело, сложенное почти целиком силикатным материалом.

Марс из всех внутренних планет наиболее удален от Солнца и обладает самой низкой плотностью. Благодаря исследованиям космическими аппаратами «Маринер-4, 6, 7, 8, 9» и «Марс-1, 2, 3» было установлено, что поверхность планеты покрыта многочисленными кратерами, однако

обширная область Хеллас совсем лишена кратеров и похожа на поверхность Луны. Наблюдаются три типа поверхности Марса: светлые — «материковые» районы, желтые — «морские» и белоснежные — полярные шапки.

Большая часть поверхности планеты имеет оранжевую окраску, что, по данным оптических характеристик и радиоастрономии, указывает на мелкозернистый характер раздробленных силикатных пород, покрытых пленкой оксидов железа.

Атмосферное давление у поверхности Марса не превышает 6 мм рт. ст., т. е. на два порядка ниже, чем на Земле. Основным компонентом атмосферы Марса является CO_2 , количество которого, вероятно, превышает 50%, обнаружены примеси NO_2 , содержание O_2 и N пренебрежительно малое. В атмосфере планеты присутствуют пары воды, а также аэрозоли, с которыми связаны «пыльные бури». Температура поверхности Марса изменяется в зависимости от широты и на границе полярных шапок достигает $140\text{--}150^\circ\text{K}$. При таких температурах углекислый газ должен вымерзать. Отсюда можно предположить, что полярные шапки Марса состоят из замороженной углекислоты толщиной слоя в несколько метров. В полярных областях Марса должно вымораживаться значительное количество водяного пара, что способствует образованию ледников.

А. Биндер в 1969 г. теоретически исследовал внутреннюю структуру Марса, основываясь на свойствах материала мантии Земли и очень точном определении радиуса и массы Марса по данным измерений космического аппарата «Маринер-4». Теоретическое моделирование показало вероятность того, что Марс имеет внутреннее железное ядро с радиусом $790\text{--}950$ км, занимающее от 2,7 до 4,9% объема планеты. Состав оболочки — мантии — Марса не должен существенно отличаться от состава земной мантии. Температура внутри Марса должна быть между 800 и 1500°C , т. е. значительно ниже, чем в недрах Земли.

В 1948 г. английский астроном Г. Рамзей выдвинул гипотезу о том, что все внутренние планеты имеют одинаковый состав, а различие в их средней плотности определяется разной степенью сжатия вещества под влиянием высоких давлений, пропорциональных массам планет. В частности, существование ядра Земли объяснялось

фазовым переходом силикатного вещества в металлическое состояние, вызванное высоким давлением. Однако если бы внутренние планеты имели одинаковый химический состав, а уплотнение в центральных частях определялось бы массой самой планеты, тогда в последовательном ряду планет возрастания их массы — Меркурий, Марс, Венера, Земля — мы бы наблюдали последовательное возрастание плотности. На самом деле, как можно видеть по данным табл. 5, маленький Меркурий имеет более высокую плотность, чем более массивные Марс или Венера. Поэтому можно заключить, что внутренние планеты имеют разный химический состав.

При оценке их состава в основном представляют интерес величины средней плотности, вычисленные для нулевого давления в центре планет (см. табл. 5). Различие состава в данном случае, скорее всего, определяется различным соотношением силикатного (плотность $3,3 \text{ г/см}^3$) и металлического железоникелевого материала (плотность $7,23 \text{ г/см}^3$). Таким образом, наиболее вероятной причиной различия плотностей внутренних планет солнечной системы является разное соотношение силикатного и металлического (железоникелевого) материала. Развитие этих представлений за последнее время получило большую популярность. В то же время дискуссионным остается вопрос о распределении внутри планет металлической и силикатной частей — находятся ли они вместе и распределяются равномерно по всему объему каждой из планет или же сосуществуют раздельно — металлическая фаза в виде внутреннего ядра, а силикатная в виде оболочки — мантии разной мощности.

На основании имеющихся данных в области геохимии и космохимии можно предполагать наличие центральных металлических ядер внутри планет земного типа. Такой вывод больше соответствует всему известному и находит подтверждение со стороны таких метеоритов, как железные, железокремнистые и хондриты. Однако хондриты, которые отражают химически недифференцированный материал, видимо, являются обломками астероидов, в которых не смогла завершиться дифференциация.

Если принять в качестве рабочей гипотезы, в высшей степени вероятной, что металлическая фаза образовала внутренние ядра планет, то нетрудно представить их основные величины. Так, согласно расчетам Р. Рейнольдса

и А. Саммерса, радиусы внутренних ядер составляют: 0,8 внешнего радиуса у Меркурия, 0,53 — у Венеры, 0,55 — у Земли и 0,4 — у Марса. На рис. 10 дано сравнение внутреннего строения и состава планет земной группы.

Из сказанного следует, что разная плотность внутренних планет определяется главным образом различием их химического состава. Более плотные планеты содержат больше металлического железа, менее плотные — меньше.

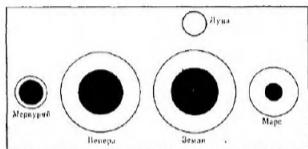


Рис. 10. Состав внутренних планет с разным соотношением силикатного (белое) и металлического (черное) материала

Но, очевидно, различие в составе характерно не только для главных элементов (O, Si, Fe, Mg, Ca, Al, Na), но и для всех других химических элементов таблицы Д. И. Менделеева. Во всяком случае данные по распространению многих редких элементов в метеоритах разных классов, полученные за последнее время, вполне подтверждают такое предположение.

Обращает на себя внимание пространственная закономерность состава внутренних планет — пропорция металлического железа в ближайших к Солнцу планетах выше, чем в планетах более отдаленных. Это хорошо видно на рис. 10 при сравнении близкого к Солнцу Меркурия и далекого от него Марса. По-видимому, в данном случае имеет место важная космохимическая закономерность, которая должна быть объяснена теорией происхождения солнечной системы.

Внешние планеты. По составу, строению и размерам внешние планеты солнечной системы резко отличаются от

внутренних планет земной группы. Внешние планеты имеют малую плотность, что определяется их газовым составом. Причем ведущим элементом этих планет являются водород и его соединения. По некоторым оценкам Юпитер содержит 78 вес. % водорода, а Сатурн 63 вес. %. Уран и Нептун имеют более высокие средние плотности, и, вероятно, пропорция водорода в них ниже.

В спектрах протяженных атмосфер внешних планет отмечаются сильные полосы метана (CH_4), а также полосы молекулярного водорода. Кроме того, в спектрах Юпитера и Сатурна наблюдаются слабые полосы аммиака (NH_3). Однако на Уране и Нептуне аммиак находится в замороженном состоянии, поскольку температура поверхности этих планет очень низкая — порядка -210°C . При таких температурах большинство газов переходит в жидкое и твердое состояния. По некоторым косвенным данным, можно допустить, что в составе внешних планет имеется много He.

Таким образом, крупные внешние планеты солнечной системы по своему атомарному элементарному составу во многом близки к составу Солнца. Они сложены преимущественно из легких компонентов — H_2 , He (?), CH_4 , NH_3 , H_2O . Сохранность этих веществ в составе больших планет связана с высокими значениями масс самих планет, а также с низкими температурами внешних краевых областей солнечной туманности, от которой они произошли.

Изложенные выше данные позволяют прийти к определенным выводам, имеющим прямое отношение к вопросам происхождения солнечной системы.

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

2. Среди внутренних планет также имеется различие в составе — ближайšie к Солнцу планеты более плотные, чем отдаленные.

3. Различие в составе внутренних планет, по-видимому, обусловлено теми же причинами, что и различие в составе метеоритов, т. е. планеты более плотные содержат больше металлической (железоникелевой) фазы и меньше силикатной. Максимальное содержание железа, вероятно, характерно для Меркурия, минимальное —

для Луны, в которой бóльшая часть железа находится в силикатах.

4. Различие состава планет свидетельствует о химическом и физическом фракционировании элементов в процессе образования солнечной системы. Фракционирование определялось различной степенью окисления вещества в зависимости от расстояния от Солнца.

§5. Гигантские внешние планеты солнечной системы возникли из вещества, чрезвычайно близкого к составу Солнца, и процессы фракционирования при их образовании проявились в незначительной степени.

Земной шар сложен из оболочек различной плотности и состава, концентрически обволакивающих друг друга. Верхними оболочками Земли являются атмосфера и гидросфера. Атмосфера граничит с космическим пространством. Твердое тело нашей планеты состоит из трех главных оболочек: тонкой коры, мощной мантии и центрального ядра.

Поверхность твердого тела Земли имеет весьма неровный характер. Горные вершины и хребты чередуются с обширными равнинами на материках. В свою очередь материки представляют собой приподнятые над уровнем моря участки земной коры. В то же время пространственное расположение материков отличается крайне неровным и асимметричным характером. На физической карте земного шара нетрудно видеть, что материки представляют собой обширные массивы суши, сосредоточенные преимущественно в одном из полушарий планеты. Так, если мы разделим земной шар по Тихоокеанскому побережью материков (например, по Западным Кордильерам), то он будет состоять из двух полушарий: материкового, в котором сосредоточены почти все материки вместе с Атлантическим и Индийским океанами, и океанического, которое займет площадь всего Тихого океана.

Такой неравномерный и асимметричный характер планетарного рельефа нашей Земли имеет глубокие корни. В первую очередь он связан со строением и составом земной коры в пределах материкового и океанического полушарий.

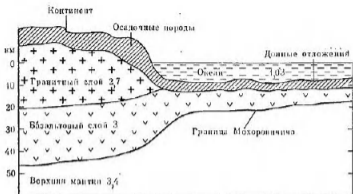
Мы должны обратить внимание на то, что в настоящее время под земной корой мы подразумеваем верхний слой твердого тела Земли, находящийся между поверхностью и так называемой сейсмической границей Мохоровичича. На определенной глубине эта граница отмечает резкий

скачок в увеличении скоростей сейсмических волн, возникающих при сильных землетрясениях. Проходя через границу Мохоровичича, продольные сейсмические волны с глубиной увеличивают свою скорость от 6,5 до 8 км/сек, поперечные — от 3,7 до 4,5 км/сек. Нижняя граница земной коры, фиксируемая разделом Мохоровичича, находится на разной глубине. Под материками она достигает глубины 70 км, под океанами — 10 км. В среднем континентальная кора имеет мощность 35 км, океаническая — в пределах 5—10 км. Такая неодинаковая толщина земной коры в области разных полушарий связана с различием состава слагающих ее пород. Океаническая кора сложена в основном базальтовым материалом, континентальная кора состоит главным образом из материала, близкого по составу к граниту. Современное строение земной коры представлено на рис. 11. Гранитные породы содержат больше кремнекислоты (SiO_2) и меньше магния и железа, чем породы базальтовые. Поэтому можно заключить, что одно из полушарий нашей планеты в верхних горизонтах более обогащено SiO_2 , чем другое, ему противоположное.

Неравномерный характер строения верхних частей Земли охватывает не только собственно ее кору, но и верхнюю мантию и, возможно, простирается до глубин 700 км. В связи с этим следует подчеркнуть, что любая теория происхождения Земли должна объяснить указанный выше асимметричный характер верхних частей твердого тела Земли. Неравномерный характер строения и, вероятно, состава верхних горизонтов земного шара (до глубин 400—500 км) не мог возникнуть в предполагаемую в прошлом эпоху всеобщего расплавленного состояния Земли. В этом случае при любом способе дифференциации мы бы встречали однородные по составу и мощности оболочки. В действительности наблюдается определенная неоднородность, которая схематически представлена на рис. 12.

Кратко остановимся на характеристике отдельных оболочек нашей планеты (рис. 13). Детальное подразделение всего объема Земли, которое сейчас становится общепринятым, представляется в следующем виде:

- | | |
|----------------------------|---------------------|
| A — кора Земли | D — нижняя мантия |
| B — верхняя мантия | E — внешнее ядро |
| C — переходной слой мантии | G — внутреннее ядро |



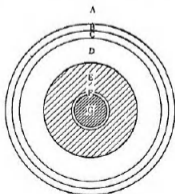
Р и с. 11. Схема строения земной коры. Цифрами обозначена плотность материала в г/см³



Р и с. 12. Схематический разрез континентальной и океанической частей мантии Земли

Р и с. 13. Внутреннее строение Земли

- A — кора;
- B — верхняя мантия;
- C — переходной слой;
- D — нижняя мантия;
- E — внешнее ядро;
- F — граница внешнего и внутреннего ядра;
- G — внутреннее ядро.



В связи с наличием оболочек как совершенно реальных частей планеты возникает вопрос: с чем связан зонарный характер внутреннего строения Земли? В этом отношении до настоящего времени существовало две точки зрения. Иначе говоря, были предложены две основные модели строения и состава Земли. Согласно первой, допускалось, что каждая глубинная зона земного шара имеет свой химический состав, отличающийся от состава других зон. Эту модель можно назвать моделью Гольдшмидта—Ферсмана. Она представляет Землю как химически расслоенное сферическое тело. Согласно второй точке зрения, Земля в целом представляет собой химически однородную сферу, а выявленные геофизиками глубинные зоны отличаются только состоянием вещества, с прогрессивным уплотнением к центру. В частности, ядро Земли представляет собой сильно сжатый силикатный материал, который перешел в «металлизированное» состояние. Такая модель строения Земли может быть названа моделью Лодочникова—Рамзая. Она получила за последние два десятилетия большую популярность в связи с развитием космогонических идей о холодном начале Земли. Естественно, при низких температурах образования планеты не могла бы произойти общепланетарная химическая дифференциация по всему объему Земли.

Однако в настоящее время новые геофизические данные свидетельствуют о том, что в недрах Земли имеет место как химическое разделение вещества, так и различные переходы в разные полиморфные состояния глубинного вещества. Причем наиболее резкое различие физических свойств отмечается между ядром и мантией. Изменение полиморфных модификаций относится к отдельным частям мантии и, вероятно, разным частям ядра.

Модель строения Земли, согласно Гутенбергу—Вуллену, представлена в табл. 7, в которой охарактеризованы отдельные оболочки нашей планеты. Очевидно, что более глубокие оболочки имеют все более возрастающую плотность. Ниже мы остановимся на обстоятельной характеристике оболочек Земли.

Земная кора представляет собой наиболее неоднородную оболочку Земли, сложенную различными минеральными ассоциациями в виде осадочных, изверженных и метаморфических горных пород. Земная кора, или литосфера, представляет собой динамически самый

Таблица 7
Основные характеристики оболочек Земли

Оболочка		Глубина, км	Плотность, г/см ³	Доля от объема Земли, %	Масса, 10 ²⁴ г	Масса, %
Кора	A	0—33	2,7—3,0	1,56	5	0,8
	B	33—400	3,32—3,65	14,07	62	10,4
Мантия	C	400—1000	3,65—4,68	21,31	98	16,4
	D	1000—2900	4,38—5,63	44,28	245	41,0
Ядро	E	2900—5000	9,40—11,5	15,16	183	31,5
	F	5000—5100	11,5—12,0	9,28		
	G	5100—6371	12,0—12,3	0,76		

активный слой верхней части твердого тела Земли. Это арена деятельности геологических процессов с прямым и косвенным участием живого вещества планеты.

Земная кора в общем имеет слоистое строение и состоит из трех комплексов горных пород: осадочных, образующих осадочный слой, или стратисферу; метаморфических, образующих метаморфическую геосферу, и изверженных, образующих гранитную геосферу и подстилающий базальтовый слой (см. рис. 11). Все эти слои имеют прерывистое строение и местами вообще отсутствуют. Так, в области Тихого океана полностью отсутствует гранитный слой. В пределах континентов, в области развития так называемых докембрийских щитов, иногда отсутствуют породы осадочные.

Осадочные горные породы представляют собой материал, отложившийся на дне водоемов и в пониженных участках суши. Они встречаются почти на каждом шагу, покрывая около 80% поверхности современных континентов. Это песок, глина, известняк, песчаник. Одна часть осадочных пород возникла за счет разрушения и перестроения материала более древних пород, другая — непосредственно за счет деятельности живых организмов биосферы, как, например, мел, известняк, каменный уголь, торф. Определенная часть осадков образовалась химическим путем — вследствие осаждения солей в высыхающих замкнутых водоемах. Так возникли отложения гипса и каменной соли.

Магматические, или изверженные, горные породы образовались при кристаллизации магмы, которая представляет собой алюмосиликатный расплав, обогащенный

гавами. Эти породы возникают в результате застывания магмы при температурах 800—500° С. Застывание магмы на глубине приводит в образование крупнокристаллических глубинных, или интрузивных, пород. Преобладающая часть пород такого рода представлена в земной коре континентов гранитами и их разновидностями. Они сложены розовыми или серыми полевыми шпатами, кварцем; слюдой. При извержении магмы на поверхность она теряет газы и переходит в лаву, образующую вулканические породы — порфириты, риолиты, базальты. Среди пород этого типа наиболее распространены базальты. Породы излившиеся сложены иногда мелкими минералами и представляют собой плотную мелкозернистую массу. При бурных вулканических извержениях выбрасывается много вулканического пепла (охлажденные в воздухе брызги лавы разного размера), который при оседании формирует вулканические туфы.

Метаморфические породы представляют собой первичноосадочные или изверженные породы, которые испытали перекристаллизацию под действием давлений и температур на определенных глубинах при погружении. Так, рыхлые глины превращаются в породы с плотной кристаллической структурой. Обычные известняки переходят в мрамор. Метаморфические породы часто имеют тонкую слоистость, или, как говорят, сланцеватость, что связано с односторонним ростом кристаллов при вертикальном давлении на породу. Примерами метаморфических пород могут служить гнейсы и сланцы. Гнейсы по своему минералогическому составу сходны с гранитами, но минералы в них располагаются слоями. Следует отметить, что при интенсивном метаморфизме, связанном частично с переплавлением, грани между метаморфическими и магматическими породами стираются. У нас есть веские доводы в пользу того, что основная масса гранитов континентальной коры имеет метаморфическое происхождение.

Средний химический состав континентальной земной коры может быть выражен в окислах (в вес. %):

SiO ₂	66,4	MgO	2,2
TiO ₂	0,7	CaO	3,8
Al ₂ O ₃	14,9	Na ₂ O	3,6
Fe ₂ O ₃	1,5	K ₂ O	3,3
FeO	3,0	H ₂ O	0,6
MnO	0,08	P ₂ O ₅	0,18

Очевидно, что характер химизма земной коры определяют немногие химические элементы. Всего лишь восемь — O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K — слагают основную ее массу. При этом ведущим элементом является кислород, составляющий едва ли не половину ее массы. Но по объему, обладая большими размерами ионов, кислород занимает 92% объема земной коры. Таким образом, земная кора есть царство кислорода. В ней сосредоточены типичные литофильные элементы в максимальной концентрации.

Мантия Земли имеет особый состав, отличаясь от состава покрывающей ее земной коры. Данные о химическом составе мантии получены на основании анализов наиболее глубинных магматических горных пород, поступивших в верхние горизонты Земли в результате мощных тектонических поднятий с выносом мантийного материала. К таким породам относятся ультраосновные породы — дуниты, перидотиты, залегающие в горных системах. Горные породы островов Св. Павла в средней части Атлантического океана, по всем геологическим данным, относятся к мантийному материалу. Также к мантийному материалу относятся обломки пород, собранные советскими океанографическими экспедициями со дна Индийского океана в области Индоокеанского хребта. (Результаты исследований обобщены Л. В. Дмитриевым в 1969 г.) Химический состав мантии, выведенный по аналогии с составом хондритовых метеоритов, а также на основании изучения глубинных пород, представлен в табл. 8, где он выражен в окислах. Что касается минералогического состава мантии, то здесь можно ожидать существенных изменений, начиная от верхних горизонтов и кончая основанием мантии в связи с ростом давления. Верхняя мантия сложена преимущественно силикатами (оливинами, пироксенами, гранатами), устойчивыми в пределах относительно низких давлений. Нижняя мантия сложена минералами высокой плотности (табл. 7).

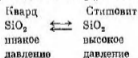
Наиболее распространенным компонентом мантии является окись кремния SiO_2 в составе силикатов. Но при высоких давлениях кремнезем может перейти в более плотную полиморфную модификацию — стишовит. Этот минерал получен советским исследователем Стишовым и назван так по его имени. Если обычный кварц имеет плотность $2,533 \text{ г/см}^3$, то стишовит, образующийся из кварца при давлении 150 000 бар, имеет плотность

Таблица 8
Химический состав верхней мантии

Оксиды	Пирролит мантии (по Рингвуду)	Порода островов Св. Павла	Расчетный состав мантии (по Дмитриеву)	
			1	2
SiO ₂	45,16	43,16	45,5	45,8
Al ₂ O ₃	3,84	3,69	3,8	5,1
Fe ₂ O ₃	0,46	1,45	5,3	4,8
FeO	8,04	8,64	3,0	3,3
TiO ₂	0,71	0,28	0,3	0,3
Cr ₂ O ₃	0,43	0,51	—	—
CaO	3,08	2,61	2,1	3,0
MgO	37,45	38,45	42,2	39,3
Na ₂ O	0,57	0,33	0,4	0,5
K ₂ O	0,13	0,10	0,1	0,1
MnO	0,14	0,14	0,2	0,2
CoO	0,01	—	—	—
NiO	0,20	0,27	—	—
P ₂ O ₅	0,06	0,13	—	—

Примечание. 1, 2 — данные, вычисленные при двух вариантах соотношений для ультраосновных и основных пород.

4,25 г/см³. Оба минерала различаются по своей внутренней структуре. Так, если обычный кварц состоит из сочетаний тетраэдров SiO₂, в которых каждый ион кремния окружен четырьмя анионами кислорода, то стиповит состоит из сочетания структурных единиц, где каждый ион кремния окружен шестью анионами кислорода, т. е. находится в так называемой шестерной координации. Следовательно, при изменении давления имеет место переход полиморфных модификаций кремнезема:



Кроме того, в нижней мантии вероятны и более плотные минеральные модификации других соединений. Исходя из изложенного выше, можно с достаточным основанием полагать, что с ростом давления обычные железомagneзиальные силикаты ольвины и пироксены разлагаются на окислы, которые в отдельности имеют более высокую плотность, чем силикаты, которые оказываются устойчивыми в верхней мантии. Так, мы можем допустить превращение магнезиального оливина Mg₂SiO₄ в окисел

магния (периклаз) и стиповит. Если плотность оливина равна $3,1 \text{ г/см}^3$, то плотность периклаза — $3,9$, а стиповита — $4,25 \text{ г/см}^3$. Учитывая это, можно попытаться объяснить природу и минеральный состав мантии Земли.

Верхняя мантия состоит преимущественно из железистомагнезиальных силикатов (оливинов, пироксенов). Некоторые алюмосиликаты могут переходить здесь в более плотные минералы типа гранатов (например, $\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_2$ — гроссуляр). Под материками и океанами верхняя мантия имеет разные свойства и, вероятно, различный состав. Можно только предположить, что в области континентов мантия более дифференцирована и имеет меньше SiO_2 за счет концентрации этого компонента в алюмосиликатной коре. Под океанами мантия менее дифференцирована. В верхней мантии могут возникать более плотные полиморфные модификации оливина со структурой шпинели и др.

Переходной слой мантии характеризуется постоянным возрастанием скоростей сейсмических волн с глубиной, что свидетельствует о появлении более плотных полиморфных модификаций вещества. Здесь, очевидно, появляются окислы FeO , MgO , CaO , SiO_2 в форме вюститы, периклаза, известия и стиповита. Количество их с глубиной возрастает, а количество обычных силикатов уменьшается, и глубже 1000 км они составляют ничтожную долю.

Нижняя мантия в пределах глубин 1000 — 2900 км практически полностью состоит из плотных разновидностей минералов — окислов, о чем свидетельствует ее высокая плотность в пределах $4,68$ — $5,7 \text{ г/см}^3$. Под влиянием возросшего давления плотные окислы сжимаются, еще более увеличивая свою плотность. В нижней мантии также, вероятно, увеличивается содержание железа.

Ядро Земли. Вопрос о составе и физической природе ядра нашей планеты относится к наиболее волнующим и загадочным проблемам геофизики и геохимии. Только за последнее время намечилось небольшое просветление в решении этой проблемы.

Обширное центральное ядро Земли, занимающее внутреннюю область глубже 2900 км , состоит из большого внешнего ядра и малого внутреннего. По сейсмическим данным, внешнее ядро обладает свойствами жидкости. Оно не пропускает поперечных сейсмических волн. От-

существование сил сцепления между ядром и нижней мантией, характер приливов в мантии и коре, особенности перемещения оси вращения Земли в пространстве, характер прохождения сейсмических волн глубже 2900 км говорят о том, что внешнее ядро Земли жидкое.

Некоторыми авторами состав ядра для химически однородной модели Земли допускался силикатным, причем под влиянием высокого давления силикаты перешли в «металлизированное» состояние, приобретая атомную структуру металлов, у которых внешние электроны являются общими. Однако перечисленные выше геофизические данные противоречат предположению о «металлизированном» состоянии силикатного материала в ядре Земли. В частности, отсутствие сцепления между ядром и мантией не может быть совместимо с «металлизированным» твердым ядром, что допускалось в гипотезе Лодочникова—Рамзая. Очень важные косвенные данные о ядре Земли получены во время опытов с силикатами под большим давлением. При этом давления достигали 5 млн. атм. Между тем в центре Земли давление 3 млн. атм., а на границе ядра — приблизительно 1 млн. атм. Таким образом, экспериментальным путем удалось перекрыть давления, существующие в самых глубинах Земли. При этом для силикатов наблюдалось только линейное сжатие без скачка и перехода в «металлизированное» состояние. Кроме того, при высоких температурах и давлениях в пределах глубин 2900—6370 км силикаты не могут находиться в жидком состоянии, как и окислы. Их температура плавления возрастает с увеличением давления.

За последние годы получены весьма интересные результаты исследований по влиянию очень высоких давлений на температуру плавления металлов. Оказалось, что ряд металлов при высоких давлениях (300 тыс. атм. и выше) переходит в жидкое состояние при относительно невысоких температурах. По некоторым расчетам, сплав железа с примесью никеля и кремния (76% Fe, 10% Ni, 14% Si) на глубине 2900 км под влиянием высокого давления должен находиться в жидком состоянии уже при температуре 1000°С. Но температура на этих глубинах, по самым скромным оценкам геофизиков, должна быть значительно выше.

Поэтому в свете современных данных геофизики и физики высоких давлений, а также данных космохимии,

указывающих на ведущую роль железа как наиболее обильного металла в космосе, следует допустить, что ядро Земли в основном сложено жидким железом с примесью никеля. Однако расчеты американского геофизика Ф. Берча показали, что плотность земного ядра на 10% ниже, чем железоникелевый сплав при температурах и давлениях, господствующих в ядре. Отсюда следует, что металлическое ядро Земли должно содержать значительное количество (10—20%) какого-то легкого элемента. Из всех наиболее легких и распространенных элементов максимально вероятными оказываются кремний (Si) и сера (S). Наличие одного или другого способно объяснить наблюдаемые физические свойства земного ядра. Поэтому вопрос о том, что является примесью земного ядра — кремний или сера, оказывается дискуссионным и связан со способом формирования нашей планеты в целом.

А. Рингвуд в 1958 г. допустил, что земное ядро содержит кремний в качестве легкого элемента, аргументируя такое предположение тем, что элементарный кремний в количестве нескольких весовых процентов встречается в металлической фазе некоторых восстановленных хондритовых метеоритов (энстатитовых). Однако других доводов в пользу присутствия кремния в земном ядре нет.

Предположение о том, что в земном ядре имеется сера, вытекает из сравнения ее распространения в хондритовом материале метеоритов и мантии Земли. Так, сопоставление элементарных атомных соотношений некоторых летучих элементов (по отношению к 10^6 атомам кремния) в смеси коры и мантии и в хондритах показывает резкий недостаток серы. В материале мантии и коры концентрация серы на три порядка ниже, чем в среднем материале солнечной системы, в качестве которого принимаются хондриты.

Возможность потери серы при высоких температурах первичной Земли отпадает, поскольку другие более летучие элементы, чем сера (например, H_2 в виде H_2O), обнаружившие значительно меньший дефицит, были бы потеряны в значительно большей степени. Кроме того, при охлаждении солнечного газа сера химически связывается с железом и перестает быть летучим элементом.

В связи с этим, вполне возможно, большие количества серы поступают в земное ядро. Следует отметить, что при прочих равных условиях температура плавления

системы Fe—FeS значительно ниже, чем температура плавления железа или силиката мантии. Так, при давлении 60 кбар температура плавления системы (эвтектики) Fe—FeS составит 990°С, в то время как чистого железа — 1610°, а дириолита мантии — 1310°. Поэтому при повышении температуры в недрах первично однородной Земли железный расплав, обогащенный серой, будет формироваться первым и ввиду своей низкой вязкости и высокой плотности будет легко стекать в центральные части планеты, образуя железистосернистое ядро. Таким образом, присутствие серы в железоникелевой среде действует в качестве флюса, снижая температуру ее плавления в целом. Гипотеза о присутствии в земном ядре значительных количеств серы является весьма привлекательной и не противоречит всем известным данным геохимии и космохимии.

В. Рама-Мурти и Г. Холл (1970), которые в последнее время наиболее убедительно аргументировали идею о присутствии серы в качестве легкого элемента в земном ядре, приблизительно оценили химический состав Земли и сравнили его с составом хондритовых метеоритов разных типов. Состав Земли и метеоритов (в вес. %), по их расчетам, представлен в табл. 9.

Состав Земли, представленный в таблице, основан на содержании в ядре 15 вес. % серы и соотношении масс ядро : мантия = 31 : 69. Учитывая содержание углерода в металлической фазе метеоритов (~ 0,2 вес. %), можно также допустить, что недостаток его в коре и мантии

Таблица 9

Химический состав Земли и некоторых метеоритов

Главные компоненты	Земля	Хондриты		
		углистые	анкратитовые	обычные
SiO ₂	31,53	32,43	39,36	38,54
MgO	26,46	21,90	21,41	24,38
FeO	5,89	14,52	1,72	12,12
Al ₂ O ₃	2,47	2,49	1,91	2,76
CaO	2,15	2,12	1,43	1,93
Na ₂ O	0,40	1,07	1,02	0,01
FeS	12,79	23,75	5,97	5,45
Fe	16,56	0,15	11,82	17,56
Ni	1,65	0,03	1,36	1,61

компенсируется содержанием в ядре. Из сравнения данных табл. 9 вытекает, что валовой химический состав Земли непохож на состав любого класса хондритовых метеоритов. Если предложенная модель В. Рама-Мурти и Г. Холла правильная и если хондритовые метеориты являются аналогами того материала, из которого возникла Земля путем аккумуляции, то Земля состоит из смеси метеоритов. Ориентируясь по данным табл. 9, смесь может состоять из 40% углистых хондритов, 50% обычных хондритов и 10% железных метеоритов.

Что касается внутреннего ядра Земли на глубине 5000 км и выше, то его природа и состав остаются наиболее загадочными. Не исключена возможность, что оно имеет тот же состав, что и внешнее ядро, но находится в твердом состоянии. Возможно, что оно состоит из одного никелистого железа без примесей серы.

Таким образом, современные представления о природе недр нашей планеты соответствуют химически дифференцированному земному шару, который оказался разделенным на две разные части: мощную твердую силикатно-окисную мантию и жидкое в основном металлическое ядро. Земная кора представляет собой наиболее легкую верхнюю твердую оболочку, состоящую из алюмосиликатов и имеющую наиболее сложное строение.

Подводя итог сказанному, можно сделать следующие выводы.

1. Земля имеет слоистое зонарное строение. Она состоит на две трети из твердой силикатно-окисной оболочки — мантия и на одну треть из металлического жидкого ядра.

2. Основные свойства Земли свидетельствуют о том, что ядро находится в жидком состоянии и только железо из наиболее распространенных металлов с примесью некоторых легких элементов (скорее всего, серы) способно обеспечить эти свойства.

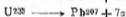
3. В верхних своих горизонтах Земля имеет асимметричное строение, охватывающее кору и верхнюю мантию. Океаническое полушарие в пределах верхней мантии менее дифференцировано, чем противоположное континентальное полушарие.

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

РАДИОАКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ В НАСТОЯЩЕМ И ПРОШЛОМ

Радиоактивность относится к важнейшим свойствам нашей планеты. При решении столь важной проблемы, как происхождение и химическая эволюция Земли, мы должны учитывать это свойство наряду с данными о ее составе, плотности и строении. Радиоактивность как самопроизвольный распад неустойчивых атомов отражает историю вещества Земли, отражает через многие сотни миллионов лет события той далекой космической эпохи, когда происходило образование различных атомов химических элементов, как устойчивых, так и неустойчивых.

Современная радиоактивность Земли связана главным образом с присутствием радиоактивных изотопов U^{238} , U^{235} , Th^{232} , K^{40} , распад которых совершается по схеме:



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 своих частях. Наиболее радиоактивна алюмосиликатная кора Земли, в значительно меньшей степени — мантия.

Удельное количество тепла (в кал/г·год), выделяемое каждым радиоактивным элементом в определенное время, можно охарактеризовать следующими данными:

$$U^{238} \dots 0,71 \text{ кал}$$

$$U^{235} \dots 4,3$$

$$Th^{232} \dots 0,20$$

$$U \dots 0,73$$

$$K \dots 0,27 \cdot 10^{-4}$$

Оценка радиоактивности Земли-планеты основана на различных, более или менее вероятных предположениях. При расчете радиоактивности Земли главным образом исходят из положения, что средняя ее величина есть средняя радиоактивность метеоритов. Поэтому, зная содержание урана, тория и калия в метеоритах разных классов, можно рассчитать среднюю радиоактивность земного материала и построить определенную модель радиоактивной Земли. Согласно расчетам разных исследователей, построивших такие модели, радиоактивная Земля выделяет от $2,3 \cdot 10^{20}$ до $10,4 \cdot 10^{20}$ кал/г радиогенного тепла.

— Земля непрерывно теряет свое тепло также путем теплопроводности и излучения в мировое пространство. В настоящее время геотермическими измерениями с разной густотой охвачена вся поверхность Земли, включая дно океанов. Оказалось, что величина тепловых потоков на единицу поверхности одинакова на материках и на дне океанов. По современным данным, в результате теплопроводности Земля ежегодно теряет $1,9 \pm 1,0 \cdot 10^{20}$ кал. тепла, что несколько меньше того количества, которое производит радиоактивная модель Земли по самой минимальной оценке ($2,3 \cdot 10^{20}$ кал/г). Отсюда нетрудно прийти к выводу, что радиоактивность играет ведущую роль в современном тепловом балансе нашей планеты и выступает как мощный энергетический фактор, способный повысить температуру ее недр.

Такое заключение не является неожиданным. Оно естественно вытекало из первых определений радиоактивности земного материала, проведенных Р. Стреттом и Дж. Джоли еще в начале XX в., и наиболее ярко выражено в словах В. И. Вернадского: «... количество создаваемой радиоактивным процессом тепловой энергии не только достаточно для того, чтобы объяснить потерю Землей тепла и все динамические и морфологические воздействия внутренней энергии планеты на ее поверхность — земную кору, но и для того, чтобы поднять ее температуру».

Однако в далеком геологическом прошлом радиоактивность Земли была значительно выше, чем сейчас. Это следует из самого закона радиоактивного распада. Зная скорость распада каждого радиоактивного изотопа, которая, в частности, выражается периодом полураспада T

(период полураспада равен тому промежутку времени, в течение которого любое количество радиоактивного вещества распадается на половину), нетрудно подсчитать, какое количество данного изотопа было в прошлом по отношению к его современному содержанию. Так, 4,5 млрд. лет назад U^{238} на Земле было в два раза больше, чем сейчас, соответственно и энергии он выделял в два раза больше.

Общее количество выделяемого в прошлом радиогенного тепла изображено на рис. 14. Отсюда следует неизбежный вывод о том, что в прошлом радиоактивность играла значительно большую роль в тепловом режиме нашей планеты, чем в современную эпоху. Поскольку радиоактивность обнаружена во всех изученных телах солнечной системы, этот вывод можно расширить — радиоактивность материала солнечной системы в эпоху ее образования была значительно большей, чем сейчас.

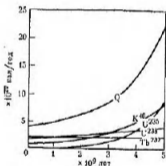


Рис. 14. Выделение изотопами радиогенного тепла в прошлом Земли. По оси ординат отложены величины радиогенного тепла.

Однако радиоактивность вещества далекого прошлого во время формирования солнечной системы не ограничивалась только повышенным против современного содержанием изотопов урана, тория и калия, как показано на рис. 14. Сейчас мы располагаем данными о существовании в то время относительно недолговечных радиоактивных изотопов с периодом полураспада порядка 10^6 — 10^8 лет. Они возникли в эпоху ядерного синтеза тяжелых элементов и вошли впоследствии в состав молодых тел солнечной системы. Некоторые свойства радиоактивных изотопов с периодом полураспада 10^6 лет и выше, способ-

ныо определять радиоактивность планетных тел солнечной системы на заре ее развития, представлены ниже:

Радиоактивный изотоп	Период полураспада, лет	Тип распада	Продукт распада
Pd ¹⁰⁷	$7 \cdot 10^6$	β	Ag ¹⁰⁷
I ¹²⁹	$17,2 \cdot 10^6$	β	Xe ¹²⁹
Sm ¹⁴⁶	$50 \cdot 10^6$	α	Nd ¹⁴²
Pb ²⁰⁵	$50 \cdot 10^6$	<i>E</i> -захват	Tl ²⁰⁵
U ²³⁰	$23,9 \cdot 10^6$	α	Th ²³⁰
Pu ²⁴⁴	$82 \cdot 10^6$	Осколочное деление и α -распад	Xe ¹³¹⁻¹³⁶ и др.
Cm ²⁴⁷	$16,4 \cdot 10^6$		

К наиболее долгоживущим изотопам трансурановых элементов относятся Pu²⁴⁴ и Cm²⁴⁷. Именно они могли просуществовать до начала образования Земли и эпохи дифференциации планетного материала. Так, в 1971 г. были обнаружены следы Pu²⁴⁴ в докембрийском редкоземельном минерале бастнезите.

В настоящее время мы можем высказать довольно обоснованное предположение о том, что на заре существования твердых тел солнечной системы, вероятно, присутствовали также сверхтяжелые трансурановые ядра, пока еще не полученные искусственно.

Изучение известных трансурановых элементов показало, что их неустойчивость довольно резко возрастает с увеличением атомного номера Z . Согласно расчетам американского физика-теоретика С. Нильссона, большинство изотопов в пределах Z от 106 до 116 с N , близким к 184, обладает неожиданно большими периодами как по отношению к спонтанному делению, так и к α -распаду. Если тяжелые трансурановые элементы испытывают осколочное деление в твердых телах (минералах), то они оставляют треки — следы полета осколков деления. Ввиду высокой энергии деления сверхтяжелых трансурановых элементов треки от их осколков имеют длину большую, чем длина треков от осколочного деления Pu²⁴⁴ и U²³⁸. Так, если длина треков осколков от деления Pu²⁴⁴ и U²³⁸ находится в пределах 13—16 мк в силикатных минералах, то для осколков деления сверхтяжелых трансурановых ядер с $Z > 114$ длина треков должна находиться в пределах 18—25 мк.

Изучение группой индийских ученых во главе с Н. Бандари (1971) ископаемых треков в некоторых метеоро-

ритах и лунной пыли показало, что отдельные сверхтяжелые ($Z=114$, $Z=126$) трансураниевые элементы присутствовали в них, когда эти объекты затвердели. Ученые обнаружили свыше 300 треков, которые могли быть вызваны распадом сверхтяжелых трансураниевых ядер.

Таким образом, химическая история Земли и других тел солнечной системы оказывается связанной не только с распадом ныне сохранившихся радиоактивных изотопов U^{238} , Th^{232} , K^{40} и других, но также с вымершими радиоактивными изотопами. Большинство их распалось в эпоху звездного синтеза атомных ядер, и только малая часть дожила до эпохи формирования нашей системы.

В связи с изложенным выше важно подчеркнуть, что присутствие в составе молодой Земли даже незначительных количеств быстро вымирающих радиоактивных изотопов могло быть важной причиной ее внутреннего радиоактивного нагрева наряду с изотопами U , Th и K^{40} . Для иллюстрации сравним количество энергии (кал/год), выделяемой одним граммом U^{238} с энергией распада некоторых вымерших радиоактивных изотопов:

U^{233} . . .	0,71	Cm^{247} . . .	66,8
Pu^{244} . . .	12,03	J^{129} . . .	1,32

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

К сожалению, пока мы еще не можем количественно определить первоначальное содержание вымерших изотопов в материале молодой Земли. Нельзя игнорировать и возможность присутствия других радиоактивных изотопов, как Be^{10} и Al^{26} , возникших в результате солнечного протонного облучения того рассеянного вещества, из которого возникли первичные планеты.

Радиоактивность дает нам ценную информацию относительно возраста твердых тел солнечной системы и возраста элементов. Изучение соотношений изотопов свинца Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} в земной коре и метеоритах позволило рассчитать возраст Земли, который оказался равным $4,55 \pm 0,05$ млрд. лет. Кроме того, изучение отношения Pb^{207}/Pb^{206} как функции длительности существования изотопов урана U^{235}/U^{238} показало, что возраст урана

в солнечной системе недалеко от 5 млрд. лет! Изучение аномальных содержаний Xe^{129} как продукта распада вымершего радиоактивного иода I^{129} в каменных метеоритах дало возможность определить промежуток времени между окончанием естественного синтеза радиоактивных ядер и образованием метеоритов — он составил не более 200 млн. лет. Учитывая возраст метеорита 4,6 млрд. лет, возраст радиоактивных ядер в солнечной системе не выше 4,8 млрд. лет, что можно также считать возрастом солнечной системы, ибо в современных условиях в ее телах невозможен синтез I^{129} и U^{238} . Иначе говоря, накануне образования Земли и других планет солнечной системы завершился естественный синтез тяжелых радиоактивных ядер, откуда логично заключить, что происхождение солнечной системы было связано с происхождением химических элементов, ее слагающих. Образование наиболее тяжелых ядер тория, урана, трансурановых элементов произошло непосредственно перед образованием планет солнечной системы.

Данные по радиоактивности, рассмотренные нами очень кратко, позволяют прийти к определенным выводам, имеющим важное космогоническое и геохимическое значение.

1. Радиоактивность Земли является важным источником 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 планеты.

3. Изотопы наиболее долгоживущих радиоактивных элементов, включая трансурановые (Pu^{244} , Cm^{247} , $Z=114$, $Z=126$), существовали некоторое время в ранней 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 космических условиях. Процессы построения тяжелых атомных ядер завершились в основном незадолго до образования планет — в эпоху, непосредственно предшествующую дифференциации вещества на Солнце и околосолнечный протопланетный материал.

РОЖДЕНИЕ АТОМОВ В КОСМОСЕ

Все окружающие нас тела отмечены печатью изменчивости и сохраняют на себе следы тех процессов, в результате которых они были созданы. Современное естествознание вскрыло ряд важнейших закономерностей в развитии отдельных форм скопления вещества. Атом дает возможность установить прочную генетическую связь между формой скопления вещества с резко различными свойствами. Поэтому история возникновения и гибели любого тела является в то же время историей атомов, его слагающих. Выражаясь языком атомистики, рождение, развитие и гибель любой формы существования вещества есть концентрация и рассеяние атомов, его составляющих. Но история атомов химических элементов в природе не ограничивается исключительно процессами их соединения и рассеяния, образованием бесконечных их сочетаний в виде различных простых и сложных химических соединений. Сам атом — изменчивая частица в необозримой истории мироздания.

Атомы химических элементов имеют свою историю, которая носит двойственный характер. С одной стороны, это история уже готовых атомов, сочетающихся друг с другом по химическим законам, вечно движущихся в различных частях Вселенной, создающих всю красочность нашей земной природы. С другой — это процессы создания и разрушения самих атомов в необычайно контрастных термодинамических условиях космоса и в его электромагнитных полях. Если первая, преимущественно внешняя сторона истории атомов изучена и в значительной степени входит в круг интересов геохимии, космохимии, биохимии и других наук, то вторая сторона истории, затрагивающая более глубокую сущность вещества и связанная с эволюцией атомных ядер в природе, изу-

чена еще очень мало, и положительные успехи в этой области достигнуты лишь в самые последние годы.

На повестку дня становится новая проблема — происхождение и эволюция химических элементов. С каждым годом исследования в этой области расширяются. Представление о вечности и неизменности атомов давно уже отошло в область предания, оставив в наследство лишь сам термин (атом — неделимый). Те или другие предположения о происхождении и эволюции атомов в природе в настоящее время рождаются при рассмотрении вопросов теории ядра, относительного распространения ядерных видов, изотопного состава элементов, а также в астрофизических исследованиях, касающихся источников энергии и строения звезд.

Проблема естественной эволюции атомов стоит на грани ядерной физики и физики космоса. Она теснейшим образом связана с геохимией и космохимией. Ее успешное разрешение зависит от углубленного изучения вещества нашей планеты и родственного вещества метеоритов.

В своих блестящих обобщениях в области геохимии и космохимии А. Е. Ферсман выделил три основные эпохи существования атомов Земли: первую — эпоху звездных условий существования; вторую — космическую — начало формирования планеты; третью — стадию геологического развития. В исторической последовательности эволюции вещества солнечной системы первой, по-видимому, была звездная стадия, включающая процессы естественного синтеза атомных ядер. Некоторые основные особенности этого процесса мы можем себе представить в общих чертах, исходя из состава ядер.

Так, последовательное построение атомных ядер с увеличением числа их составных частиц — нуклонов (Z и N) — может происходить либо путем слияния заряженных частиц (протонов, α -частиц) друг с другом и вновь образованными ядрами, либо путем последовательного добавления нейтральных частиц — нейтронов. Условия, необходимые для протекания этих процессов, по современным данным, создаются в недрах массивных звезд различных типов. В этих звездах заряженные частицы приобретают высокую скорость, соответствующую температурам порядка десятков—сотен миллионов градусов. В верхних разреженных оболочках звезд заряженные частицы могут ускоряться электромагнитными полями, с последующей

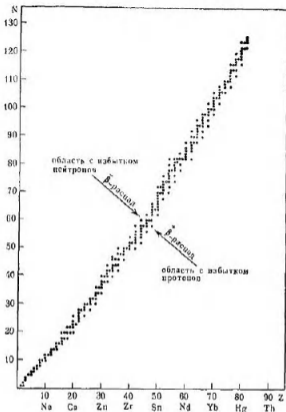
вероятностью ядерных реакций протонов с нейтронами и протонов с другими ядрами. Если в процессе эволюции звезды в результате ядерных реакций возникают нейтроны, то они затем легко проникают в другие ядра, способствуя образованию тяжелых ядерных видов. При любом из указанных способов построения формируются первоначально атомные ядра с аномальным нейтронно-протонным соотношением по сравнению со стабильным отношением, которое показано на рис. 15.

Нетрудно представить себе, что если при синтезе изотопов ведущее значение имело присоединение протонов, то возникали ядра с избыточным их относительным содержанием. Эти новорожденные ядра избавлялись от избытка положительных зарядов путем позитронной β^+ -радиоактивности. Если же происходил последовательный захват нейтронов, то возникали ядра, максимально ими обогащенные, и затем избавлялись от нейтронов путем обычной β -радиоактивности, известной и сейчас у некоторых радиоактивных изотопов земной коры.

Из рассмотренных выше соотношений следует, что любой способ естественного синтеза элементов приводил к образованию радиоактивных изотопов как первичных продуктов, которые затем выравняли нейтронно-протонные соотношения до определенного стабильного значения путем β -распада. Наиболее тяжелые ядра, перегруженные нейтронами, подвергались также α -распаду и осколочному спонтанному делению. Таким образом, современные радиоактивные изотопы в материале солнечной системы являются прямыми свидетелями процессов ядерного синтеза с участием нейтронов.

Относительно легкие элементы $Z < 35$ имеют максимальное содержание легкого изотопа, т. е. они имеют минимальное стабильное содержание нейтронов и максимальное стабильное количество протонов, что указывает на их порождение путем присоединения протонов или других заряженных частиц (дейтронов, α -частиц).

Различные гипотезы относительно происхождения химических элементов путем разного рода ядерных реакций были выдвинуты давно. Одна группа гипотез связывала образование атомных ядер с сверхплотным состоянием материи в эпоху раннего дозвездного существования материи, когда началось расширение Вселенной. Другая



Р и с. 15. Нейтронно-протонные соотношения у естественных стабильных изотопов. Кружками обозначены стабильные изотопы

группа гипотез связывала образование элементов с эволюцией массивных звезд.

С постепенным развитием ядерной физики и астрофизики в настоящее время все более подтверждаются теории звездного синтеза элементов. В 1931 г. Р. Аткинсон и Ф. Гоутерманс сделали попытку объяснить источники звездной энергии превращением легких элементов в тяжелые. В 1938 г. Г. Бете и С. Вейцеккер выдвинули теорию термоядерных реакций в звездах, согласно которой ве-

роютным источником энергии наиболее распространенных звезд — так называемой главной последовательности — является превращение водорода в гелий. Это связывало эволюцию звезд с изменением их состава. Выделение энергии при превращении водорода в гелий огромно. Так, превращение всего лишь 10% массы Солнца дало бы достаточно энергии для поддержания его свечения на современном уровне в течение 10 млрд. лет, что примерно вдвое больше возраста солнечной системы.

Однако, как показали расчеты целого ряда исследователей, синтез изотопов, более тяжелых, чем гелий и углерод, требует исключительно высоких температур, которые невозможны в недрах большинства звезд. В 1946 г. Ф. Хойл вычислял, что повышенную распространенность элементов в области железа (см. рис. 1) можно объяснить термоядерными реакциями при необычайно высоких температурах и давлениях в недрах редких массивных звезд. Эти условия создаются на конечных стадиях эволюции звезд и проявляются в виде взрыва сверхновой.

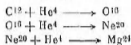
За последние годы происходило дальнейшее накопление астрофизических данных, имеющих отношение к ядерному синтезу. В оболочках некоторых звезд был обнаружен элемент технеций ($Z=43$), отсутствующий на Земле, все изотопы которого радиоактивны. Его присутствие в звездных атмосферах определенно указывает на возможность синтеза элементов в звездных условиях. Характер падения светимости сверхновых звезд после их яркой вспышки великолепно согласуется по времени с периодом полураспада некоторых трансурановых изотопов (Cf^{251}), что рассматривается астрофизиками в качестве косвенного указания на возможность синтеза тяжелых трансурановых элементов в некоторых звездах. Наконец, теоретические расчеты А. Камерона показали, что на определенной стадии развития звезд-гигантов в их недрах происходит генерация нейтронов — чрезвычайно активных частиц в отношении образования тяжелых элементов за счет слияния самих нейтронов с элементами средними и легкими.

В результате сопоставления астрофизических данных и теоретических расчетов А. Камерона, Дж. и М. Бербидж, В. Фаулера, Ф. Хойла, Д. А. Франк-Каменецкого удалось показать, что химические элементы сформировались вследствие наложения ряда процессов, взаимосвязанных

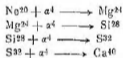
с эволюцией звезд. Эти процессы могут быть кратко охарактеризованы следующим образом.

1. Превращение водорода в гелий происходит в результате термоядерных реакций с участием азота и углерода в качестве своеобразных катализаторов. Весьма распространенный процесс.

2. Превращение гелия в легкие элементы осуществляется путем реакций ядер гелия с C^{12} . Таким образом, могут возникать ядра, кратные 4 и наиболее распространенные среди легких элементов:



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



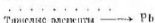
4. Равновесный процесс (e -процесс) протекает как наиболее горячий термоядерный процесс при температурах $3 \cdot 10^9$ град. Между присутствующими ядрами и элементарными частицами создается статистическое равновесие. При этом возникают элементы, прилегающие к железу с наиболее прочной удельной ядерной связью.

5. Процессы нейтронного захвата происходят при появлении свободных нейтронов в недрах звезд, возникающих, вероятно, при ядерных реакциях типа



При дальнейшем последовательном захвате нейтронов более распространенными ядрами происходит построение тяжелых элементов, включая трансурановые. Если взглянуть на рис. 1, то очевидно, что распространенность тяжелых элементов меньше, чем водорода, в 10^{10} раз. Следовательно, процесс их построения в общем масштабе

может рассматриваться как побочный. Генерация нейтронов неизбежно ведет к синтезу тяжелых ядер по схеме



Подтверждением реальности нейтронных реакций в прошлом в истории вещества солнечной системы служит то обстоятельство, что ядра с малой вероятностью захвата нейтронов имеют повышенную распространенность. Это происходит потому, что ядро с высокой вероятностью захвата будет легче превращаться в следующий член ряда, чем ядро, у которого вероятность захвата мала.

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

Рассмотренные выше процессы качественно, а возможно в отдельных случаях и количественно, хорошо объясняют наблюдаемую в солнечной системе распространенность элементов и их изотопный состав. Поэтому мы имеем основание допустить, что вещество солнечной системы перед образованием планет прошло длительную стадию развития, включающую различные процессы синтеза атомных ядер.

Начало возникновения вещества, состоящего из атомов, от других форм материи относится к самым ранним событиям в истории Вселенной. В настоящее время расширение Вселенной установлено как реальный факт. Разные галактики, представляющие собой скопления миллиардов звезд, разбегаются в разные стороны. С этим эффектом расширения в далеком прошлом миллиарды лет тому назад связано рождение первых атомов водорода и, вероятно, гелия. Открытие космического радиоизлучения в области тепловых волн, равномерно заполняющего всю Вселенную, дает нам первую информацию относительно физических условий ее существования на ранних этапах развития. По этому поводу видный советский физик

Я. Б. Зельдович пишет: «Новое открытие в 1965 г. излучения объясняется тем, что много миллиардов лет тому назад вся Вселенная была совершенно непохожа на современную. Все пространство было заполнено тем, что физики называют плазмой — горячим газом, состоящим из электронов, ядер водорода и гелия (т. е. протонов и α -частиц), и частицами излучения. Частицы излучения (фотоны) при этом даже преобладали. Вселенная расширялась, и в ходе этого расширения происходило постепенное изменение, остывание плазмы. Радиоволны, наблюдаемые в настоящее время, — это потопки горячего излучения в прошлом. Такой вывод подтверждается и спектром радиоволн, он помогает правильно предсказывать потоки волн в разных диапазонах.

С охлаждением связано и выделение отдельных небесных тел. Совсем грубо можно применить аналогию — когда теплый воздух охлаждается, возникает туман; водяные пары, содержащиеся в воздухе, превращаются в капельки воды. Похожее явление происходит при охлаждении и с плазмой: электроны и ядра объединяются в атомы, атомы объединяются в облака газа, далее эти облака распадаются на отдельные звезды. Часть вещества и сейчас остается в форме газа.

В начальную эпоху формирования звезд плоской составляющей нашей галактики (в которую также входит Солнце) исходный материал для построения космических скоплений, как это следует из изложенного выше, был представлен главным образом водородом, доминирующим и повыве в космохимии Вселенной. Длительность эры допланетного существования едва ли может быть оценена даже приблизительно, поскольку у нас нет надежной оценки измерения времени для эпохи отсутствия радиоактивных ядер.

Наши знания относительно ядерных процессов в звездах позволяют допустить, что естественный синтез атомных ядер шел по последовательному пути построения сначала легких, затем средних и в заключение тяжелых трансурановых атомов. Поэтому первая стадия восходящей эволюции элементов должна была пройти через этап водородно-гелиевого сгорания при температуре свыше 10^8 град. Горячие и массивные звезды типа Вольфа—Райе, по мнению астрофизиков, являются наиболее близкими прообразами этой былой стадии развития земного

вещества. Стадия водородно-гелиевого «сгорания» завершается в основном на Ne^{20} . При взаимодействии с протонами C^{12} , O^{16} , Ne^{20} дали менее распространенные изотопы (C^{13} , N^{15} , O^{17} , O^{18} , F^{19}).

Следующая стадия — стадия α -процесса — когда гравитационная энергия сжимающейся звезды вызывает нагрев ее центрального ядра до температур порядка 10^9 град. К. Резко возросшая при этом энергия γ -излучений вызывает фоторасщепление легких элементов с вылетом α -частиц, обладающих энергией 4—5 Мэв. α -Частицы, взаимодействуя с Ne^{20} , последовательно приводят к образованию изотопов Mg^{24} , Si^{28} , S^{32} , Ar^{36} , Ca^{40} , возможно, Ca^{44} и Ti^{48} . Некоторые белые карлики с резкими линиями в спектрах кальция, вероятно, являются примером элементообразующих звезд с α -процессом.

Стадия равновесного процесса при температурах порядка $3 \cdot 10^9$ град. К наиболее удовлетворительно объясняет земную и метеоритную распространенность «железного максимума» на кривой космического распространения элементов; при этом происходит построение изотопов Cr , Mn , Fe , Co , Ni , Cu . Стадия равновесного процесса исключительно короткая, и аналог ее пока не может быть указан для изученных звезд галактики. Шкала времени фиксирует своеобразный скачок в жизни массивной звезды, связанный с катастрофическим взрывом и рассеянием в пространство уже сформировавшихся атомов от H до Ti , в то время как в центральной части ее сохраняются элементы «железного максимума».

Если обратиться к составу земной коры и мантии, то мы увидим, что лишь 13 наиболее распространенных элементов будут составлять основную часть массы планеты. К ним относятся C , O , Na , Mg , Al , Si , S , K , Ca , Ti , Mn , Fe , Ni . Изотопы этих элементов сформировались при трех отмеченных выше процессах ядерного генезиса. Таким образом, продукты синтеза водородно-гелиевого, α -процесса и равновесных термоядерных реакций определили в далеком прошлом состав главной массы земного шара. Все остальные элементы, вместе взятые, составляют малую величину. Даже в земной коре, которая является наиболее легким дифференциатом, преобладают главные продукты сгорания H — He и α -процесса.

Дальнейшая стадия — процессы нейтронного захвата — была весьма важной в том отношении, что при ней обра-

зовались главные изотопы элементов с $A > 60$, в том числе все известные и сейчас существующие β -активные естественные радиоизотопы. Условия для осуществления процессов нейтронного захвата могли создаваться в недрах крупной звезды, значительно превосходящей массу современного Солнца. Но эта массивная звезда, вероятно, была предком Солнца, в которое она превратилась, выбросив излишки массы путем катастрофического взрыва или постепенного истечения вещества преимущественно в области экватора.

Сходство атомарного состава различных тел солнечной системы указывает, что в период синтеза тяжелых атомных ядер вещество Солнца и Земли (а также других членов солнечной системы) имело общую историю до определенного этапа развития, который ознаменовался дифференциацией некоторой общей системы — смеси (первичной звезды) — на первичное Солнце и околосолнечный протопланетный материал.

Прямым следствием процесса нейтронного захвата, прошедшего, очевидно, непосредственно перед обособлением Солнца от остального протопланетного материала, было возникновение многочисленных радиоактивных изотопов. Сохранившиеся до настоящего времени в планетном материале β -активные изотопы, возможно, появились при нейтронном захвате от некоторых стабильных изотопов, образованных ранее другими ядерными процессами.

Формирование изотопов трансвисмутовых элементов неизбежно протекало в условиях быстрого процесса нейтронного захвата, поскольку в радиоактивных рядах имеются недолговечные изотопы, появившиеся при быстром и мощном потоке нейтронов. Интервал времени между завершением процесса синтеза радиоактивных ядер и началом образования Земли 100—200 млн. лет. Не исключена возможность того, что в этом интервале произошло рождение легких изотопов, быстро выгорающих в термоядерных реакциях звездных недр, — D, Li, Be, B. Д. Барнет, В. Фаулер и Ф. Хойл выдвинули гипотезу об образовании D, Li, Be, B в твердых телах (планетезималях), окружавших ранее Солнце, под влиянием протонного облучения, ускоренного магнитным полем. Это протонное облучение взаимодействовало с C, N, O и вызывало также образование нейтронов. При этом допускается, что Солнце тогда отличалось высокой магнитной активностью.

Главным выводом из всего сказанного является неизбежность прохождения в прошлом вещества через ряд стадий ядерного синтеза, которые в дальнейшем определили химический состав Земли, наблюдаемые изотопные соотношения, угасшую радиоактивность и радиоактивность сохранившихся до нашего времени изотопов.

Рассматривая историческую последовательность процессов естественного синтеза, нетрудно прийти к заключению, что первичный протопланетный материал сразу после завершения ядерного синтеза был представлен ионизированными и разобращенными атомами, возникшими в условиях высоких температур. Иначе говоря, лишь после значительного падения температур новорожденные атомные ядра оделись электронными оболочками, что создало предпосылку для осуществления химических реакций и возникновения первых химических соединений. Таким образом, космическая пыль, которая состоит из твердых частиц и которая неоднократно привлекалась в космогонических гипотезах недавнего прошлого в качестве строительного материала планет, должна быть образованием вторичным, появившимся в результате химической эволюции плазменного звездного вещества по мере его охлаждения.

ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТОПЛАНЕТНОГО ВЕЩЕСТВА

Образование Земли и других планет солнечной системы диктовалось не только законами механики, на которые в недалеком прошлом опирались классические космогонические гипотезы, но и было связано со свойствами самого вещества — с физико-химическими процессами в широком смысле слова. Рождение атомов в их космической истории определялось законами ядерной физики и термодинамики. Возникновение химических соединений, состоящих из атомов, было связано со строением их электронной оболочки и физическими условиями в пределах относительно низких температур по сравнению с условиями ядерного синтеза. Протопланетное вещество, из которого непосредственно аккумуляровались первичные планеты во всем пространстве солнечной системы, приобрело в ходе своей химической эволюции вещественную неоднородность, отразившуюся на составе самих планет.

Как уже отмечалось, удивительное сходство изотопного состава различных тел солнечной системы определенно указывает, что в отношении ядерной эволюции вещество Солнца и вещество Земли имели общую судьбу до определенного этапа развития. Этот переломный этап выразился в разделении общей системы (первичной массивной звезды) на первичное Солнце и околосолнечное вещество, имеющее первоначально состав солнечного газа. Мы не знаем конкретного механизма отделения этого вещества, по-видимому, он был как-то связан с центробежными силами, вызванными изменением скорости вращения первичной массивной звезды. Таким путем возникла протопланетная солнечная туманность в виде газового диска, совпадающего с плоскостью солнечного экватора. Это неизбежно было связано с расширением солнечного (звездного) вещества и его охлаждением до температур, способствующих образованию молекул, химических соединений

и металлических фаз. Ниже мы попытаемся проследить, какие процессы могли происходить во время охлаждения газового диска солнечного состава и как они привели к появлению в нем химически неоднородных областей.

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 аналогично тому, что мы сейчас наблюдаем в увеличении газовых хвостов комет по мере приближения их к Солнцу. В этих краевых периферических частях газового диска возникли впоследствии крупные планеты типа Юпитера, Сатурна, Урана, Нептуна, состоящие главным образом из газов. Давление солнечных лучей явилось постоянно действующим фактором, играющим роль и поныне в сортировке материала солнечной системы. Влияние этого фактора было существенным в течение всей истории солнечной системы.

Весьма важной является проблема разного состава внутренних планет. С точки зрения А. Рингвуда, это произошло в результате различной интенсивности процессов восстановления железа, которое первоначально было представлено оксидами в период формирования самих планет. Причем ученый допускал, что само восстановление произошло в результате различного нагрева планет вскоре после завершения их образования под влиянием H и C, которых было много в их составе. Однако, подходя к решению проблемы с точки зрения разных возможностей, мы можем выделить два вероятных пути формирования разного химического состава планет солнечной системы.

1. Планеты приобрели свой состав с самого начала своего образования, и их химическое различие определялось разным химическим составом отдельных областей протопланетного вещества (диска, туманности).

2. Первоначально планеты имели одинаковый состав, но впоследствии, потеряв ряд веществ, превратились в химически разные тела.

В свете современных данных первый путь становления химического состава планет был более вероятным и имел решающее значение. Второй путь принципиально не

исключен, а для некоторых элементов сохраняет свое значение и до сих пор (H и He теряются внутренними планетами), но в целом в истории солнечной системы он имел второстепенное значение.

Для того чтобы представить себе пути химической эволюции протопланетного вещества, необходимо учесть распределение всех химических элементов в изученных химических телах солнечной системы, чтобы проследить их миграцию в прошлом и выявить закономерности, которые могут быть истолкованы с точки зрения химических законов.

Изучение содержания ряда химических элементов в хондритовых метеоритах разного типа с помощью современных точных методов анализа (нейтронной активации, масс-спектрометрии и др.) привело к существенному уточнению данных об их распространенности. Оказалось, что в изученных объектах одна треть элементов периодической системы Д. И. Менделеева обнаруживает заметный недостаток по сравнению с их распространением в углистых хондритах типа I, которые мы вправе рассматривать как тела, наиболее близкие по атомному составу к материалу протопланетного вещества. В отличие от других метеоритов они содержат много углерода (до 3—5%), связанной воды и относительно много газов. Они обогащены редкими элементами, включая инертные газы по сравнению с другими метеоритами. В связи с этим многие исследователи рассматривают углистые хондриты типа I как наименее дифференцированный и фракционированный материал солнечной системы, из которого в процессе фракционирования и химической дифференциации возникли планеты и астероиды.

Данные по атомному распространению ряда элементов относительно углистых хондритов (содержание каждого элемента в углистых хондритах типа I принято за 1, сравнение ведется по отношению к нелетучему Si) в каменных метеоритах и веществе Земли представлены в табл. 10. Сравнение атомной распространенности этих же элементов в углистых и обычных хондритах, ультраосновных породах Земли и земной коре показано на рис. 16.

Приведенные данные характеризуются целым рядом интересных особенностей. В обычных и энстатитовых хондритах содержание Au, Cu, F, Ga, Ge, Se, Sn, Mn, K понижено и составляет 0,25—0,5 их содержания в угли-

Таблица 10

Показатели недостатка некоторых химических элементов относительно углеродных хондритов типа I

Элемент	Углеродные хондриты		Обычные хондриты	Экстра-террестрические хондриты	Вещество Земли	
	тип II	тип III			ультраосновные породы	земная кора
Si	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Mn	0,67	0,53	0,72	1,00	0,43	0,21
Na	0,58	0,47	0,70	0,08	0,61	1,65
K	0,63	0,52	1,1	1,1	0,35	18,00
Rb	0,68	0,47	0,87	—	0,57	27,00
Cs	0,56	0,16	0,14	—	0,003	6,00
Cu	0,62	0,52	0,28	0,72	0,05	0,08
Au	0,75	0,79	0,64	1,30	0,017	0,05
Ga	0,61	0,44	0,26	1,1	0,05	0,6
Ge	0,60	0,30	0,16	0,89	0,016	0,022
Sn	0,39	—	0,15	0,29	0,15	0,4
S	0,45	0,25	0,20	0,60	0,0008	0,002
Se	0,38	0,25	0,21	0,54	0,0013	0,0008
Te	0,46	0,24	0,11	0,59	0,000017	0,0001
Ag	0,35	0,30	0,095	0,74	0,072	0,053
Zn	0,42	0,16	0,084	0,68	0,045	0,081
Cd	0,57	0,25	0,03	1,7	0,031	0,05
Hg	0,33	0,089	0,07	0,024	0,0004	0,0025
F	0,69	0,38	0,31	0,44	0,21	0,333
Cl	1,1	0,33	0,021	1,6	0,10	0,22
Br	0,70	0,30	0,024	0,41	0,044	0,13
I	0,45	0,19	0,041	0,28	0,008	0,011
Pb	0,44	0,26	0,02	0,59	0,034	2,30
Bi	1,1	—	0,0055	0,38	0,006	0,027
In	0,46	0,20	0,0018	0,64	0,016	0,37
Tl	0,69	—	0,0018	0,59	0,04	2,70
Kr	0,65	0,36	0,023	0,068	—	—
Xe	0,62	0,41	0,022	0,05	—	—
H	0,55	0,074	0,016	—	—	—
C	0,54	0,10	0,013	0,083	0,015	0,021
N	0,54	0,15	0,016	—	0,0013	0,0027

Примечание. Данные для хондритов приняты по Дж. Лармеру и Э. Андерсу (1967), данные для земной коры и ультраосновных пород — по А. П. Виноградову (1962).

стих хондритах типа I. Другие элементы — Ag, Bi, Br, C, Cd, Cl, Cs, H, Hg, I, In, Kr, Ne, N, Pb, Te, Tl, Xe, Zn — показывают особенно резкое уменьшение (примерно 0,002).

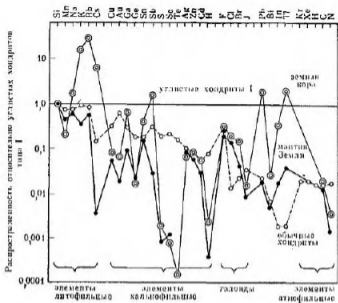


Рис. 16. Распределение некоторых элементов в веществе Земли и хондритовых метеоритов

Если мы примем во внимание данные для земной коры, то очевидно, что за исключением щелочных металлов (Na, K, Rb, Cs) и Sb, Pb, Tl наша кора также отличается заметным недостатком многих химических элементов по сравнению с углистыми хондритами. Однако земная кора в конечном счете является продуктом дифференциации глубинных частей Земли, в котором сосредоточились наиболее литофильные элементы. К ним и относятся в первую очередь щелочные металлы, легко образующие 8-электронные ионы и прочно связывающиеся с кислородом. В значительно большей степени средний химический состав Земли, во всяком случае в отношении атомных пропорций (отношение любого элемента к Si), отражают ультраосновные породы — наиболее вероятные аналоги мантии, составляющей две трети массы планеты. Анализы лунных пород на те же самые редкие элементы, которые отмечены в табл. 10, показали аналогичную картину недостаточ-

ности многих из них. Учитывая это обстоятельство и данные по распространению, указанные в табл. 10 и на рис. 16, можно видеть, что недостаточные элементы одни и те же для мантии Земли, наиболее распространенных хондритов, а также для материала Луны.

В земной мантии отмечается особенно резкий дефицит S, Se, Te, Hg, относительная концентрация которых в материале Земли составляет менее 0,001 по сравнению с веществом углистых хондритов. С какими же свойствами химических элементов связан наблюдаемый их недостаток в ряде изученных тел солнечной системы?

Недостаточные элементы помещены в таблице Д. И. Менделеева (рис. 17). Согласно Дж. Ларимеру, эти элементы можно разделить на элементы нормальной недостаточности, содержание которых по сравнению с веществом углистых хондритов составляет 0,5—0,1 (т. е. концентрация их в 2—10 раз меньше), и элементы избыточной недостаточности, содержание которых находится в пределах 0,1—0,001 (т. е. концентрация их в 10—1000 раз ниже, чем в веществе углистых хондритов типа I). Очевидно, недостаточные элементы занимают вполне определенные места в периодической системе Д. И. Менделеева, охватывая поля халькофильных и атмофильных элементов. Следовательно, обнаруженная их недостаточность не является случайной, а связана с определенными физико-химическими свойствами.

Большинство из недостаточных элементов принадлежит к летучим. Они имеют относительно низкую температуру плавления и кипения и поэтому легко мигрируют при высоких температурах в газовом состоянии. Разделение элементов на летучие и нелетучие в условиях силикатного расплава было представлено в табл. 3. Однако лишь одной летучестью нельзя объяснить дефицит всех элементов. Такие металлы, как Ag, Au, Cu, относятся к нелетучим. Но их скудность в земной коре 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, и их дефицит на самом деле, возможно, не такой резкий.

Значительный недостаток на Земле летучих элементов по отношению к среднему материалу Солнца и примитивному веществу углистых хондритов типа I является ре-

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			I	II	III	IV	V	VI	VII	0
																H	H ₂
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	Rb	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Ac	Po	At	Rn
Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U												

Р и с. 17. Недостаточные элементы в веществе Земли и метеоритов в таблице Д. И. Менделеева

1 — элементы нормальной недостаточности (0,5—0,1),
2 — элементы резко недостаточные (0,01—0,001)

зультатом процессов ее формирования как физико-химической системы. Процесс, который вызвал потерю летучих и фракционирование элементов, мог протекать двумя путями: либо в прошлом Земля прошла стадию высокотемпературного расплавленного состояния и летучие элементы испарились и рассеялись в пространстве, либо Земля возникла путем сгущения того материала, в котором летучие элементы находились в небольших количествах, и, таким образом, наша Земля унаследовала состав определенной части протопланетного диска.

Первый процесс, казалось бы очень простой, сталкивается с непреодолимыми трудностями. Он не смог бы обеспечить разную степень потери летучих, наблюдаемую в действительности. Температуры, необходимые для того, чтобы тяжелые атомы Hg, Tl, Pb приобрели космическую скорость (т. е. 11,2 км/сек) и навсегда покинули Землю, чрезвычайно высоки и привели бы к взрыву и рассеянию всего вещества нашей планеты. Поэтому данный процесс потери летучих элементов следует отбросить как нереальный.

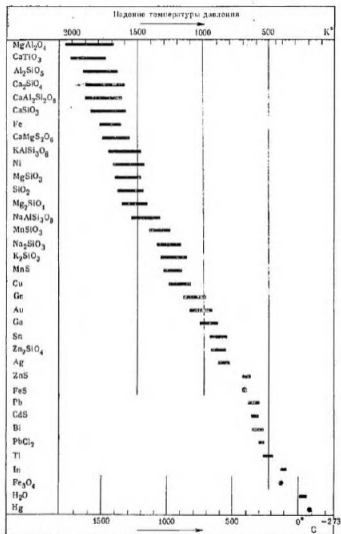
Отсюда мы должны обратиться ко второму пути как наиболее вероятному — к процессу последовательной кон-

денсации 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 приводит к последовательной конденсации сперва нелетучих (тугоплавких), затем труднолетучих и в самом конце наиболее летучих элементов и их соединений. Этот процесс конденсации горячего газа солнечного состава был количественно изучен и рассчитан по формулам химической термодинамики Дж. Ларимером.

На рис. 18 представлена диаграмма, построенная на основании расчетов Ларимера. Она характеризует последовательность конденсации элементов и их соединений в ходе понижения температуры солнечного газа и при падении давления от 1 до 0,0066 атм. Пределы этих значений давления были вычислены А. Камероном для первичного газового диска солнечного состава, окружавшего некогда Солнце.

На рис. 18 можно видеть, что конденсация элементов и их простейших природных соединений в виде оксидов, силикатов и сульфидов проходила в определенном, строго закономерном порядке. 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 отрицательных температурах по Цельсию конденсировались такие летучие вещества, как вода и ртуть. Капли силикатов остывали, проходили стадию кристаллизации и превращались в твердые тела — шаровидные частицы. В высшей степени вероятно, что хондры большинства каменных метеоритов являются прямыми остатками капель, возникших в процессе конденсации солнечного газа.

Следует отметить, что впервые Дж. Вуд в 1958 г. высказал мысль, что хондриты сконденсировались при высокой температуре из протопланетного газового облака, содержащего пары железа, магния, кремния и других химических элементов. При падении температуры ниже 2000° К образовались жидкие капельки, а при дальнейшем охлаждении из них возникли мелкие пылинки, послужившие материалом для образования планет солнечной системы. Таким образом, всестороннее исследование метеоритного вещества приводит к заключению о необхо-



Р и с. 18. Температуры конденсации элементов и их соединений при остывании солнечного газа (построено на основании данных Дж. Лармера)

димости первоначальной высокой температуры и дальнейшего достаточно быстрого охлаждения.

Расчеты Дж. Ларимера основывались на предположении, что в ходе конденсации солнечного газа существовало непрерывное равновесие между конденсирующейся жидкой фазой и окружающим газом. 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 вероятность этих процессов. Микроскопические исследования и анализ индивидуальных хондр, выполненные М. Блейндером и А. Г. Монетом (1969), показали, что хондры могли сформироваться как переохлажденные капли. Иначе говоря, их формирование могло происходить в разных меняющихся условиях. На схеме № 1 показаны различные этапы конденсации и аккумуляции хондритов при одном режиме давления (по Блейндеру и Монету).

Формирование химического состава Земли было связано с определенными физико-химическими процессами в протопланетной газовой туманности и, естественно, явилось одним из вариантов более общего процесса конденсации, затем сгущения конденсированных систем в планеты и астероиды. При этом хондритовые метеориты как составные части астероидов дают ценный исторический материал, позволяющий выявить основные особенности конденсации солнечного газа.

Согласно исследованиям Дж. Ларимера и Э. Андерса, рассмотревших температурные условия конденсации солнечного газа и сопоставивших полученные результаты с химическим и минералогическим составом метеоритов, хондриты являются смесью двух типов веществ:

- 1) низкотемпературной фракции в качестве основной массы (фракции А), сохранившей в своем составе большое количество летучих элементов и их соединений;

- 2) высокотемпературной фракции (фракции В) в виде хондр и металлических зерен в каменных метеоритах, которая лишена летучих.

При снижении температуры газа солнечного состава имело место изменение равновесий многих химических реакций между компонентами солнечного космического вещества. Решающее значение в формировании химиче-

ского состава планет земного типа имела различная степень окисления железа. При этом изменялось равновесие химической реакции следующего вида:

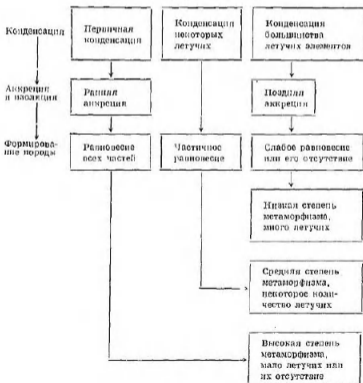


$$K = \frac{H_2O}{H_2}$$

Схема 1

Схема различных этапов конденсации и аккреции хондритовых метеоритов при окислительном режиме давления (по М. Блейндеру и А. Г. Монету)

Высокая T → Средняя T → Низкая T



В газовой среде солнечного состава константа равновесия химической реакции фиксируется относительным распространением водорода и кислорода, которое приводит к отношению H_2O/H_2 , равному $2 \cdot 10^{-3}$. Г. Юри, используя это соотношение, вычислили температуру равновесия реакции, она оказалась равной $400^\circ K$. Ниже этой температуры железо окисляется до магнетита (Fe_3O_4), который встречается в углистых хондритах, выше $400^\circ K$ происходит восстановление и выделение металлического железа. Таким образом, температура $400^\circ K$ является критической для перехода окисленного железа в металлическое в веществе солнечного состава. Низкотемпературная фракция (А) конденсировалась при температуре ниже $400^\circ K$.

Однако в процессе охлаждения протопланетного вещества в небольшом количестве могли возникать силикаты железа. В этом случае, как показал Р. Мюллер (1964), восстановление железа из силикатов до металла должно протекать при температуре свыше $1100^\circ K$, а ниже ее могло протекать образование силикатных соединений железа.

Учитывая изложенное выше, а также большую вероятность того, что Земля на одну треть состоит из металлического железа, можно считать, что она образовалась преимущественно из высокотемпературной фракции охлаждающегося солнечного вещества, которая конденсировалась в интервале температур от 2000 до $400^\circ K$, а низкотемпературная фракция вошла в ее состав в минимальной степени.

Рассматривая состав внутренних планет и метеоритов как комбинацию низкотемпературной (А) и высокотемпературной (В) фракций, можно оценить температуру конденсации и последующего сгущения (аккреции) этих тел в солнечной системе. Основные данные представлены в табл. 11.

Тип I углистых хондритов представляет собой почти чистую фракцию А. Однако данные для них являются неточными, и можно допустить в их составе ($\leq 20\%$) примеси фракции В. Данные для Земли в табл. 11 не имеют решающего значения, поскольку они выведены только из расчета состава земной коры, которая является продуктом позднейшего развития нашей планеты. Тем не менее значительная часть массы Земли, исходя из состава

Температура конденсации вещества метеоритов
(по Дж. Паримеру и Э. Андерсу, 1967)

Класс метеоритов	Процент фракции А	Фракция А		Фракция В	Допущаемые температуры конденсации или аккреции, °К	
		H ₂ O	Tl, Bi, In в нормальном распространении		потери Na, K, Rb	фракция А
Углистые, тип I	≥80	Есть	Есть	?	≤ 315	?
Углистые, тип II	55	"	"	Есть	≤ 315	>1300
Углистые, тип III	32	"	"	"	≤ 400	>1300
Систатитовые, I	63	Нет	"	Нет	400—470	~1200
Систатитовые, II	48	"	Нет	Есть	530—650	>1300
Обычные хондриты	27	"	"	Нет	530—650	~1200
Земля (поверхность)	~10	Есть	—	Есть	≤ 400	>1300

Примечание. Процент фракции А выделен авторами по распространению нормально дефицитных элементов.

ее коры и верхней мантии, представлена высокотемпературной фракцией.

Можно предположить, что материал Земли, внутренних планет и каменных метеоритов (хондритов) возник путем конденсации из остывающего солнечного газа двух фракций: высокотемпературной фракции, состоящей из хондр, металлических зерен и лишенной летучих, и низкотемпературной фракции, сохранившей значительную часть летучих (углистые хондриты типа I).

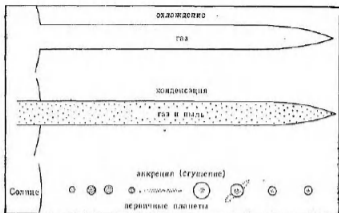
Вполне естественно допустить, что вблизи Солнца внутренние планеты возникли в условиях его нагрева, а дальше от него нагрев ослабевал. Поэтому расположенные ближе к Солнцу внутренние планеты образовались путем сгущения (аккреция) высокотемпературной фракции конденсатов с минимальной долей низкотемпературной фракции. Но дальше от Солнца в области между Марсом и Юпитером, в так называемом астероидальном кольце, формировались родоначальные тела метеоритов — преимущественно хондритовые астероиды, в которых пропорция низкотемпературной фракции конденсатов была повышенной и в целом возрастала к периферической

части кольца. Так, в самых краевых частях астероидального кольца происходила конденсация при быстром охлаждении веществ, что привело к ведущей роли низко-температурной фракции и формированию состава вещества типа углистых хондритов, почти полностью сохранивших атомные соотношения Солнца (за исключением H, He и N). Наконец, самые далекие от Солнца внешние планеты (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун) возникли почти целиком из неразделенного и нефракционированного солнечного вещества, сохранив в своем составе газы (с ведущим значением H) в качестве главной составной части.

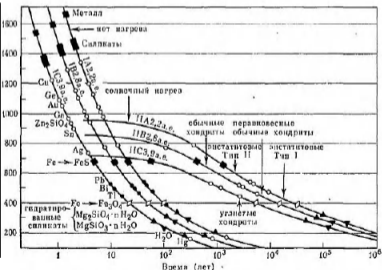
Таким образом, согласно развитым выше представлениям, основанным на данных космохимии, метеоритики и термодинамики, формирование химического состава планет происходило в два этапа. Первый этап знаменовался охлаждением газового диска и конденсацией части его вещества в жидкие капли, затем частицы. Таким способом возникла газово-пылевая туманность, которая была неустойчивой и вследствие разной скорости остывания в зависимости от расстояния от Солнца приобрела химическую неоднородность, которая дополнительно возростала под влиянием давления солнечных лучей. Второй этап выразился в сгущении (аккреции, аккумуляции) 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 частях протопланетного диска началась тогда, когда конденсация еще не завершилась.

Сама эволюция протопланетного диска представлена на схеме 2. Ближайшие к Солнцу внутренние планеты земного типа образовались в результате сгущения преимущественно высокотемпературной фракции со значительным содержанием металлического железа. Поэтому ближайший к Солнцу Меркурий состоит на две трети из металлического железа, а самая отдаленная от Солнца из внутренних планет — Марс — состоит, очевидно, только на одну четверть из металлического железа.

Исходя из физических данных можно предположить, что остывание протопланетного газового диска происходило достаточно быстро. Газовый диск, появившийся



Р и с. 19. Схема эволюции протопланетного диска

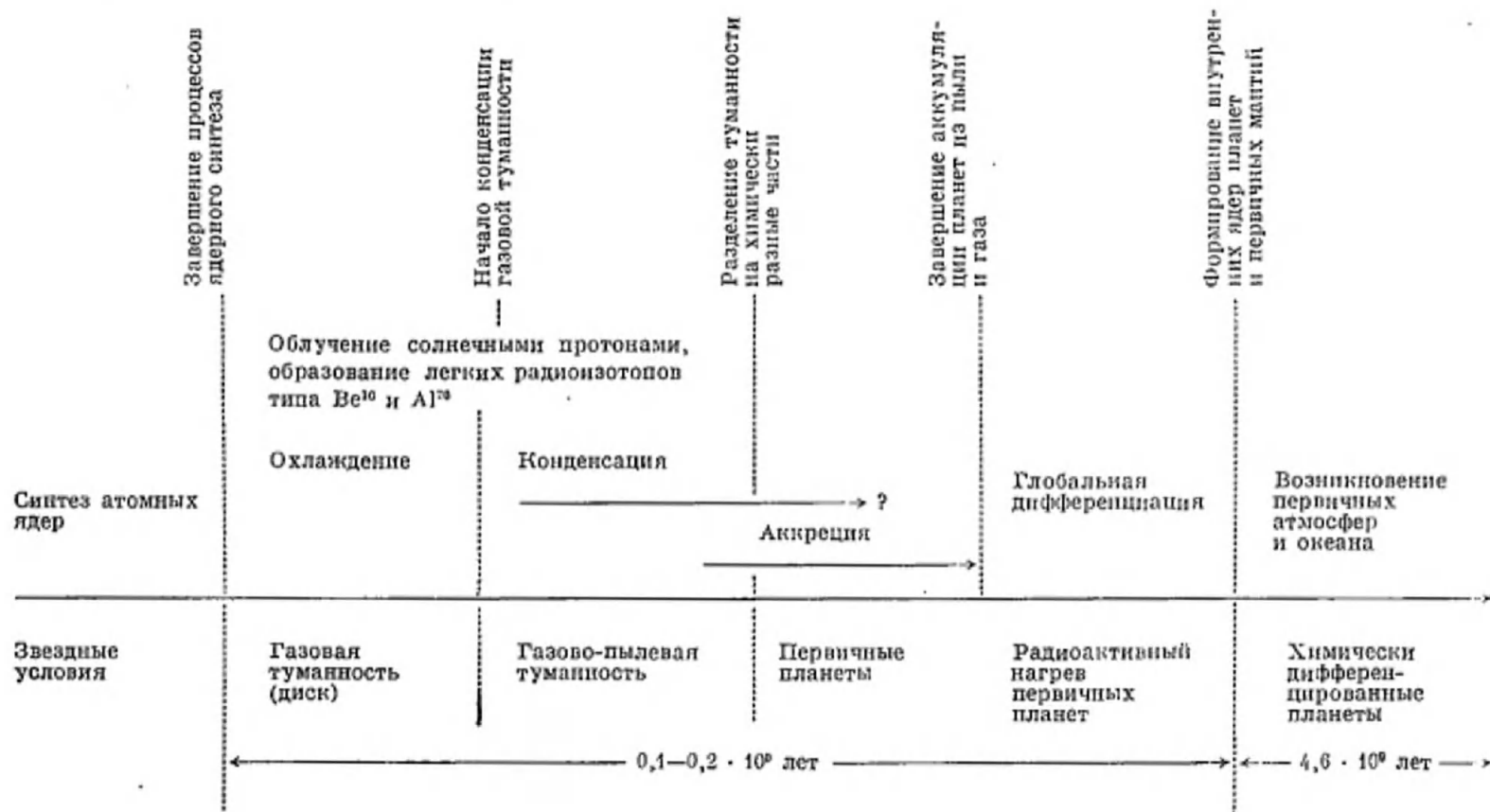


Р и с. 20. Время конденсации вещества метеоритов при остывании солнечного газа в двух вариантах расчета (по Дж. Ларимеру и Э. Андерсу)

вокруг первичного Солнца в его экваториальной плоскости, частично рассеивался и конденсировался в виде капель, быстро переходящих в твердые частицы. Газовый диск был образованием вообще неустойчивым и быстро таял в мировом пространстве, путем диффузии преодолевая силу притяжения Солнца, и, по-видимому, только небольшая его часть скопировалась в твердые тела и газовые скопления, давшие начало планетам. Дж. Лаример и Э. Андерс, опираясь на данные по химическому фракционированию метеоритного вещества, рассчитали скорость остывания газовой туманности и ее конденсации в двух вариантах. Первый вариант быстрого остывания не учитывал солнечный нагрев, второй же вариант, наоборот, допускал его. Оба варианта представлены на рис. 19 и 20. В первом варианте весь процесс охлаждения и конденсации солнечной туманности в той ее части, где формировалось вещество метеоритов, занял не более 10 тыс. лет. Во втором варианте процесс шел медленнее и охватил время порядка 1 млн. лет. В области внутренних планет остывание проходило медленнее ввиду сильного солнечного нагрева и затянулось, вероятно, до 2—5 млн. лет.

Таким образом, ближе к Солнцу на расстоянии 0,5—1,5 а. е.¹ (астрономических единиц) остывание первичного протопланетного вещества происходило относительно медленно, и здесь формировались конденсированные капли и частицы преимущественно высокотемпературной фракции со значительной пропорцией металлического железа и минимальной долей низкотемпературной фракции, возникшей значительно позже. Путем сгущения этого материала появились внутренние планеты с минимальным содержанием летучих. Но дальше от Солнца происходило сгущение материала, который дополнительно содержал большую пропорцию летучей фракции. Как можно видеть на рис. 20, энстатитовые хондриты сформировались из материала внутренней части астероидального кольца на расстоянии 2,2 а. е. Обычные хондриты образовались из центральной и внутренней половины астероидального кольца примерно на расстоянии 2,8 а. е. Наконец, самые далекие, углистые хондриты возникли из материала внеш-

¹ Астрономическая единица — современное расстояние от Земли до Солнца (149,5 млн. км).



ней части астероидального кольца, сохранив значительную долю газовых компонентов на расстоянии примерно 3,9 а. е.

Общая хронологическая последовательность событий в солнечной системе после окончания процессов ядерного синтеза представлена на схеме 2. Вещество нашей планеты в далеком прошлом проходило последовательно стадии: ядерного синтеза, газовой туманности, конденсации газовой туманности с образованием твердых частиц, стадию аккумуляции и впоследствии стадию собственного развития с химической дифференциацией на отдельные оболочки. Последовательный ход указанных событий основан на современном изучении метеоритного материала, Земли и планет. Однако, естественно, использованные нами данные являются неполными и позволяют нарисовать лишь картину, требующую дальнейших подтверждений.

Так, мы можем поставить основной вопрос: в какой мере современные данные наблюдательной астрономии и физико-химические исследования экспериментального характера способны подтвердить допускаемый нами процесс остывания солнечного (звездного) газа с образованием химических соединений и последующей их конденсации в твердые частицы?

Действительно, спектральные исследования далеких звезд нашей галактики свидетельствуют о том, что по мере остывания газа звездного состава образуются первые химические соединения в виде двухатомных молекул. В спектрах наиболее холодных звезд с температурой поверхности порядка 3000—2000° К обнаружены многочисленные молекулярные полосы, указывающие на присутствие AlO , MgO , TiO , ZrO , Ca , SiO и других соединений.

СО

Конденсация твердых или жидких частиц из солнечной туманности давно уже рассматривалась как один из наиболее важных физико-химических процессов, происходящих в ранней истории солнечной системы.

По данным астрофизических наблюдений, энстатитовые или оливниновые зерна находятся в межзвездном пространстве, окружая области холодных звезд спектральных классов К и М. Последнее изучение спектров различных звезд в ультрафиолетовой и инфракрасной областях дало весьма интересные результаты относительно

состава околозвездной пыли. Широкие полосы в инфракрасной области спектров холодных звезд — гигантов и сверхгигантов показывают, что многие из них имеют избыток эмиссии в пределах тех световых волн, которые соответствуют пику излучения силикатного материала, и что звездная пыль сложена из силикатов. Ф. Лоу и К. Кришна-Свами (1970) обнаружили превосходное согласие между наблюдаемым спектром для силикатного материала и наблюдаемым спектром инфракрасного избытка звезды α Ориона (Бетельгейзе), подтверждающее предположение о силикатной пыли. Особенности кривых поглощения в ультрафиолетовой части спектра межзвездного света могут быть приписаны пыли, состоящей из зерен графита, железа и силикатов. Изучая особенности ультрафиолетовой области спектров межзвездной пыли, окружавшей сверхновую звезду, П. Маннинг (1970) идентифицировал ее в основном силикатную природу, соответствующую железистым гранатам. Таким образом, формирование силикатных частиц из вещества, выбрасываемого звездами, является в общем довольно распространенным процессом в нашей галактике.

Конечно, еще не ясен конкретный механизм образования твердых частиц из остывающего звездного газа. Но что такой процесс происходил в прошлом солнечной системы и сейчас совершается вокруг многих звезд, в этом сомневаться не приходится.

Физико-химические эксперименты с парами металлов и окислов за последнее время тоже дали весьма интересные результаты. В Калифорнийском университете Г. Арренпус и Г. Альфвен (1971) предприняли серию экспериментов в целях исследования явлений, связанных с конденсацией веществ в пространстве в условиях, близких к космическим. Основные результаты этих опытов заключаются в следующем.

Интерметаллические полиморфные сплавы (например, Fe—Ni и др.), магнетит, графит, карбиды металлов, магнезиальные силикаты и полиморфные разновидности кремнезема могут расти непосредственно путем конденсации из частично ионизированного газа в радиационном равновесии с этим газом. Эксперименты с системой Fe—Ni показали, что фазы этого состава растут одновременно из плазмы газовой системы как дискретные, хорошо оформленные кристаллы при температурах субстрата ниже 600°K .

Экспериментальные исследования Ч. Мейера (1971) в условиях, приближенных к околозвездной конденсации, показали, что кристаллические силикаты могут действительно конденсироваться из пара в условиях, господствующих в межзвездном пространстве. Конденсация соединений Mg, Si, Fe и O при различных температурах субстрата также приводит к фракционированию (разделению) Mg, Fe, Si относительно Ca и Al, но Ca и Al с трудом отделяются друг от друга при температурах меньших, чем 1000°C .

Результаты этих экспериментов подтверждают предположение, что общий химический состав хондритовых метеоритов разных классов отражает первоначальную фракционную конденсацию тугоплавких окислов в солнечной системе. Прямой синтез кристаллических силикатов при конденсации пара подтверждает заключение, что углистые хондритовые метеориты служат примером (в своем минеральном и химическом составе) тел, сформировавшихся непосредственно как продукты конденсации в околосолнечном пространстве.

Таким образом, данные наблюдательной астрономии и физико-химических экспериментов в условиях, близких к космическим, с полной определенностью показывают, что возникновение твердых пылевых частиц непосредственно из звездного вещества при его охлаждении есть закономерный и довольно распространенный процесс в ходе эволюции звезд. Отсюда наша основная идея, что в истории солнечной системы в примитивном веществе солнечного состава происходила конденсация твердых (жидких) частиц, впоследствии послуживших строительным материалом планет земного типа и родоначальных метеоритных тел, находит независимо новое подтверждение.

ОБРАЗОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ

Земля, как уже отмечалось, возникла путем сгущения преимущественно высокотемпературной фракции со значительным количеством металлического железа, а оставшийся околоземной материал, в котором железо окислилось и перешло в состав силикатов, вероятно, пошел на построение Луны. Возникновение метеоритных фаз (силикатной, сульфидной, металлической) в виде ахондритов, железокосменных метеоритов и железных в пределах родоначальных метеоритных тел, а также металлических ядер и силикатных мантий во внутренних планетах земного типа рассматривается обычно как вторичный процесс, прошедший далеко не во всех астероидах. Допускается, что зонарная (оболочечная) структура внутренних планет явилась результатом радиогенного нагрева и химической дифференциации.

Ранние стадии развития Земли не фиксированы в каменной геологической летоисчислении, по которой геологические науки успешно восстанавливают ее историю. Даже самые древние горные породы (их возраст отмечается громадной цифрой — 3,9 млрд. лет) являются продуктом значительно более поздних событий, наступивших после формирования самой планеты.

Однако мы все же можем считать, что ранние стадии существования нашей планеты знаменовались процессом ее общепланетарной химической дифференциации, которая привела к образованию 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.

Если Земля ввиду разных причин могла пройти через высокотемпературную стадию развития (независимо от способа ее образования) с расплавлением всей ее массы,

то более тяжелые расплавленные массы жидкого железа могли стечь в центральные области, создав ядро, а силикатные массы всплыли вверх, образовав мощную расплавленную силикатную мантию, которая впоследствии остыла, сформировав твердую оболочку. Однако такое представление о планетарной дифференциации материала Земли с образованием центрального ядра и силикатных оболочек, с распределением элементов согласно их геохимическим свойствам, наиболее полно развитое В. Гольдшмидтом (см. рис. 4), столкнулось с большой трудностью. Она состояла в том, что вязкость силикатов при высоких давлениях в недрах Земли устраняла возможность химического расслоения с перемещением вещества в общепланетарных масштабах даже в условиях высоких температур, превосходящих точку плавления любого известного силикатного материала. В связи с этим интерес вызвала гипотеза об однородном химическом составе Земли, у которой наличие плотного центрального ядра связывалось с уплотнением силикатного материала в сверхплотную «металлизованную» фазу. Однако, как мы уже отмечали выше, последние данные по физике высоких давлений, средней плотности планет земного типа, химизму метеоритов находятся в противоречии с этой гипотезой. В свете новейших данных геофизики модель жидкого ядра Земли, сложенного железом с примесью серы и никеля, представляется наиболее вероятной.

Для преодоления трудностей общепланетарной химической дифференциации Земли, связанных с высокой вязкостью силикатного материала, можно высказать два предположения.

1. Либо Земля в результате радиогенного нагрева прошла стадию химической дифференциации с выделением масс жидкого железа в верхних горизонтах, и оно вследствие своей тяжести прорвало в одном каком-то месте вязкие силикатные массы, опустившись к центру Земли с одной стороны ее в одном из полушарий.

2. Либо Земля в процессе своего образования путем сгущения высокотемпературной фракции конденсатов солнечного газа сначала аккумулировалась преимущественно из частиц (капелек) железа, которые сформировали ее внутреннюю часть, а завершение аккумуляции произошло за счет силикатных частиц (соединений), создавших первичную мантию.

Следует отметить, что сейчас мы находимся на таком уровне знаний, что оба предположения относительно формирования внутреннего состава Земли являются более или менее вероятными.

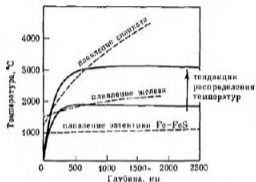
Согласно первому варианту, Земля возникла путем аккумуляции как химически относительно однородный шар. Она представляла собой сравнительно однородную смесь частиц железа, силикатов, меньше сульфидов, распределенных по всему объему довольно равномерно. В процессе аккумуляции Земля захватила также часть газов, в том числе H_2O , CO_2 , N и Hg , из первичной туманности в силу собственного притяжения, когда она приобрела достаточно крупную массу. Согласно мнению ряда исследователей, Земля как первичная планета образовалась при температурах ниже точки плавления ее материала 5 — 4,6 млрд. лет назад. Мы можем весьма приблизительно наметить некоторые температурные границы формирования молодой Земли. Несомненно, большая часть ее массы образовалась при температуре ниже температуры конденсации высокотемпературной фракции (металлической, силикатной), т. е. ниже $800^\circ K$. С другой стороны, нижний температурный предел допускал наличие воды в жидком состоянии, т. е. определялся значением $100-0^\circ C$.

В целом завершение формирования Земли не могло происходить ниже $320^\circ K$, что диктовалось расстоянием от Солнца. Удары частиц в процессе аккумуляции могли поднять температуру рождающейся Земли, но количественная оценка энергии этого процесса не может быть произведена достаточно надежно.

С начала формирования молодой Земли отмечался ее радиоактивный нагрев, вызванный распадом быстро вымиравших радиоактивных ядер, включая некоторое количество трансурановых, сохранившихся от эпохи ядерного синтеза, и распадом ныне сохранившихся радиоизотопов U , Th , K^{40} (см. рис. 14). В общем радиогенной атомной энергии в ранние эпохи существования Земли было достаточно для того, чтобы ее материал местами стал плавиться с последующей дегазацией и подъемом легких компонентов в верхние горизонты.

При относительно однородном размещении радиоактивных элементов с равномерным распределением радиогенного тепла по всему объему Земли максимальный

рост температур происходил в ее центре с последующим выравниванием по периферии. Однако в центральных областях Земли давление было слишком высоким для плавления. Плавление в результате радиоактивного нагрева началось на некоторых критических глубинах (рис. 21), где температура превысила точку плавления какой-то части первичного материала Земли. При этом железный материал с примесью серы начал плавиться скорее, чем чисто железный или силикатный.



Р и с. 21. Схема плавления материала в Земле, состоящей из однородной смеси силикатного и металлического вещества

Согласно расчетам американского геофизика Ф. Берча, для хондритовой модели Земли, плавление могло происходить в интервале глубин 100—600 км. Здесь стал формироваться и расплавленный слой, мощность которого непрерывно увеличивалась как за счет роста в глубину, так и к поверхности. Ввиду того что железо — наиболее распространенный металл, в возникшем расплавленном слое нашей планеты 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, железистосернистую). Напомним, что удельный вес жидкого железа более чем в два раза превосходит удельный вес силикатов. Дальнейшее развитие процесса плавления привело к тому, что слой расплавлен-

ного железа непрерывно увеличивал свою мощность, препятствуя охлаждению центральных областей планеты. В то же время этот слой не мог иметь всюду одинаковую толщину. Под влиянием притяжения новорожденной Луны наступила его приливная деформация с приливной волной. Из-за близости Луны к Земле, как полагает В. Эльзассер, в то далекое время приливной эффект был очень велик, поэтому одно из поднятий приливной волны оказало высокое давление на подстилаю-



Р и с. 22. Схема формирования ядра Земли
(по В. Эльзассеру)

щей материал и в конце концов продавало его по направлению к центру Земли. Образовался прогиб (рис. 22, а), и жидкое железо начало перемещаться в недра Земли, вытесняя другой недифференцированный материал со значительным содержанием силикатов. Этот материал, хотя и не находясь в жидком расплавленном состоянии, но при высоких температурах приобретал повышенную пластичность и текучесть. С дальнейшим ростом гигантская железная капля опустилась к центру Земли (см. рис. 22, б). Она выдавила пластичные силикатные массы, которые, перемещаясь в верхние горизонты через зону плавления, испытали последующую дифференциацию. Вместе с железом в его расплаве концентрировались геохимически 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/г земного вещества, что эквивалентно поднятию температуры на 2000° . При этом в масштабе всей Земли выделилась энергия $3,6 \cdot 10^{30}$ кал. Другие авторы ранее подсчитали, что при перестройке Земли из относительно однородной

силикатно-металлической смеси в современное состояние с металлическим железным ядром должна выделиться энергия, которая оценивается, по Е. Н. Люстиху, $3,58 \cdot 10^{30}$ кал, по Г. Юри — $4,78 \cdot 10^{30}$ кал. Таким образом, процесс дифференциации вещества Земли в планетарном масштабе привел к сильному нагреву тела планеты. Все это произошло геологически довольно быстро, поскольку огромные массы расплавленного железа не могли находиться долго в неустойчивом состоянии в верхних частях Земли. В конце концов все жидкое железо стекло в центральные области Земли, образовав металлическое ядро. Внутренняя часть его перешла в твердую плотную фазу под влиянием высокого давления, сформировав маленькое ядро глубже 5000 км.

При таком способе возникновения ядра Земли, завершившемся в основном 4,5 млрд. лет тому назад, неизбежно начался асимметричный процесс дифференциации материала планеты, приведший к появлению континентального и океанического полушарий (сегментов). Вероятно, полушарие современного Тихого океана было тем сегментом, в котором массы железа погружались к центру, а в противоположном полушарии отмечалось поднятие силикатного материала с последующим выплавлением более легких 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 Земли в ее будущем континентальном сегменте силикатный материал при поднятии подвергался зонной плавке. (Механизм зонной плавки на материале хондритовых метеоритов хорошо изучен А. П. Виноградовым и его сотрудниками.) В легкоплавких фракциях материала мантия сосредоточились наиболее типичные литофильные элементы, поступившие вместе с газами и парами воды на поверхность первичной Земли. Большая часть силикатов при завершении планетарной дифференциации образовала мощную мантию планеты, а продукты ее выплавления дали начало развитию алюмосиликатной коры, первичного океана и первичной атмосферы, насыщенной CO_2 .

Другой путь формирования зонарного строения и состава Земли, как уже отмечалось, мог быть связан с самим способом аккумуляции нашей планеты, в ходе которой

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 — железоникелевые сплавы и магнетитовые силикаты — выделялись в следующей последовательности:

T, °K	
Fe	1790—1620
Ni	1690—1440
MgSiO ₃	1670—1470
Mg ₂ SiO ₄	1620—1420
FeS	680

Таким образом, в интервале температур 1790—1420° K (или 1510—1150° C) произошла конденсация наиболее распространенной части высокотемпературной фракции в условиях химического равновесия из солнечного газа. Отсюда не исключена возможность того, что аккумуляция Земли началась в тот период, когда в остывающей газовой туманности завершилось формирование железоникелевых капель, а конденсация силикатных только начиналась. Капли металлов, соприкасаясь друг с другом, легко сливались в тела компактной массы, поскольку металлические частицы (капли) обладают высокой теплопроводностью. Поэтому есть основание допустить, что аккумуляция Земли и планет земного типа происходила одновременно с конденсацией силикатов из протопланетного вещества. Первоначально возникали из металла ядра планет, а затем вокруг них происходило оседание силикатных частиц, образовавших первичные мантии.

А. П. Виноградов (1971) на основании анализа металлических фаз метеоритного вещества считает, что твердый железоникелевый сплав возник независимо и непосредственно из паровой фазы протопланетного облака и конденсировался при 1500° C. Железоникелевый сплав метеоритов, по мнению ученого, имеет первичный характер и соответствующим образом характеризует металлическую фазу земных планет. Железоникелевые сплавы довольно высокой плотности, как полагает Виноградов, возникли в протопланетном облаке, спекались благодаря большой теплопроводности в отдельные куски, которые падали к центру газовой-пылевой облака, продолжая

непрерывно конденсационный рост. Только масса железоникелевого 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°K , то условия роста первичных планет были существенно иными. При аккумуляции первичных планет из твердых частиц действовали еще некоторые дополнительные факторы, способствующие избирательному накоплению вещества разного свойства и разного состава. К таким факторам можно отнести магнитные силы. Высокая активность первичного Солнца создавала в окружающем пространстве магнитное поле, способствовавшее намагничиванию ферромагнитных веществ. К числу их относится металлическое железо, кобальт, никель, отчасти сернистое железо. Точка Кюри — температура, ниже которой вещества приобретают магнитные свойства, — для железа равна 1043°K , для кобальта — 1393°K , для никеля — 630°K и для сернистого железа (пирротина, близкого к троилиту) — 598°K . 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°K в виде крупных сгущений и была во много раз эффективнее, чем аккумуляция силикатных частиц при прочих равных условиях. Сернистое железо ниже 580°K также могло аккумуляроваться под влиянием магнитных сил вслед за железом, кобальтом и никелем. Поэтому можно выдвинуть гипотезу: основной мотив зонарного строения нашей планеты был связан главным образом с ходом последовательной аккумуляции частиц разного состава — сначала сильно ферромагнитных, затем слабоферромагнитных и в конце концов силикатных и других частиц, накопление которых диктовалось уже преимущественно силами гравитации выросших массивных металлических масс.

Какой из рассмотренных выше процессов привел к зонарному строению и составу Земли, мы сейчас точно сказать не можем. В обоих случаях начался быстрый радиогенный нагрев молодой Земли, определивший повы-

шение ее температуры и способствовавший в дальнейшем локальному плавлению материала и химической дифференциации. В связи с этим следует также учесть последние данные по физике сверхвысоких давлений, указывающие, что при сверхвысоких давлениях температура плавления железа понижается, способствуя его текучести и концентрации в центральной области планеты. Еще более низкую температуру плавления имеет железо с примесью серы. Следовательно, появление жидкой расплавленной фазы металла с примесью серы должно было происходить более облегченно в глубоких недрах планеты, чем возникновение жидких силикатных масс.

В заключение можно отметить, что зонарное строение и состав Земли, а также асимметричный характер ее верхней части могли быть результатом комбинации первого и второго возможных процессов.

Так, основная масса ядра (возможно, одного лишь внутреннего) могла возникнуть в период формирования Земли за счет аккумуляции металлических частиц, а последующее выплавление железисто-сернистых масс в верхних частях Земли и удаление их из первичной мантии было дополнительным процессом, хорошо объясняющим на современном уровне знаний асимметричный лик нашей планеты.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Все главные составные части атмосферы Земли и Мирового океана относятся к летучим веществам. Они поступили на поверхность Земли в результате ее химической дифференциации. По всем имеющимся данным, пары воды и газы атмосферы возникли в недрах нашей планеты и поступили на ее поверхность в результате внутреннего разогрева совместно с наиболее легкоплавкими веществами мантии в процессе вулканической деятельности.

Следует отметить, что в науке долго господствовали представления о первичной расплавленной Земле и о том, что на ранних этапах ее развития она была окутана мощной атмосферой с парами воды, а при последующем охлаждении произошла конденсация этих паров в жидкую воду. Выпали дожди, образовав массу воды Мирового океана, которая первоначально при таком способе образования была пресной. Соленой и минерализованной океаническая вода стала позже в результате сноса растворенных веществ с поверхности суши в течение длительного геологического времени. Однако подобные представления, получившие в свое время большую популярность, противоречат современным данным.

В случае если бы вся масса воды современного океана была бы в свое время в атмосфере, то она создала бы высокое парциальное давление, вызвавшее химические реакции воды с силикатными минералами верхних частей Земли. В результате возникла бы огромная масса гидратированных силикатов, аналогичных тем, которые встречаются в углистых хондритовых метеоритах типа I. На самом же деле никаких признаков подобных минеральных ассоциаций мы не находим в доступных древнейших участках земной коры как в пределах континентальной, так и океанической ее частей. Наиболее убедительные доводы против наличия в прошлом тяже-

лой атмосферы были приведены А. П. Виноградовым (1959): «Дымы, подобные HCl , HF и особенно CO_2 , создали бы парциальное давление в десятки атмосфер. . . Породы Земли, находящиеся в равновесии с этими количествами воды и химическими парами и газами, должны были бы растворить значительные их количества. Между тем изверженные породы содержат меньше 1% H_2O . Различные минералы горных пород должны были бы изменить свой состав из-за действия активных газов, с которыми она была в равновесии. Осадочные породы в древнем архее должны были бы одновременно накопиться в количестве, не меньшем, чем количество осадочных пород всех геологических периодов, вместе взятых. В частности, среди осадочных пород этого начального периода жизни Земли должны были бы отложиться в огромном количестве карбонаты и т. д. Наконец, в составе современной атмосферы должны были сохраниться огромные количества инертных газов Ne , He , Ar , Kr , Xe , а также H_2 космического происхождения от «первичной атмосферы».

Нужно отметить, что все глубинные газы Земли, поступавшие в современную атмосферу, в большинстве случаев подвергаются резкому изменению и переходят в другие химические соединения. Основной вулканический газ H_2O конденсируется в виде жидкой воды, пополняя гидросферу. Следующий по распространению вулканический компонент CO_2 быстро потребляется фотосинтезом зеленых растений. Другая его часть растворяется в воде, образуя в гидросфере сложную карбонатную систему, из которой CO_2 извлекается при возникновении карбонатных пород — известняков и доломитов. Дымы HCl и HF вулканического происхождения попадают в атмосферу и гидросферу, затем переходят в ионы Cl^- и F^- . CH_4 окисляется с образованием CO_2 и H_2O . Таким образом, при современных условиях глубинные летучие вещества Земли, поступая на ее поверхность, подвергаются существенной переработке и остаются не только в атмосфере и гидросфере, но в значительной степени и в осадочных породах.

В современную эпоху все воды на Земле образуют единое целое и создают водную оболочку — гидросферу. Значение воды как мощного фактора, веками преобразующего лик планеты и совершающего огромную химиче-

скую и геологическую работу, хорошо изучено. Действие воды в условиях поверхности и глубин Земли связано с ее свойствами. При этом решающее значение имеет способность воды находиться в трех агрегатных состояниях: твердом, жидком и парообразном. Немаловажное значение имеет способность жидкой воды растворять в себе многие вещества. Поэтому любые воды гидросферы содержат в разном количестве растворенные вещества. Природные воды всегда в той или иной степени минерализованы, и их можно рассматривать как природные растворы разных ступеней концентрации. Так, даже наиболее «чистые» дождевые воды содержат в себе растворенные вещества в количествах 10—50 мг/л.

В целом вся масса воды на Земле относительно невелика — едва ли 0,025% общей массы Земли. Ввиду своей высокой подвижности воды проникают повсеместно. Они находятся в атмосфере в виде паров, создают океаны, моря и континентальные воды, проникают в толщи осадочных пород, образуя подземные воды. Большая часть воды Земли сосредоточена в Мировом океане (86,5%), и значительно меньшая часть связана с сушей, куда относятся воды озер, болот, рек, подземных вод осадочной толщи земной коры. Верхняя граница гидросферы определяется уровнем поверхности открытых водоемов. Нижняя граница довольно неопределенная и, вероятно, в глубинах земной коры соответствует температурному уровню 374° С, при котором вся вода находится в состоянии газа (критическая температура воды).

Две трети поверхности Земли занимают воды Мирового океана. Средняя глубина 3,8 км. Общая масса воды оценивается в $1420 \cdot 10^{18}$ т.

Океаническая вода представляет собой уникальный раствор, содержащий в среднем 3,5% растворенных веществ. Сумму этих растворенных веществ принято называть в океанологии соленостью Мирового океана. В количественном отношении соленость определяется общим весом в граммах растворенного вещества в 1000 г морской воды. Среди основных компонентов, определяющих соленость, следует различать наиболее распространенные ионы, которых относительно немного, и рассеянные ионы многих химических элементов. Главные ионы океанической воды с указанием их содержания в граммах на 1 л воды представлены в табл. 12. Кроме ука-

Таблица 12

Главные ионы океанической воды

Катионы	Количество, г	Анионы	Количество, г
Na ⁺	10,7638	Cl ⁻	10,3634
Mg ²⁺	1,2970	SO ₄ ²⁻	2,7067
Ca ²⁺	0,4460	HCO ₃ ⁻	0,1427
K ⁺	0,3875	CO ₃ ²⁻	0,0762
Sr ²⁺	0,0136	Br ⁻	0,0659
		F ⁻	0,0013
		H ₂ BO ₃	0,0265

занных в таблице элементов в океанической воде присутствуют и другие химические элементы таблицы Д. И. Менделеева, но их концентрации незначительны и подвержены большим контрастам. Так, содержание большинства этих элементов в составе морской воды ниже $1 \cdot 10^{-4}\%$. Они могут быть отнесены к редким и рассеянным элементам океана. Однако некоторые из них, несмотря на относительно низкую концентрацию, играют важную роль в химических процессах моря и в жизни морских организмов. В первую очередь это азот, фосфор, кремний, которые усваиваются живыми организмами, и их концентрация контролируется ростом и размножением морских растений и животных.

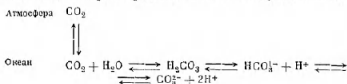
Нужно подчеркнуть одну удивительную особенность химии океанической воды — главные ионы имеют постоянное соотношение во всей толще Мирового океана, что свидетельствует о необычайной устойчивости динамического равновесия между количеством растворенных веществ, поступающих с суши в океан, и их осаждением.

Своеобразную роль в составе морской воды играют растворенные в ней природные газы — азот, кислород, углекислота, сероводород, тесно связанные с атмосферой и живым веществом моря. При нормальных условиях морская вода в 1 л содержит 14,5 см³ азота и 8,08 см³ кислорода. Но концентрация этих и других природных газов сильно меняется в зависимости от физико-геогра-

фических условий. Пределы их колебаний (в см³) в 1 л воды выражаются следующими величинами:

Азот	8,4—14,5
Кислород	0—9
Углекислота	34—56
Аргон	0,2—0,4
Сероводород	0—22

Как видно, по количественному значению первое место занимает углекислота, находящаяся в воде морей в разных формах. Собственно углекислого газа в морской воде не так уж много. Все формы углекислоты образуют так называемую карбонатную систему динамического равновесия, которая представляется в следующем виде:



В морской воде устанавливается сложная система химических равновесий между звеньями этой цепи в зависимости от температуры. Общее количество углекислоты во всем объеме Мирового океана оценивается величиной $1,4 \cdot 10^{20}$ г, что в 60 раз больше углекислоты, находящейся в атмосфере Земли. С карбонатной системой связаны ионы кальция, а косвенным образом — и весь ионный комплекс морской воды. Выпадение из раствора осадка CaCO_3 определяется главным образом концентрацией иона CO_3^{2-} .

Проблема происхождения океана связана не только с проблемой происхождения самой воды, но и растворенных в ней ионов разного типа.

Вначале мы отметили, что океан не мог образоваться за счет конденсации паров предполагаемой ранее первичной атмосферы космического происхождения. Вода относится к летучим веществам нашей планеты, естественно, что ее судьба в истории Земли связана с судьбой других летучих. Так, ряд компонентов, ныне слагающих осадочные горные породы, атмосферу и гидросферу, представляют собой летучие вещества в широком смысле слова. Если сравнить количество этих летучих компонентов в составе

современной атмосферы, гидросферы, стратисферы с тем количеством, которое могло освободиться при выветривании и переработке кристаллических изверженных пород земной коры, то получится большая разница, называемая «избытком» летучих. В 1951 г. В. Руби, учитывая количество летучего материала вблизи поверхности Земли, сравнил его с количеством от выветривания кристаллических горных пород. Результаты этих подсчетов представлены в табл. 13. Как видим, «избыток» летучих составляет довольно значительную величину, но отдельным компонентам в десятки и даже сотни раз превышает летучий материал от выветривания коренных горных пород литосферы. Так, в «избытке» летучих CO_2 в 83 раза больше, а Cl в 60 раз больше, чем это могла бы доставить первичная земная кора при ее интенсивном разрушении. Данные убедительно свидетельствуют о том, что («избыток» летучих) природные газы глубин Земли 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 средний состав «избытка» летучих с составом вулканических газов и газов изверженных горных пород (табл. 14). Эти данные пред-

Таблица 13

Содержание летучих элементов у поверхности Земли, 10^{23} г, или 10^{11} т

	H_2O	C в виде CO_2	Cl	N	S	H, B, Br, P ¹
Содержание в современной атмосфере, гидросфере и живом веществе	14 600	1,5	276	39	13	1,7
Содержание в захороненном виде в древних осадочных толщах	2 199	920	30	4,5	15	15
Всего	16 799	921	306	43	28	16,7
А. Количество, поступившее при выветривании изверженных пород	130	11	5	0,8	6	2,5
В. «Избыток» летучих, не учтенных при выветривании кристаллических пород	16 669	910	300	42	22	13
Преобладание «избытка» над количеством вещества от выветривания кристаллических пород (Отношение В : А)	128	83	60	70	3,7	4

ставляют большой интерес с точки зрения проблемы происхождения Мирового океана. Они свидетельствуют о том, что состав «избытка» летучих в главных чертах близок к составу вулканических газов, возникающих и выделяющихся из мантии Земли. Следовательно, у нас есть серьезное основание для одного из важнейших геохимических выводов — о происхождении вод Мирового океана и газов атмосферы за счет дегазации мантии, — прочно утвердившееся сейчас в науке.

Таблица 14

Состав газов из вулканов, изверженных пород и «избытка» летучих элементов (в вес. %)

Компонент	Вулканический газ	Базальт и диабаз	Фумаролы и гейзеры	«Избыток» летучих
H ₂ O	57,8	63,1	99,4	92,8
Общий С в виде CO ₂	23	18,8	0,38	5,1
S ₂	12,6	3,3	0,03	0,13
N ₂	5,7	2,6	0,05	0,24
Ar	0,3	—	—	—
Cl ₂	0,1	1,5	0,2	1,7
F ₂	—	8,6	0,03	—
H ₂	0,04	0,1	0,05	0,07
Всего	100,04	100,1	100,01	100,04

Из приведенных данных вытекает, что история поверхности Земли, связанная с вековой дегазацией ее глубинных частей, была органически связана с историей подземных природных газов, океана и атмосферы. Иначе говоря, материал океана и вещество нашей атмосферы возникли из общего источника и поэтому происхождение гидросферы, как таковой, и происхождение атмосферы Земли должны рассматриваться как совместная проблема. Однако состав избытка летучих и состав вулканических газов резко отличаются от состава современной атмосферы Земли.

Современная атмосфера составляет по массе ничтожную часть нашей планеты — около 0,00009% ее массы. Вся масса земной атмосферы оценивается величиной $5,15 \cdot 10^{15}$ т и по сравнению с другими внутренними планетами уступает только Венере.

Верхняя граница атмосферы не может быть установлена точно. Плотность воздуха с высотой постепенно пони-

жается. Атмосфера традиционно подразделяется на тропосферу, стратосферу и ионосферу. Тропосфера представляет собой зону интенсивного перемешивания воздушных масс. Высота ее находится в пределах 10—17 км и меняется в зависимости от географической широты и времени года. Температура воздуха в тропосфере уменьшается с высотой. Выше тропосферы располагается стратосфера, где перемешивание воздушных масс уменьшается. Выше 80 км начинается обширная разреженная газовая оболочка, значительная часть атомов которой находится в ионизированном состоянии. Она называется ионосферой и непосредственно граничит с космическим пространством.

Химический состав сухого атмосферного воздуха на уровне моря может быть охарактеризован данными, помещенными в табл. 15.

Таблица 15
Состав атмосферного воздуха на уровне моря

Компонент	Содержание, объемн. %	Общая масса, 10 ¹⁸ г
N ₂	78,09000	35,648000
O ₂	20,95000	11,841000
Ar	0,93000	0,455000
CO ₂	0,03000	0,023300
Ne	0,00180	0,000636
He	0,00052	0,000237
CH ₄	0,00015	0,000043

Очевидно, наша атмосфера имеет в основном азотно-кислородный состав. Главными ее компонентами являются азот, кислород, аргон и CO₂. Остальные составные части встречаются в мизерных количествах. Обращает на себя внимание ничтожное количество инертных газов (кроме Ar) и водорода, что представляет собой резкий контраст с их необычайно высоким распространением в звездах и газовых туманностях.

В атмосфере принято выделять постоянные и переменные части воздуха, в зависимости от длительности пребывания в атмосфере тех или других компонентов. Такое подразделение носит относительный характер, так как в разрезе огромных интервалов геологического времени по существу все компоненты атмосферы выступают как переменные.

В отношении устойчивости своего состава земная атмосфера может быть подразделена на нижнюю однородную зону, или гомосферу, и верхнюю обширную неоднородную зону, или гетеросферу. Граница между ними находится приблизительно на высоте 100 км. В гомосфере состав воздуха характеризуется данными, представленными в табл. 15. В гетеросфере происходит сейчас ряд процессов, связанных с понижацией газов и образованием свободных атомов за счет диссоциации молекул под влиянием радиации Солнца. В гетеросфере с высотой увеличивается содержание легких газов (H , H_2).

Под действием понижующего излучения Солнца на определенной высоте происходит диссоциация и рекомбинация молекулы кислорода, в результате чего образуется трехатомный озон O_3 . В пределах 10—100 км возникает много молекул озона, максимальная концентрация которого наблюдается на высоте около 20 км. Образование озона приводит к поглощению большей части ультрафиолетовой радиации Солнца, у поверхности Земли достигающей минимального значения, что обеспечивает существование организмов в целом, так как ультрафиолетовая радиация является для них губительной.

Однако, как мы уже отмечали, состав современной атмосферы отличается от состава вулканических газов, за счет которых она возникла в далеком геологическом прошлом Земли. Хотя при этом мы можем выделить, несомненно, общие химические элементы. Основная причина этого различия заключается в том, что эволюция земной атмосферы в течение геологического времени проходила под влиянием развития жизни. Действительно, любой живой организм состоит из углерода, кислорода, водорода и азота, т. е. тех основных химических элементов, из которых сложены водная и воздушная оболочки 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, появление новых состояний вещества в атмосфере и гидросфере. Поэтому химическую эволюцию атмосферы и гидросферы совершенно невозможно изучить без учета химической деятельности организмов, с тех пор как они появились на поверхности Земли.

Жизнь на Земле является самым выдающимся процессом, поглощающим живительную энергию Солнца и вводящим в движение и круговорот едва ли не все химические элементы периодической системы Д. И. Менделеева. В связи с этим следует обратить внимание на необычайно большую древность жизни на Земле вообще. Ранние следы ее документально установлены в толщах осадочных пород, возраст которых превышает 3,5 млрд. лет.

Пространство Земли, занятое живыми организмами в любой концентрации, называется биосферой. Иными словами, биосфера есть часть пространства, охваченного жизнью с ее активным химическим проявлением. Определение биосферы как геологической оболочки Земли было впервые дано выдающимся австрийским геологом Г. Зюссом в 1875 г. Современное представление о биосфере с точки зрения геохимии сложилось благодаря классическим работам В. И. Вернадского.

Количество живых организмов Земли (биомасса) образует в общем 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 кубометр 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 оболочках Земли. Поэтому реальная современная биосфера включает в себя всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и нижнюю часть атмосферы (ниже озонового экрана).

В древних метаморфических и гранитных породах у подошвы современной земной коры мы находим косвенные признаки былого существования живого (графитовые и другие образования). В связи с этим следует отметить высказывание В. И. Вернадского о том, что гранитная оболочка планеты есть область былых биосфер. Отсюда следует, что в далеком прошлом значительная часть материала, превратившаяся в граниты, находилась в пределах биосферы Земли.

Живое вещество Земли по своей массе составляет ничтожную долю по сравнению с любой из рассмотренных выше верхних оболочек нашей планеты. Едва ли количество его превышает $\frac{1}{200}$ часть массы земной атмосферы. Но по своему активному воздействию на окружающую

среду оно стоит на первом месте и качественно резко отличается от всех других оболочек, так же как живая материя отличается от мертвой.

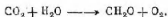
Основу живого вещества нашей планеты составляют соединения углерода, способного создавать бесчисленное множество органических соединений. При их образовании углерод в первую очередь соединяется с водородом, кислородом, азотом. Остальные элементы в составе живых организмов встречаются в небольших количествах, несмотря на очень важную роль некоторых из них в физиологических процессах.

Распространенность ведущих элементов организмов O, C, H, N оказывается повышенной, и 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 легкой 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 своем теле из C, O, H, N и др. 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. Основные части живого вещества C, O, H, N являются в то же время основными компонентами атмосферы и гидросферы Земли, поэтому жизнь нашей планеты непосредственно теснейшим образом связана с газовым режимом ее поверхности.

Основными источниками питания растений являются CO_2 и H_2O . С химической точки зрения фотосинтез представляет собой окислительно-восстановительную реакцию, протекающую по схеме



Таким способом за счет поглощения углекислоты и воды синтезируется органическое вещество CH_2O и выделяется свободный кислород. При восстановлении 1 грамм-молекулы CO_2 происходит поглощение 112 ккал энергии. Прямыми продуктами фотосинтеза являются углеводы (например, глюкоза $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$), но образуются также и белки. 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. По последним оценкам, интенсивность планетарного фотосинтеза может быть выражена в количестве масс углекислоты и воды, потребляемых растениями земного шара в течение года. Так, ежегодно всем живым веществом биосферы усваивается $1 \cdot 10^{11}$ т углерода, что эквивалентно использованию $3,65 \cdot 10^{11}$ т углекислоты и $1,5 \cdot 10^{11}$ т воды. Расчет отдельных видов веществ, потребляемых и создаваемых фотосинтезом, представлен в табл. 16.

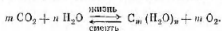
Таблица 16
Продуктивность фотосинтеза, 10^9 т в год

Часть поверхности Земли	Используется и поглощается		Создается и выделяется	
	CO_2	H_2O	CH_2O	O_2
Суша	73	30	50	53
Океан	293	120	200	213
Всего	366	150	250	266

Из таблицы следует, что 266 млрд. т кислорода ежегодно поступают в атмосферу Земли в течение года. В общем около 500 млрд. т веществ ежегодно потребляется фотосинтезом зеленых растений, что на два порядка превышает сумму растворенных веществ, ежегодно выносимых всеми реками в океан и примерно в 30 раз превышает 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 H_2O в океанах, $233 \cdot 10^{10}$ т CO_2 и $11,8 \cdot 10^{14}$ т O_2 в атмосфере, то негрудно подсчитать, что в течение 10 млн. лет фотосинтез переработал массу воды, равную всей гидросфере. В течение

6—7 лет поглощается вся углекислота атмосферы. В течение примерно 4 тыс. лет весь кислород атмосферы способен обновиться за счет свободного кислорода 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 800 тыс. раз. Эти величины наглядно свидетельствуют об огромной активности жизни и фотосинтеза в течение всей истории Земли. В биогенный круговорот неизбежно также были вовлечены и все другие химические элементы, входящие в состав растений и животных.

При гибели организма происходит обратный процесс — разложение органических веществ путем окисления, гниения и т. д. с образованием продуктов разложения. Отсюда реакцию фотосинтеза можно написать в такой форме:



Этот процесс в биосфере Земли находится в состоянии динамического равновесия. В результате количество биомассы имеет тенденцию к определенному постоянству. Естественно, этот вывод относителен. Однако величайшая активность жизни, повсеместное ее распространение как отражение переработки энергии солнечного луча приводят к планетарному равновесию между продукцией живого вещества и его разложением.

Величины, характеризующие скорость размножения организмов, показывают, что все живое население нашей планеты — живое вещество находится в состоянии крайней активности, стремясь захватить максимум пространства. Она выражается темпами роста и размножения всех организмов земного шара, геохимически проявляется в круговороте всех биофильных элементов, поступающих в организмы из внешней среды и вновь в нее возвращающихся. В этом заключается основная химическая роль биосферы нашей планеты, и в этом заключается резкое отличие нашей Земли от химизма верхних оболочек других планет солнечной системы.

Таким образом, химическая эволюция атмосферы и океана проходила в течение веков с неизменным участием живых организмов при руководящем значении фотосинтеза зеленых растений.

Еще при первоначальном радиоактивном разогреве Земли началось выделение летучих веществ на поверхность, образовавших первичный океан и первичную 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 оклюзии и адсорбции из первичной туманности. Затем в период радиоактивного разогрева Земли началась ее дегазация, в которой прежде всего участвовали наиболее летучие элементы. Ниже мы приводим таблицу, в которой помещены данные о содержании тех элементов в материале хондритов, которые участвовали в дегазации Земли (табл. 17).

Таблица 17
Содержание в хондритах элементов, участвующих
в дегазации (по А. П. Виноградову)

Элемент	Возможная форма дегазации	Содержание, вес. %
B	B(OH) ₃ и др.	$4 \cdot 10^{-6}$
C	CH ₄ , CO, CO ₂	$4 \cdot 10^{-7}$
N	N ₂ , NH ₃	$2 \cdot 10^{-3}$
H ₂ O	H ₂ O, H ₂ , O ₂	0,5
F	HF	$2,8 \cdot 10^{-3}$
Cl	HCl	$7 \cdot 10^{-3}$
Br	HBr	$5 \cdot 10^{-3}$
I	HI	$4 \cdot 10^{-4}$
S	S, H ₂ S, SO ₂ и др.	1,8 *
Te	Te, H ₂ Te и др.	$5 \cdot 10^{-3}$
Ne	Инертные газы различного происхождения	
Ar	То же	
Kr	То же	
Xe	в "	$\pi \cdot 10^{-10}$

* Содержанье с учетом троилитовой (сульфидной) фазы.

Как показали работы А. П. Виноградова и его сотрудников, исследовавших механизм зонной плавки, в результате плавления и дегазации мантии на поверхность поступали легкоплавкие и летучие вещества — в основном три

фракции мантийного материала: базальтовая магма, растворенная в ней вода, растворенные в ней газы.

Каждое излияние базальтов приносило на поверхность Земли определенную порцию воды, поскольку в самой базальтовой магме может содержаться до 7 вес. % ювенильной воды в виде водяного пара или жидкой воды. Отсюда, как считает А. П. Виноградов, имела место 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 составляли первичную атмосферу нашей планеты, хотя количественные их соотношения вряд ли удастся выяснить достаточно точно. На первом месте стояли H_2O и CO_2 . Если температура поверхности первичной молодой Земли превышала $100^\circ C$, то вода недолго сохранялась в атмосфере в парообразном состоянии. Между газами первичной атмосферы происходили химические реакции согласно законам термодинамического равновесия, что способствовало образованию многочисленных органических соединений. Также в первичной водной среде при температурах ниже $100^\circ C$ возникали условия для абиогенного синтеза высокомолекулярных соединений углерода, в которых проявились его специфические свойства — создавать бесчисленное множество комбинаций с атомами водорода и кислорода, азота. Определелись предпосылки появления жизни на Земле.

Мировой океан образовался из паров мантийного материала, и первые порции конденсированной воды на Земле были кислые. Они характеризовались присутствием тех анионов, которые и сейчас характерны для морской воды (кроме SO_4).

Отсюда неизбежно следует, что первые ювенильные воды поверхности Земли 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, извлекаемая из них щелочные и щелочноземельные металлы: Na , K , Rb , Cs , Mg , Ca , Sr , а также соли двухвалентного

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 катионов Na, K, Mg, Ca значительная их часть задерживалась в океане. В связи с этим можно считать, что большая часть катионов океанической воды является продуктом их химического выщелачивания из твердых пород первичной литосферы.

Первичная атмосфера Земли имела восстановительный характер и была лишена свободного кислорода; только незначительные его доли формировались под влиянием солнечных лучей в результате фотодиссоциации паров воды в верхней атмосфере.

В общем нам сейчас трудно установить химический облик первичной атмосферы Земли в отношении количественных пропорций различных газов. Однако некоторые качественные изменения, испытанные первичной атмосферой в течение всей геологической истории, когда первичная атмосфера превратилась в современную азотно-кислородную, мы можем проследить по отдельным газовым компонентам.

Решающее значение в изменении химического состава первичной атмосферы имело появление жизни на Земле и в связи с этим начало фотосинтеза примитивных зеленых растений. Первыми фотосинтезирующими организмами были, вероятно, синезеленые водоросли или их предки, возникшие в верхних зонах океана на определенной глубине. Эта глубина измерялась слоем воды, который поглощал ультрафиолетовую радиацию Солнца, предохраняя организмы от ее губительного действия.

Основными компонентами современной атмосферы, как известно, являются N_2 , O_2 , CO_2 и Ar. Кратко проследим историю их возникновения.

Азот давно обнаружен в газах вулканического происхождения и в изверженных горных породах. При нагревании этих пород, а также метеоритов азот обычно освобождается в виде аммиака NH_3 . В вулканических газах, особенно последних стадий извержения, обнаружен NH_4Cl . Поэтому можно думать, что в первичной мантии NH_3 образовался из азота и водорода в результате нагрева и химических реакций. Однако значительных накоплений NH_3 в первичной атмосфере Земли ожидать трудно, по-

сколькx он не мог в больших количествах растворяться в океанической воде. В верхних слоях атмосферы происходило окисление аммиака до N_2 под влиянием небольших количеств кислорода, освобождающихся при фотодиссоциации паров воды и других соединений.

Кислород в свободном виде возникал первоначально в атмосфере Земли в очень малых количествах за счет фоторазложения CO_2 , CO , H_2O в верхних слоях атмосферы. Но эти малые количества быстро расходовались на окисление других газов. С появлением в океане фотосинтези-



Р и с. 23. Факторы риннего баланса кислорода
(по Л. Вернеру и Л. Маршаллу)

рующих организмов все изменилось. Количество свободного кислорода стало прогрессивно возрастать, активно окисляя многие вещества окружающей среды (рис. 23). Так, свободный кислород быстро окислял NH_3 , 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 также стал активно окислять многие минералы поверхности суши, в частности, способствовал переходу закисных форм соединений железа в окисные и сульфидов в сульфаты. Поэтому первые количества фотосинтетического кислорода мало накапливались в атмосфере. Изучение А. П. Виноградовым изотопной истории кислорода атмосферы показало, что свободный кислород образовался главным образом за счет фотосинтетического разложения H_2O . В конце концов количество свободного кислорода в атмосфере достигло определенного уровня и оказалось сбалансированным так, что коли-

чество освобождаемого кислорода стало равным количеству поглощаемого. В атмосфере установилось относительно постоянное содержание кислорода. По оценке Г. Холленда, общий баланс продукции и потребления кислорода у поверхности Земли может быть охарактеризован следующими величинами:

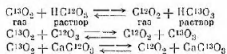
Общая продукция кислорода, 10^{20} г	
Кислород, выделенный фотосинтезом	181
Кислород от фотодиссоциации паров воды	1
	182
Современное распределение выделенного кислорода	
Свободный кислород атмосферы	12
Использовано на окисление железа (в окисное)	14
Использовано на окисление вулканических газов	15
CO в CO ₂	8
SO ₂ в SO ₃	10
H ₂ в H ₂ O	140
	189

Углерод — большая часть атмосферного углерода как в прошлом, так и в настоящем находилась в виде CO₂ и значительно меньшая часть — в виде CH₄. В вулканических газах углерод также встречается преимущественно в виде CO₂ и меньше в виде CO и CH₄. При дегазации мантии эти газы выделялись на поверхность планеты в большом количестве. Однако концентрация метана (CH₄) была, вероятно, относительно невысокой и не превышала его пропорцию в вулканических газах. Со времени действия процесса фотосинтеза CO₂ быстро потреблялась растениями, а также связывалась в карбонатных осадках. CO окислялся до CO₂. CH₄ в кислородной среде практически полностью окислился. Вся деятельность фотосинтезирующих организмов стала направленной на полное интенсивное извлечение CO₂ из атмосферы.

Геохимическая история углерода начиналась с его поступления в атмосферу в виде CO₂ и CO из глубоких горизонтов мантии в результате ее дегазации, выражаемой вулканическими процессами. CO₂ распределялась в биосфере, образуя в гидросфере сложную карбонатную систему. По мере выщелачивания ионов Ca²⁺ и Mg²⁺ из

первичной земной коры и поступления их в океан углекислота отлагаясь в виде карбонатов — доломитов, известняков. Другая часть CO_2 использовалась фотосинтезом с образованием органических веществ, испытывая в дальнейшем различные превращения, включая образование в захороненном состоянии рассеянной органики, углей разного типа и нефти.

В процессе круговорота углерода в биосфере Земли происходило разделение (фракционирование) его стабильных изотопов C^{12} и C^{13} . Так, в карбонатной системе гидросферы устанавливался обмен изотопов при следующих реакциях:



При этих реакциях изотопные равновесия сдвигаются вправо, в результате чего морские карбонаты приобретают наиболее высокое содержание изотопа C^{13} , что является типичным для кальцитовых и арагонитовых скелетов морских животных. Поэтому отношения двух изотопов $\text{C}^{13} : \text{C}^{12}$ в морских карбонатах оказывается наиболее низким, составляя в среднем 88,5. И наоборот, в процессе фотосинтеза происходит понижение относительного содержания C^{13} из-за того, что скорость поглощения молекул C^{12}O_2 выше, чем C^{13}O_2 . В растениях и их производных мы видим повышенное отношение $\text{C}^{12} : \text{C}^{13}$ порядка 90—91 и выше.

Таким образом, в результате векового геохимического круговорота углекислоты в разных частях биосферы Земли сосредоточился углерод разного изотопного состава.

Однако изотопный состав углерода дает нам кое-какие сведения о химической природе мантии, о степени ее однородности и о распределении в ней углерода. В результате измерений изотопного состава углерода мантийного материала оказалось, что в данном случае наблюдаются различия в изотопном составе двух категорий. Э. Галимов (1968), обстоятельно изучивший этот вопрос, выдвинул гипотезу о существовании двух линий эволюции углерода. Так, он допустил, что углерод мантии представляет собой далеко не однородное вещество, обладающее некоторым единым изотопным составом, а находится в двух различ-

ных формах, или фазах. Изотопный состав углерода этих фаз различен, различна и химическая форма нахождения. Аналитические данные показали, что имеется полная аналогия с состоянием углерода в метеоритах. Так, углерод, присутствующий в рассеянном состоянии в каменных метеоритах, легкий по своему изотопному составу. Но углерод, находящийся в концентрированном состоянии, в виде графита и углистого вещества, тяжелый. Такой углерод сосредоточен главным образом в углистых хондритах. При образовании Земли эти две формы углерода и были унаследованы мантией при аккумуляции метеоритного вещества протопланетой. Э. Галлимов отметил, что изотопный состав не только углерода, но и некоторых других элементов в земной коре обнаруживает поразительное сходство с изотопным составом этих элементов в составе углистых метеоритов при весьма отдаленном сходстве с обычными каменными метеоритами.

Аргон земной атмосферы большей частью радиоактивного происхождения. На 99,6% он состоит из изотопа Ar^{40} , в то время как для обычного космического аргона характерно преобладание Ar^{36} . Радиогенный аргон возникал в течение веков в мантии за счет распада K^{40} путем электронного захвата и выделялся в атмосферу при общей дегазации планеты. Аналогичную историю прошли и другие радиогенные газы (в частности, He). Однако, как показали П. Даймон и Дж. Л. Калл, 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 она не могла обеспечить наблюдаемое их содержание в атмосфере в течение $4,55 \pm 0,05$ млрд. лет. Поэтому следует допустить, что большая часть аргона атмосферы поступила из глубинных частей Земли на ранних этапах ее истории и значительно меньше добавилось впоследствии при выветривании горных пород и вулканизме.

Появление свободного кислорода как продукта фотосинтеза в истории Земли вызвало изменение также в океане. В морской воде изменилось соотношение между отдельными частями карбонатной системы, образовались сульфаты в результате окисления серы и ее соединений. Этот процесс произошел давно, по-видимому, свыше 3,5 млрд. лет назад, если учесть последние находки сле-

дов фотосинтезирующих организмов в Южной Африке. Учитывая общую способность организмов к быстрому размножению и экспансии как следствие напряженности фотосинтеза, можно допустить, что крутой перелом в составе земной атмосферы произошел относительно быстро в масштабе геологического времени.

Естественно, дегазация Земли в самом начале ее развития, учитывая радиогенный нагрев и нагрев от эффекта формирования земного ядра, происходила наиболее интенсивно, а затем затухала, периодически возобновляясь в подвижных зонах земной коры при рождении вулканов в горных поясах в периоды горообразования. В значительной мере состав атмосферы Земли регулировался температурой ее поверхности.

Таким образом, геохимические данные, к сожалению, весьма неполные, позволяют сейчас говорить о медленном вековом изменении химического состава атмосферы под влиянием различных физических, химических и биологических факторов. А. П. Виноградов выделил три основных этапа в истории земной атмосферы: первый — древний — характеризовался обилием паров воды, второй — переходной — с ведущим значением азота (азотная атмосфера) и последний этап — азотно-кислородный, дошедший до нашего времени (табл. 18).

Таблица 18

Схема основных этапов эволюции атмосферы
(по А. П. Виноградову)

Температура поверхности Земли, °С	Состав атмосферы	
	главные компоненты	второстепенные компоненты
100	H ₂ O	N ₂ , NH ₃ , B(OH) ₃ , CO, CO ₂ , CH ₄ , HCl, HF, инертные газы
100	N ₂	CO ₂ , CO, CH ₄ , O ₂ , инертные газы
10—20	O ₂ , N ₂	Ar, CO ₂ и др.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

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 разных своих участках, что выразилось в разнообразии горных пород и сосредоточенных в них полезных ископаемых.

Глубинный материал планеты с незапамятных времен перерабатывался и химически изменялся у поверхности. Первые порции вулканического материала, поступающие на поверхность первичной Земли, имели состав базальтов или же близкий к нему. Базальтовая магма поднималась к поверхности и, теряя газы, превращалась в базальтовую лаву, которая растекалась по первичной поверхности. При остывании она затвердевала, формируя первичную кору океанического типа. Однако процесс выплавления алюмосиликатных масс, обогащенных кремниевой кислотой, по-видимому, был асимметричным, и на одном полушарии 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 и воды. Продукты разрушения спускались в водоемы и пониженные участки суши, образуя первые осадочные породы в истории Земли с неизбежной механической сортировкой частиц по их

величине и минералогическому составу. Из полевых шпатов появились первые глины, из железистомагнезиальных силикатов были вынесены в океан магний и железо, а из кремнезема возникли первые кремнистые осадки — тонкозернистые коллоидные отложения кремнезема и грубообломочные пески, также включавшие обломки химически неразложившихся минералов и пород.

В связи с этим рассмотрим несколько более подробно процесс перехода материала изверженных пород в материал пород осадочных.

На поверхности суши происходило и происходит изменение коренных пород под действием различных геологических агентов. Наиболее интенсивной областью этих изменений является биосфера. Здесь протекает деятельность воды, воздуха и живых организмов. Весь комплекс процессов изменения пород на поверхности материков под действием главным образом H_2O , O_2 , CO_2 , которые прямо и косвенно связаны с живым веществом, называется выветриванием. Продуктами выветривания часто оказываются новые минералы, входящие затем в состав новых горных пород осадочного происхождения. Процессы выветривания коренных изверженных пород — разделение продуктов выветривания при сносе, транспортировке и осаднении в разных физико-химических условиях — проводят огромную работу по перераспределению химических элементов. В результате в осадочных толщах элементы сосредоточиваются в иных минеральных ассоциациях, чем в породах изверженных (табл. 19). 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 полевые шпаты и слюды. Но большая часть полевых шпатов превращается в глинистые минералы — каолинит и др.

По данным, приведенным в таблице, можно заметить, что средняя изверженная порода, соответствующая составу гранитного слоя, по содержанию главных компонентов мало чем отличается от средней осадочной породы в целом. Поэтому при метаморфизме и переплавлении осадочных толщ возникают кристаллические породы, близкие по составу к гранитам и гранитогнейсам. В це-

Таблица 19
Химический состав осадочных пород

Компонент	Средняя из- верженнан порода	Глина	Песчаник	Известняк	Средняя осадочная порода
SiO ₂	59,14	58,10	78,33	5,19	57,95
TiO ₂	1,05	0,85	0,25	—	0,57
Al ₂ O ₃	15,34	15,40	4,77	—	13,39
Fe ₂ O ₃	3,08	4,02	1,07	—	3,47
FeO	3,80	2,45	0,50	—	2,08
MgO	3,49	2,44	1,16	47,89	2,65
CaO	5,08	3,11	5,50	2,57	5,39
Na ₂ O	3,84	1,30	0,45	0,05	1,13
K ₂ O	3,13	3,24	1,31	0,33	2,86
H ₂ O	1,15	5,00	1,63	0,77	3,23
P ₂ O ₅	0,30	0,17	0,03	0,04	0,13
CO ₂	0,10	2,63	5,63	41,54	5,38
SO ₂	—	0,64	0,07	0,05	0,54
BaO	0,06	0,05	0,05	—	—
C	—	0,80	—	—	0,66

лом в осадочной оболочке Земли концентрация Mg и Na ниже, поскольку значительная часть этих элементов уносится и задерживается в Мировом океане. Повышенное содержание CO₂, Fe₂O₃, SO₂, H₂O и отношение Fe₂O₃/FeO больше 1 в осадочных породах связано с тем, что значительная их часть формируется с участием CO₂ 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 преобладать тенденция к поднятию, выразившаяся в 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 подвергались затем складчатости и поднятиям. Образовались древние горные цепи вокруг ядер материков, впоследствии также разрушенные внешними геологическими агентами. Однако указанный процесс проходил очень неравномерно на разных материках. Так в общем формировалась континентальная часть земной коры.

Океаническая часть, вероятно, редко или вовсе не поднималась, потому 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 — 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 возникали 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.

Следует иметь в виду, что формирование земной коры до ее современного состояния шло в течение необычно длительного времени. Поэтому ее первоначальный облик оказался совершенно измененным в результате разнообразных геологических процессов. По отложениям горных пород различного состава, происхождения и возраста геологическая история может быть подразделена на криптозой — длительный интервал истории Земли со скрытым развитием органической жизни и значительно более короткий — фанерозой — интервал времени, отличающийся 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 рис. 24. 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 части сохранились страницы. Она-то и составляет приблизительно одну девятую часть всего времени существования планеты.

Наиболее распространенные химические элементы верхних частей Земли — кислород, кремний, алюминий, железо и другие — являются главными строителями зем-

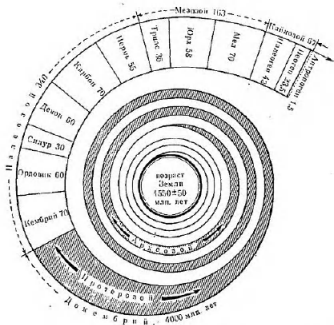
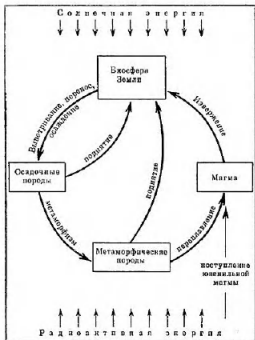


Рис. 24. Геохронологическая шкала истории Земли

ной коры, участвующими в большом круговороте вещества: магматическая порода → осадочная порода → метаморфическая порода → переплавление и новое образование магмы (рис. 25). Представление о большом круговороте вещества в верхних горизонтах нашей планеты, охватывающем горные породы различного происхождения, впервые было развито И. Лукашевичем (1863—1928) в его учении о метаморфизме. На более высоком уровне знаний это учение о крупных геохимических циклах позже было разработано В. И. Вернадским в нашей стране и Т. Бартом в Норвегии. О земной коре В. И. Вернадский писал: «Большая часть материи в ней находится в непосредственном движении — в миграциях — и образует обратимые замкнутые циклы, всегда возобновляю-



Р и с. 26. Схема большого круговорота вещества в земной коре

щиеся и тождественные (геохимические циклы). Они возобновляются на поверхности энергией Солнца, поглощенной живым веществом, а в глубинах — атомной энергией, обусловленной радиоактивным распадом».

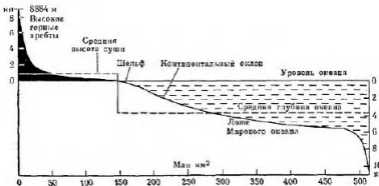
Естественно, в процессе геохимического круговорота легкие молекулы, радикалы и атомы проходят более короткие пути и затрачивают меньше времени на свое перемещение, чем более тяжелые вещества. Самому интенсивному круговороту подвергаются легкоподвижные вещества — газовые составные части атмосферы и вода. Значительно более медленному круговороту подвергается вещество континентов. Время, необходимое для полного оборота вещества, составляет для атмосферной углекис-

лоты лишь 7 лет, для атмосферного кислорода путем фотосинтеза — 4 тыс. лет. Полный оборот воды океанов путем испарения происходит примерно в течение 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 в течение нескольких геологических периодов вся суша была бы снесена в океан и вся наша планета покрылась сплошной водной оболочкой. В настоящее время океан по своему объему в 12 раз превышает объем суши. Средняя высота суши над уровнем моря 825 м, средняя глубина Мирового океана 3800 м (рис. 26). Отсюда следует, что весь объем современной суши есть отражение относительного равновесия между ее образованием путем поднятий и разрушением путем сноса внешними геологическими агентами.

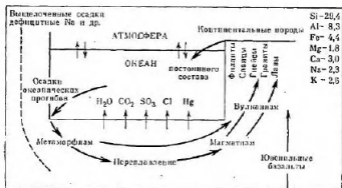
Согласно представлениям Т. Барта, состав океана находится в относительном равновесии. Это значит, что вещество осадков, отлагаемое в океанической среде, возвращается из моря на континент с такой же скоростью, с какой продукты выветривания сносятся с континента в море. Отсюда естественно вытекает, что средний химический состав пород континентов должен быть близок к составу осадочных пород.

Все вещество, которое является продуктом выветривания, совершило круговорот через морскую среду (рис. 27). Высокая концентрация в океанической воде натрия и отчасти магния связана с тем, что они остаются в океане более длительный период времени, чем какие-либо другие порообразующие элементы.

По подсчетам А. Полдверварта, в пределах континентальной коры осадочные горные породы в настоящее время составляют 6% ее общей массы. М. Горн и Дж. Адамс в 1966 г. вычислили геохимический баланс элементов за всю геологическую историю и пришли к заключению, что общая масса выветрившегося и переотложенного за это время материала составляет $2 \cdot 10^{18}$ т. А так как масса всей земной коры $25,0 \cdot 10^{18}$ т, следовательно, почти 8% ее превращалось в разное время в осадочные горные породы. Исследования, выполненные К. Ранкама и Т. Бартом (1965), показали, что за 3,5 млрд. лет через кору выветривания прошла почти вся масса континентальной земной коры. Однако большая часть



Р и с. 26. Гидрографическая кривая, изображающая относительные площади поверхности Земли на различных уровнях от высочайших горных пиков до самых глубоких океанических впадин



Р и с. 27. Полный геохимический цикл. Средний состав континентальных пород показан в правом верхнем углу. Он соответствует среднему составу древних осадков геосинклинальных провинций (по Т. Варгу, с небольшими изменениями)

осадочных пород (преимущественно древних, докембрийских) подверглась усиленному метаморфизму и переплавлению. Присутствие воды в породах осадочных пород снижает температуру их плавления на глубине и способствует переходу в магматическое состояние. Опытами было показано, что богатые водой глинистые сланцы при давлении 2 кбар плавятся с образованием магмы даже при температуре 600°C . Тонкодисперсный материал глинистых осадков является весьма благоприятным веществом для плавления при соответствующем составе уже при температуре $570\text{--}580^{\circ}\text{C}$. В связи с этим можно считать, что гранитная магма способна появляться 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 подтверждают справедливость такого заключения. Поэтому в общем небольшую пропорцию осадочных горных пород во всей земной коре следует рассматривать только как ту часть осадочной оболочки (стратисферы), которая уцелела от метаморфизма и гранитизации прошлых геологических эпох.

Чтобы лучше себе представить основные тенденции химической эволюции земной коры, коротко остановимся на геохимии ведущих элементов литосферы — кремния и железа, а также на геохимической концентрационной роли живого вещества, которая возрастала в течение истории Земли.

Кремний. Четырехвалентный ион кремния Si^{4+} является главным катионом литосферы, а в сочетании с четырьмя анионами кислорода образует комплексный анион $[\text{SiO}_4]^{4-}$. В разных комбинациях он дает целый ряд кристаллохимических построек, составляющих едва ли не все главные породообразующие минералы. Кремний вместе с кислородом (SiO_2 как компонент) составляет 65% веса земной коры. Кремний образует свыше 430 минеральных видов, большая часть которых представлена силикатами. Силикаты выступают как главные составные части изверженных горных пород, метаморфических (за исключением мраморов и кристаллических известняков), осадочных пород — глинистых отложений.

В своей геохимической истории кремний практически

нигде не растворяется с кислородом и мигрирует вместе с ним. Исключительно велико в химии земной коры значение окиси кремния (SiO_2), которая выступает в разных полиморфных модификациях и чаще всего в виде кварца.

В процессе остывания магмы происходит комбинация кремнекислородных тетраэдров $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Последовательность кристаллизации силикатных минералов начинается со связывания этих тетраэдров ионами магния и железа в оливинах $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, за ними идут метасиликатные цепи $[\text{SiO}_3]_n^{2-}$ пироксенов, а далее еще более сложные радикалы амфиболов $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_n^{6-}$ и одновременно $[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]_n^{3-}$ в полевых шпатах. На заключительных этапах кристаллизации магмы выделяется кремнезем SiO_2 в виде кварца. При этом 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 вызывает 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 быстрее уносится проточными водами. В условиях тропического влажного климата вынос кремнезема резко возрастает.

В процессе круговорота воды проточные воды и реки, омывающие сушу, выносят огромные количества кремнезема в виде взвесей глинистых частиц, обломков алюмосиликатов и растворов ортокремниевой кислоты (H_4SiO_4). 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 его количество в верхних горизонтах океана быстро поглощается микроорганизмами. Так, диатомовые водоросли извлекают 70—80% кремния из воды. Кремневые скелеты строят и такие широко распространенные животные моря, как радиолярии, губки, некоторые кораллы. После гибели диатомовых водорослей они медленно опускаются на дно, на глубинах 2000—2500 м

постепенно растворяются. Кремний снова переходит в растворимую форму. Нерастворившаяся часть оседает на морское дно, образуя обширные отложения диатомовых илов в холодных морях.

В осадочных породах разного геологического возраста кремнезем присутствует в виде кварца, возникшего при механическом разрушении кварцсодержащих пород интрузивного происхождения. Образование чистых отложений кварца связано с интенсивностью выветривания и перемывом первичного материала. Чистые кварцевые пески и песчаники встречаются относительно редко. В большинстве случаев в них присутствуют примеси полевых шпатов и других минералов. Огромные массы кремния осаждаются в коллоидном состоянии в виде разного рода глинистых минералов.

В геологическом прошлом менялись соотношения форм миграции кремнезема. В докембрийских морях во многих местах происходило ритмичное чередование осаднения тонкодисперсного кремнезема и соединений железа. Таким образом, возникли полосчатые железястые кварциты, которые не встречаются в разрезах напластований пород моложе кембрийского периода. Как было установлено советскими геологами, в ходе геологической истории чисто неорганическая миграция кремнезема, происходящая в глубоком докембрии, сменялась миграцией с участием живых организмов, которые все более приобретали способность строить кремневые скелеты.

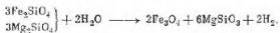
Железо по распространению в земной коре занимает второе место после алюминия. В разные геологические эпохи железо осаждалось в крупных скоплениях, образуя крупнейшие месторождения, которые по своим запасам резко превышают известные запасы всех других металлов, вместе взятых.

Железо является весьма ярким индикатором, реагирующим на физико-химические условия среды путем изменения своей валентности. В растворах, богатых кислородом, железо переходит в трехвалентную форму, образуя труднорастворимые окислы и гидроокислы.

Из магматических пород наиболее богаты железом ультраосновные породы (до 10%), бедны кислые — граниты (2—3%). В биосфере в зависимости от условий железо 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. В биосфере наиболее характерными являются соединения железа с кислородом в виде: гематита Fe_2O_3 ; магнетита Fe_3O_4 , гетита $FeO(OH)$, лимонита $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$. В магматических породах большая часть железа находится в железистомагнезиальных силикатах, 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 выступает вода или водяной пар. По В. М. Гольдшмидту, образование магнетита при охлаждении магмы связано с поглощением воды магмой, что определяет следующую химическую реакцию:



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 устойчивым является 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 железо в огромных количествах поступает в моря и океаны. Вынос железа происходит в разнообразных формах — в виде обломков минералов и горных пород, в виде коллоидов, в форме растворимых соединений. В самой морской воде железо содержится в малом количестве ($1 \cdot 10^{-6}\%$), что связано с плохой растворимостью его окисленных соединений.

В природных водоемах можно выделить главные реагенты, способствующие осаждению минералов железа. Это будут растворенные в воде O_2 , CO_2 и H_2S . В соот-

ветствии с этим возникают окисные, карбонатные (сидеритовые) и сульфидные отложения железа.

В течение геологической истории огромные массы железа постепенно окислялись. Если в обычных осадочных породах раннего докембрия FeO почти в три раза превышает Fe₂O₃, то в позднем докембрии в осадочных толщах они встречаются в соизмеримых количествах, а в палеозойской эре Fe₂O₃ превышает FeO. Таким образом, за геологическое время непрерывно увеличивалась доля окисных соединений железа и уменьшалась пропорция его закисных форм в осадочных толщах, очевидно, под влиянием свободного кислорода биосферы.

Максимальная концентрация железа в осадочных толщах образовалась в докембрийских железистокремнистых формациях, что привело к образованию уникальных месторождений железных руд мирового значения (Кривой Рог и КМА в СССР, Верхнее Озеро в США и Канаде, Минас-Жейрас в Бразилии и т. д.). Большинство этих формаций метаморфизовано. Однако сохранились и слабо-метаморфизованные разности, позволяющие восстановить первоначальные условия осадкообразования. Так, в них мы можем различать сульфидные, карбонатные, силикатные и окисные соединения железа, которые чередуются с тонкодисперсным кремнеземом, образуя полосчатые железистые породы (джеспилиты) и руды.

Живое вещество. Роль живого вещества в судьбе большинства химических элементов носила своеобразный характер. В ходе эволюции земной коры роль живых организмов в первую очередь отражалась на процессах седиментации и рудообразования. При этом большое значение имела способность живых организмов концентрировать отдельные элементы из окружающей среды. Эту способность В. И. Вернадский назвал концентрационной функцией. Так, в растениях кремний концентрируется в 10³—10⁵ раз, фосфор — в 10⁶, марганец — в 10³—10⁴ раз больше, чем в морской воде. Многие металлы образуют в клетках растений комплексные соединения с различными анионными группами. Содержание этих металлов в растениях достигает величины в десятки и сотни тысяч раз большей, чем в окружающей среде. Концентрирование особенно высоко для металлов переходных групп периодической системы Д. И. Менделеева — для титана, хрома, марганца, железа, кобальта

и никеля. 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 накопленные бактериями и другими растениями огромные количества металлов вполне могли стать исходным материалом при образовании 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 окисления некоторых неорганических веществ (хемосинтез) или же с использованием световой энергии (фотосинтез). Переход организмов к этому типу развития с участием фотосинтеза сопровождался усилением концентрирования алюминия, кремния, кальция, титана, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля, меди, цинка, молибдена и других химических элементов.

Синезеленые водоросли появились на Земле в раннем докембрии и в течение длительного времени были единственными растениями, способными к фотосинтезу с выделением свободного кислорода. Для этих водорослей характерно высокое содержание железа. В дальнейшем эти водоросли образовали мощные карбонатные породы. В конце докембрия появились зеленые водоросли с повышенным содержанием меди по сравнению с другими растениями. Предполагается, что появление крупнейших осадочных месторождений меди относится ко времени расцвета этих водорослей: к концу докембрия — началу палеозоя. Появление бурых водорослей и папоротникообразных растений произошло в середине палеозойской эры. В них отмечается повышенное содержание цинка, с чем, возможно, связаны некоторые его месторождения верхнепалеозойского возраста.

Несомненно, развитие жизни на Земле сильно изменяло миграцию химических элементов в биосфере, и только сейчас мы начинаем подходить к тем многогранным связям, которые существовали на нашей планете

в ее прошлом между эволюцией организмов и эволюцией процессов рудообразования.

Одновременно следует отметить, что количество биологической массы все время возрастало с начала возникновения жизни на Земле. Первые живые организмы появились раньше в морях и, по-видимому, были представлены микроводорослями планктона в освещенных Солнцем частях морской воды вблизи самой поверхности. Позднее в относительно прибрежной мелководной зоне возникли донные морские формы. Заселялись все более глубокие горизонты 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 первая наземная растительность, которая в дальнейшем стала завоевывать и другие менее влажные климатические зоны.

Общее количество современной биомассы на континентах, по подсчетам В. А. Успенского (1962), равно около $540 \cdot 10^9$ т, в то время как в океанах оно достигает $542 \cdot 10^6$ т. Таким образом, переход живого вещества на сушу сопровождался увеличением его массы вдвое.

В осадочных горных породах органическое вещество захороняется в двух различных формах — в рассеянном состоянии в разного рода тонкозернистых 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. Так, по подсчетам американского геолога Лаусона, только в одной гренвилльской формации докембрия Северной Америки содержится больше углерода, чем во всех каменноугольных месторождениях мира. В современных условиях из ежегодно возникающего в результате фотосинтеза органического вещества 99,2% вновь разрушается, превращаясь в CO_2 , H_2O , NH_3 , минеральные соли, и только 0,8% поступает в осадки и в них захороняется.

ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Учитывая общий характер динамики земной коры в течение веков, главные особенности химических изменений горных пород, изменение концентрационных функций организмов, прогрессивный рост биомассы, связанное с этим изменение состава атмосферы и океана, мы можем теперь перейти к характеристике эволюционных тенденций для земной коры в целом.

В биосфере Земли происходило формирование древних осадочных пород. Оно неразрывно было связано с изменением в атмосфере и гидросфере. Отсюда осадочная оболочка Земли, или стратисфера, оказалась наиболее чувствительной по отношению к химической эволюции океана и атмосферы, чем любая другая геосфера Земли. При этом мы можем проследить химические и петрографические изменения осадочной оболочки Земли по каменным документам геологической летописи.

Изучение состава древних осадочных пород разного возраста позволило многим исследователям установить основную тенденцию их эволюции под влиянием развития жизни в биосфере. Наиболее обстоятельные исследования в области теории формирования осадочных пород (теории литогенеза) выполнены советскими учеными Н. М. Страховым, А. Б. Роговым и др. Н. М. Страхов выделил в истории Земли четыре этапа эволюции химико-биогенного осадкообразования. Ниже мы остановимся на краткой их характеристике.

Первый этап едва ли можно восстановить с достаточной полнотой, поскольку он охватывал самые ранние периоды истории нашей планеты. От этого начального этапа развития геосфер и литогенеза не сохранились каменные документы геологической летописи, поэтому различные реконструкции древнейшего этапа осадкообразования неизбежно носят гипотетический характер

и основываются на общих физико-химических закономерностях.

Во время первого этапа развития осадочного процесса существовал первичный океан и первичная атмосфера без значительных признаков живого вещества. Химический состав первичного океана, конденсировавшегося из паров мантийного материала, характеризовался присутствием HCl , HF , H_3BO_3 , SiO_2 и по существу представлял собой кислый раствор. В воде первозданного океана были растворены некоторые газы: H_2S , CH_4 и другие углеводороды, а также CO_2 . Однако сульфатов еще не было или же были они в ничтожных количествах, так как имелось очень мало свободного кислорода для окисления H_2S и образования сульфатов. Первичная атмосфера, как мы уже отмечали выше, состояла в основном из CO_2 , к которой были подмешаны пары воды, аммиак, метан и малые порции инертных газов. В этой обстановке морской воды и атмосферы происходило формирование первичных осадочных пород.

Ландшафт первых сухопутных участков был типичный вулканический, подобный современному лунному ландшафту. Большие плоские пространства были покрыты вулканическими конусами. Обширные площади между вулканами занимал сравнительно неглубокий океан, в котором в виде островов поднимались цепи вулканических конусов. Господствующим типом осадкообразования был вулканогенно-осадочный, который проходил в условиях влажного (гумидного) климата. Климатические пояса, подобные современным, отсутствовали.

Из-за избытка CO_2 в атмосфере происходило выветривание изверженных вулканогенных пород с образованием карбонатов K , Na , Ca , Mg и коллоидных частиц SiO_2 , Al_2O_3 , Fe . При поступлении в кислую океаническую воду карбонаты вступали в реакции со свободными кислотами и превращались в хлориды K , Na , Mg , Ca .

В результате указанных процессов состав первичного океана в ходе геологической истории менялся. Раствор сильных кислот — HCl , HF — все более замещался растворами хлоридов Ca , Mg , Al , Fe . Отличительной чертой этой воды было обогащение хлоридами Al , Fe и других тяжелых металлов.

Характер первичных осадков первого этапа литогенеза трудно установить достаточно надежно, и в этом

отношении можно высказать только общие соображения. Первыми составными частями земной коры были лавы и массы рыхлого материала вулканического пепла. За счет выветривания этого материала возникли первые терригенные (механические) осадки. Химическим путем переносился и осаждался кремнезем. Вероятно, отлагались сульфиды тяжелых металлов ввиду обилия H_2S в морской воде. Осаждение Fe и Mn если и происходило, то оно было связано с их закисными формами в связи с отсутствием свободного кислорода. В эпоху первичного осадконакопления заведомо не было никаких карбонатных накоплений. Отсутствовали сульфаты Ca и Mg. Полностью отсутствовали галогенные породы типа каменной соли. Нам совершенно неизвестна длительность начального этапа развития земных геосфер, но, вероятно, она была непродолжительной, поскольку жизнь на Земле возникла очень давно и энергично стала влиять на развитие верхних горизонтов планеты.

Следующий, второй этап развития верхних геосфер Земли охватил время от появления живой протоплазмы до возникновения фотосинтезирующих организмов. Древнейшие находки этих организмов имеют возраст 3—3,5 млрд. лет. Этот этап уже отражается в каменной летописи, дошедшей до нас, правда, в скудном состоянии. Большинство горных пород с возрастом свыше 3 млрд. лет представлено сильнометаморфизованными разновидностями — гнейсами, гранитами и мигматитами, в которых следы первичной седиментации полностью уничтожены. Лишь в одном геологическом разрезе в Южной Африке, в так называемой системе Свазленд, сохранились слабометаморфизованные породы в виде различного рода сланцев, чередующихся с кварцитами, железистыми породами и вулканогенными осадками.

Одним из важнейших геологических событий второго этапа был значительный рост алюмосиликатной коры, или сиала, и расчленение земной коры на основные структурные единицы, которые известны во всей последующей истории Земли. Менялась морфология земной поверхности. Зарождались линейно вытянутые горные цепи и выравненные континентальные участки между ними. Рельеф типа лунного, кратерного стал сменяться рельефом земным. В результате этого увеличился сток в океан терригенного материала суши. Стал более ин-

тенсивным поток в океан с первичных континентов растворенных карбонатов — Na_2CO_3 , K_2CO_3 , CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 , MnCO_3 , SiO_2 и других компонентов, возникших путем химического выветривания поверхности суши. Поступление карбонатов в Мировой океан вызвало в нем существенные химические изменения. Так, в океане постепенно исчезали остатки сильных кислот и появилась возможность прогрессивного накопления карбонатных солей. Обилие CO_2 в атмосфере и воде обусловило соответственно обилие растворенных карбонатов. В атмосфере на этом этапе происходит, вероятно, дальнейшее очищение от аммиака и метана, все большую роль приобретают азот и CO_2 .

В новых условиях седиментация приобретает существенно новые черты. Зарождение и развитие обширных континентальных массивов способствовали возникновению климатических зон: сухого — аридного климата, холодного — ледникового и влажного — гумидного. Следовательно, условия для седиментации стали более разнообразными, чем раньше. Произошли зарождение и развитие карбонатной седиментации вследствие накопления карбонатов в составе морской воды. По химическому составу это были, очевидно, доломиты $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, оседающие чисто химическим путем на обширных площадях океанического дна. В этих же пространствах, удаленных от массивов суши, происходило усиленное накопление кремнезема, железа и марганца. По своему облику это были джеспилиты и илы, в которых тонкие прослойки кремнезема чередовались с такими же прослойками железистых минералов, представленных закисными формами железа — сидеритом и силикатами (хлоритом). Н. М. Страхов считает, что появление и развитие железистых минералов являются характерной особенностью именно второго, археозойского этапа, когда сильные кислоты исчезали из состава океанических вод. На этом этапе возникали также глинистые минералы, давшие начало глинистым отложениям. Однако среди них отсутствовали горючие сланцы, поскольку количество живого вещества было еще очень мало, не было и соленосных — галогенных пород.

Следующий, третий этап, в истории земной коры начался примерно 3 млрд. лет назад и закончился к началу кембрийского периода — 0,6 млрд. лет назад. Этот этап

представлен многочисленными каменными документами как в виде сильнометаморфизованных пород — гнейсов, сланцев, кварцитов, джеспилитов, так в виде слабо либо вовсе не метаморфизованных осадочных пород. Земная кора уже обладала обширными размерами и продолжала нарастать. В ней отчетливо стали выделяться геосинклинальные зоны, подвергавшиеся складчатости, с мощными отложениями осадочных пород и обширные платформенные области с осадочным чехлом на разрушенном складчатом основании. Тектоническое развитие литосферы определяло ход осадкообразования в целом. Спалитическая земная кора разрасталась не только в ширину, но и в глубину, увеличивая свою мощность. Это приводило к тому, что древние осадочные породы погружались на большие глубины и подвергались процессам метаморфизма и гранитизации, при этом, естественно, терялись легкоподвижные компоненты, сосредоточенные в осадочных породах. Так, при метаморфизме карбонатные минералы осадочных пород разрушались, переходили в силикатные с выделением CO_2 в атмосферу и гидросферу. То же самое происходило с водой, сосредоточенной в межпоровых промежутках между тонкими минералами, либо сорбированной на глинистых частицах. Таким образом, если на ранних этапах развития Земли поступление H_2O и CO_2 в атмосферу и гидросферу происходило из глубинных частей мантии за счет ее дегазации, то теперь наряду с их ювенильным поступлением из мантии прогрессирует поступление возрожденных H_2O и CO_2 . Газы метаморфического происхождения все более оттесняют газы ювенильные.

Возрастающие платформенные участки создают обширные континенты, на которых устанавливается физико-географическая зональность, что отражается на дифференциации процессов осадкообразования. Встречаются явные признаки материкового — ледникового осадкообразования. До нас впервые доходят ледниковые отложения, известные в геологических разрезах Северной Америки, Южной Африки и Австралии. Развитие континентальных обширных площадей служит ареной сноса обломочного (кластического) и растворенного материала. Однако решающее значение в изменении обстановки осадкообразования имели рост и развитие фотосинтеза зеленых растений в докембрийских морях. В отложениях рассматриваемого

этапа мы находим явные следы фотосинтезирующих организмов.

Развитие фотосинтеза приводило к освобождению больших количеств свободного кислорода в гидросфере и затем в атмосфере, а также знаменовалось ростом массы живого вещества и усложнением его организации. Поглощаемый фотосинтезом CO_2 значительно убывает в атмосфере. Аммиак и метан практически полностью исчезают из состава атмосферы в результате окисления. К концу этапа атмосфера в основном приобретает качественно современный вид, характеризуясь азотно-кислородным составом с подчиненным количеством CO_2 . Подобные же изменения происходили в Мировом океане, который терял CO_2 и обогащался O_2 .

Все эти явления изменили гидрохимический облик гидросферы. Вулканическая сера и сероводород, поступавшие в гидросферу и атмосферу в условиях обилия кислорода, переходили в сульфатную форму H_2SO_4 . Серная кислота, реагируя в гидросфере с растворимыми карбонатами, вытесняла CO_2 , обогащая воду сульфатным ионом $(\text{SO}_4)^{2-}$.

В этих условиях подвижность многих элементов тяжелых металлов (Fe, Mn, Al) резко сократилась и продолжала все более сокращаться. Менялись также формы осаждения Fe, Mn, V, Cu и других многовалентных металлов. Естественно, что в кислородной среде они начали осаждаться преимущественно в высших стадиях окисления $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cu}(\text{OH})_2$ и др. Закисные формы осаждения приобретали все более второстепенное значение.

Для третьего этапа осадкообразования характерно накопление огромных толщ железосодержащих пород, которые отлагались преимущественно в интервале времени 3000—2000 млн. лет назад. Сюда относятся железорудные формации Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, Карелии в СССР, Верхнего Озера и Лабрадора в Северной Америке, Нама-Трансвааль в Южной Африке, Хамерслей в Западной Австралии. Докембрийская эпоха 3000—2000 млн. лет назад была особенно продуктивной в отношении железорудного осадкообразования. При этом в зависимости от конкретных условий развития бассейна отлагались окисные, карбонатные и сульфидные разности полосчатых железистых пород.

Происходило дальнейшее накопление карбонатных пород — известняков и доломитов химическим путем. Однако в отдельных горизонтах начинают возникать водорослевые осадки — строматолитовые слои, косвенно связанные с жизнедеятельностью разнообразных колоннальных синезеленых водорослей.

Возросшая масса живого вещества в морях среднего и позднего докембрия приводит к накоплению органического вещества в осадочных породах. Оно становится постоянным и обязательным компонентом осадочных пород особенно в позднедокембрийских отложениях. Местами возникают горючие сланцы, метаморфизованные разности которых известны под названием шунгитов.

В целом формирование осадочных пород в среднем и позднем докембрии (рифее) становится все более разнообразным. Исходя из главных особенностей осадкообразования Н. М. Страхов называет его двухстадийным окисно-закисным доломито-джеспилитовым. Появляются первые соленосные — галогенные отложения.

Последний, или исторический, этап развития верхних геосфер Земли охватывает время от начала кембрия доныне (около 570 млн. лет), т. е. относится к фанерозою. Возникают обширные платформенные массивы в южном полушарии (Гондвана) и в северном (Лавразия). Благодаря этому широко развиваются все известные типы осадочных пород внутри континентов в пониженных местах. Происходят крупные изменения в гидросфере и атмосфере, влияющие на сам характер осадкообразования, главным образом связанные с развитием жизни.

Уже в самом начале палеозойской эры живое вещество переходит на сушу, занимая территории с влажным (гумидным) климатом. Формируются наземная флора и фауна. Завоевание континентов живыми организмами неизбежно сопровождается увеличением их массы, по некоторым оценкам, — вдвое. Живая материя проникает по дну в более глубокие области океана, завоеывая новые площади.

Однако происходит не только рост биологической массы. Усложняется качественный состав. Эволюционируют новые виды организмов, все больше усваивая минеральные вещества для построения внутреннего и наружного скелета. При этом используются SiO_2 , CaCO_3 , MgCO_3 ,

Сu, V и др. Таким образом, в фанерозе резко увеличивается воздействие биологической массы на геохимию океана, атмосферы и осадочной оболочки Земли.

Состав атмосферы по соотношению количественных пропорций N_2 , O_2 , CO_2 все более приближается к современному. Морская вода из хлоридно-карбонатно-сульфатной, какой она была на третьем этапе осадкообразования, постепенно превращается в хлоридно-сульфатную. При этом элементы с переменной валентностью, такие, как Fe, Mn, V, Cr, Cu, стали существовать в виде малорастворимых, наиболее окисленных соединений, и поэтому их концентрация в морской воде резко упала. Таким образом, возрастание количества свободного кислорода в атмосфере и в морской воде резко ограничило подвижность элементов Fe, Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Cu и других редких элементов. Они значительно в меньшей степени переносились в виде растворов и в большей степени — в виде тонких взвесей, в которых они находились либо в составе тонких глинистых частиц, либо в сорбированном состоянии на их поверхности. Скопление их в виде рудных концентраций в зонах с разными климатическими условиями на фанерозойском этапе в большей степени приурочивалось к континентальным площадям, недалеко от берега. Центральные части морей становились все более безрудными.

Принципиально новым явлением в связи с ростом обширных континентальных площадей явилось образование соленосных — галогенных отложений. Na, Mg, Ca, K поступали не только с суши в океан, но и возвращались частично во время трансгрессий моря на материк, осаждаясь в виде сульфатов и хлоридов в замкнутых и полузамкнутых водоемах, преимущественно в зонах сухого (аридного) климата. Таким образом, наряду с процессами накопления солей в составе Мирового океана на фанерозойском этапе сильно развились противоположные процессы, частично разгружающие гидросферу от солей и распределяющие ее. Развитие процессов соленакопления началось с нижнего кембрия и периодически то усиливалось, то ослабевало в течение всего фанерозойского этапа. Химическое содержание процессов соленакопления выступает достаточно ярко. В полуизолированные от открытого моря заливы и краевые полуизолированные участки — обширные по площади внутри-

континентальные моря — поступала океаническая вода, испарялась и отлагала разнообразные соли, в большей степени в виде CaSO_4 , реже, но все же в повышенном количестве — NaCl и еще реже — хлориды и сульфаты K и Mg . Таким способом из общей солевой массы океанов извлекались и захоронялись в составе осадочной оболочки огромные массы солей. Н. М. Страхов считает, что при этом соленость океанов не могла оставаться постоянной, а уменьшалась, когда галогенез был особенно мощным, и увеличивалась, когда галогенез временно ослабевал. В общем накопление типичных соленосных отложений на фанерозойском этапе носило периодический характер. Эпохи усиленного накопления солей в нижнем кембрие, среднем девоне и перми чередовались с эпохами их ослабления в силурийском, каменноугольном, юрском и меловом периодах. Приблизительные подсчеты, проведенные А. Б. Роновым и другими исследователями, показали, что в одной лишь пермской эпохе солеобразования сосредоточено около 10% общих запасов натрия и хлора современного океана.

Весьма характерной особенностью фанерозойского этапа осадконакопления было обильное осаждение органического вещества как в осадках древних морей, так и на континентах. В море происходило формирование битуминозных глин, горючих сланцев, на суше — образование углей.

Накопление углей также носило периодический характер, теснейшим образом связанный с эволюцией растительности, что отражалось на структуре и петрографии самих углей. В начале палеозойской эры — в кембрийском, ордовикском и силурийском периодах — каменных углей не было, так как наземная растительность была еще очень скудной. В девонском периоде развиваются кустарниковые формы псилофитов и появляются первые маломощные угольные месторождения. В каменноугольном и пермском периодах в связи с резким прогрессивным развитием растительного мира угленакопление резко усиливается и дает три максимума. В триасовом периоде угленакопление ослабевает, затем следуют три волны угленакопления в юрском, меловом и палеогеновом периодах.

Роль организмов в извлечении ряда веществ из океана отчетливо возрастала. Извлечение MgCO_3 стало про-

цессом исключительно биогенным, но все же малоразвитым. В целом накопление карбонатов в условиях гумидного климата стало почти полностью известковым. Использование организмами CaCO_3 для построения скелетов в ходе геологического времени все время возрастало, поскольку все новые группы животных, начиная от мельчайших организмов планктона (глобигерин) и кончая моллюсками, морскими лилиями, губками и кораллами, приобретали способность извлекать CaCO_3 из воды. Аналогичное явление отмечается и в геохимической истории SiO_2 , для которого чисто химическое осаждение сменяется чисто биогенным, с участием многих организмов. Причем использование SiO_2 организмами происходит еще более резко, чем это характерно для CaCO_3 .

Повышенная щелочность морской воды создала благоприятные условия для осаждения фосфоритов и на последнем этапе образуются их огромные скопления в виде крупных месторождений.

В фанеровое в общем-то мы встречаем большое разнообразие в формировании всех типов и разновидностей осадочных горных пород. В целом, следуя формулировке Н. М. Страхова, фанерозойский этап осадкообразования можно определить как двухстадийный закисно-окисный, углисто-карбонатно-галогенный, протекавший под сильным влиянием не только косвенным, как раньше, но и непосредственно под прямым воздействием живого вещества.

Выделенные четыре этапа эволюции химико-биогенного осадконакопления являются в общем основными этапами с далеко не четко выраженными границами в пространстве и времени, но все же отражающие определенную тенденцию в развитии осадочной оболочки планеты. Эта тенденция заключается в том, что происходило постепенное вытеснение химической седиментации, частью терригенной, частью биогенной. На весь ход миграции химических элементов в верхних оболочках Земли все сильнее косвенно и прямо влияло живое вещество биосферы.

Следовательно, осадочную оболочку Земли — гидросферу и атмосферу — нужно рассматривать как единую взаимосвязанную систему, в которой непрерывно происходил обмен веществ, изменение химических равновесий в связи с эволюцией органического мира. Все это привело

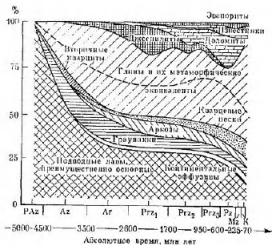
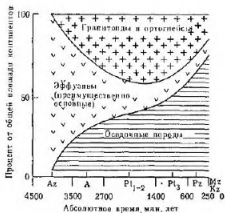


Рис. 28. Схема эволюции литологического состава и пропорций осадочных и вулканических пород оболочек осадконакопления континентов (по А. Б. Ронову)

к тому, что суммарный вклад осадочного материала в строении земной коры должен значительно превышать 10%, а по оценке А. Б. Ронova он достигает 30%. Вековой рост осадочной оболочки Земли происходил за счет поступления вулканогенного материала с глубин, терригенного материала — за счет приподнятых участков литосферы и химического материала (хемогенного) из океана и атмосферы, за счет выноса продуктов химического выветривания с материков и газовых летучих выделений из недр Земли.

Общий характер изменения во времени литологического состава, соотношений осадочных и вулканических пород в областях осадконакопления материков, по данным А. Б. Ронova, показаны на рис. 28.

Поскольку древний осадочный материал неоднократно попадал в зону метаморфизма и в настоящее время представлен преимущественно кристаллическими породами — разного рода сланцами, гнейсами и гранитами и поскольку континентальная земная кора сложена главным образом указанными выше породами, то, естественно, допустить,



Р и с. 29. Схема изменения во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии континентов (по А. Б. Роязову)

что эволюция осадочной оболочки Земли отразилась на химической эволюции континентального сегмента земной коры в целом.

Химическую эволюцию континентальной части земной коры, или скаля, можно в принципе выяснить путем сравнения химического и петрографического состава самых древних известных геологических формаций с более молодыми формациями. Такое сравнение было сделано А. Энгелем для континента Северной Америки. Обобщение большого аналитического материала геологических формаций разного возраста Североамериканской и Восточноевропейской платформ выполнено А. Б. Роязовым (рис. 28 и 29). Оказалось, что крупные геологические провинции, возраст которых превышает 2,5 млрд. лет, имеют средний суммарный химический состав, близкий к базальту, т. е. к океаническому типу земной коры, в то время как 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, андезито-базальтам и другим аналогичным породам. Отсюда следует, что современная континентальная часть земной коры эволюционировала в течение геологического времени от основного (базальтового) состава к кислому, гранитному. Эта общая тенденция показана на схематической диаграмме рис. 31.

Для сравнения химических изменений приведем данные о составе океанической и континентальной коры (табл. 20). Для того чтобы океаническая кора перешла по составу в кору континентальную (сиалитическую), необходимо вынос из базальтовой коры таких компонентов, как TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , и сохранность таких, как Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O .

Таблица 20

Сравнение состава океанической и континентальной коры и глубоководных осадков (э вес. %)

Оксид	Океаническая кора	Континентальная кора	Глубоководные океанические осадки
SiO_2	48,06	65,4	45,6
TiO_2	1,36	0,7	2,9
Al_2O_3	15,70	14,9	15,0
Fe_2O_3	5,38	1,5	3,8
FeO	6,37	3,0	8,0
MnO	0,31	0,03	0,2
MgO	6,17	2,2	7,8
CaO	8,96	3,8	11,9
Na_2O	3,11	3,6	2,6
K_2O	1,32	3,3	1,0
H_2O	1,62	0,6	—
P_2O_5	0,45	0,18	0,3

Какие же процессы способствовали возникновению сиалитической континентальной коры в ее настоящем 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 в одном полушарии нашей планеты излияния первичных базальтов были обильнее, чем в противоположном. Однако этот процесс в конечном итоге не мог объяснить, почему базальтовые массы пре-

вращались в течение геологической истории в массы силикатные, обогащенные SiO_2 и близкие по составу к гранодиориту.

Естественно 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 жалкими остатками базальтового материала в древнейших участках материков, сыграли определенную роль как внутренние — эндогенные, так и внешние — экзогенные геологические процессы.

К внутренним процессам относится вулканизм. Первичная кора формировалась за счет базальтового материала, выплавленного из мантии. Однако в ходе геологического времени состав продуктов извержения, увеличивающих толщину земной коры в континентальном сегменте, менялся. Так, наряду с излиянием базальтовых магм происходили излияния андезитово-базальтов и андезитов, которые более обогащены SiO_2 . Действительно, если мы сравним составы типичного океанического (толитового) базальта и андезита, то увидим существенное различие (табл. 21).

Таблица 21
Средние составы вулканических пород
(по А. Поддерварту) (в вес. %)

Оксид	Толитовый базальт	Андезит	Баланс
SiO_2	51,0	60,8	+9,8
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	3,9	-6,6
Na_2O	2,0	3,6	+1,6
K_2O	1,0	2,1	+1,1
P_2O_5	0,2	0,3	+0,1

На основании данных табл. 21 нетрудно сделать вывод, что поступление андезитовых материалов в пределы континентальных частей земной коры приводило к относительному увеличению SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , уменьшению MgO , FeO , CaO , т. е. при этом происходила спализация земной коры и приближение ее к современному составу. Андезитовые выплавки происходили, по-видимому, в более глубоких горизонтах верхней мантии, чем выплавки базальтов. Как отмечает В. М. Сивинцын (1972), в континентальных сегментах, обладающих глубоко проникающей в мантию активной зоной магматических процессов (тектоносферой), роль кислых продуктов дифференциации мантии — андезито-базальтов — относительно выше, чем в области океанических сегментов.

Степень спализации коры, достигаемая в процессе мантийной дифференциации, исторически нарастала и максимального эффекта достигла на позднем фанерозойском этапе геологической истории. Однако роль вулканизма в преобразовании земной коры континентов в сторону более кислого состава все же была недостаточной.

Второй механизм спализации 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. 25) являлся важнейшим корообразующим процессом. Огромные массы континентальной коры, как мы уже неоднократно отмечали, прошли через состояние осадочных горных пород, оказались перемыты водой и изменились под воздействием всех экзогенных геологических агентов. Чрезвычайно длительный круговорот воды промывал растущую континентальную кору, удаляя из нее навсегда некоторые наиболее растворимые симатические (базальтовые) элементы (Ca , Mg , Fe^{2+}) и сохраняя относительно малоподвижные элементы типа SiO_2 , Al_2O_3 , тем самым способствуя ее спализации в целом.

Если мы сравним средний состав континентальной коры (см. табл. 20) с составом глубоководных океанических осадков, то увидим, что они в повышенном количестве содержат те компоненты, которые частично утеряны континентальной корой по сравнению с корой базаль-

товой. Эти глубоководные (пелагические) океанические осадки залегают на обширных просторах океанического дна, практически никогда не возвращаются на материк и являются безвозвратными продуктами выноса континентальной коры.

Очевидно, 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 первичной коры. Несколько иная судьба 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 извлечен путем катионного обмена ($Na^+ \rightleftharpoons H^+$) 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, были и другие причины накопления калия в континентальной коре.

Таким образом, тесное взаимодействие процессов вулканизма, дающих по мере своего развития все более и более кислые продукты, с процессами неоднократного перемива и переотложения прямых продуктов основного и кислого вулканизма, на фоне чередования поднятий и опусканий в одном из сегментов земного шара привело к созданию современной силикатической континентальной коры, обогащенной SiO_2 , Al_2O_3 и обедненной Fe , Mg , Ca по сравнению с первичным материалом поверхности планеты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение строения атомов химических элементов и их свойств необычайно резко расширило границы познания окружающего нас мира. В эпоху великой научно-технической революции, в которую нам посчастливилось жить, человеку удалось выйти за пределы своей планеты, ступить на Луну и получить первую достоверную информацию о поверхности Венеры и Марса. В связи с этим расширились и возможности познания солнечной системы. Несомненно, материала внеземных космических тел будет поступать в наши земные лаборатории все больше и его изучение неизбежно будет проводиться со строгим учетом законов атома.

Современная наука утверждает материальное единство мира, основываясь на последних достижениях атомистики, и выражает это единство языком изотопных соотношений различных химических элементов. Целый комплекс наук с учетом фундаментальных достижений физики и химии решает загадку рождения нашей планеты.

Сейчас мы только приоткрываем занавес, скрывающий события первых дней существования Земли. Многие из сказанного, возможно, не выдержат испытания временем, кое-что останется как верное обобщение и будет подтверждено изучением новых образцов космического материала и материала мантии Земли. Однако одно несомненно — свойства атомов (от их оболочки до ядра) и их соединений являются тем надежным ключом, которым мы в состоянии открыть картины далекого прошлого Солнечной системы.

В начальные стадии развития нашей расширяющейся Вселенной взаимодействие элементарных частиц привело к образованию первых легких атомов как наиболее устойчивых построек вещества. Возможно, тогда господствовали только водород и гелий. Последующее объединение атомов водорода с помощью неизвестных нам процессов

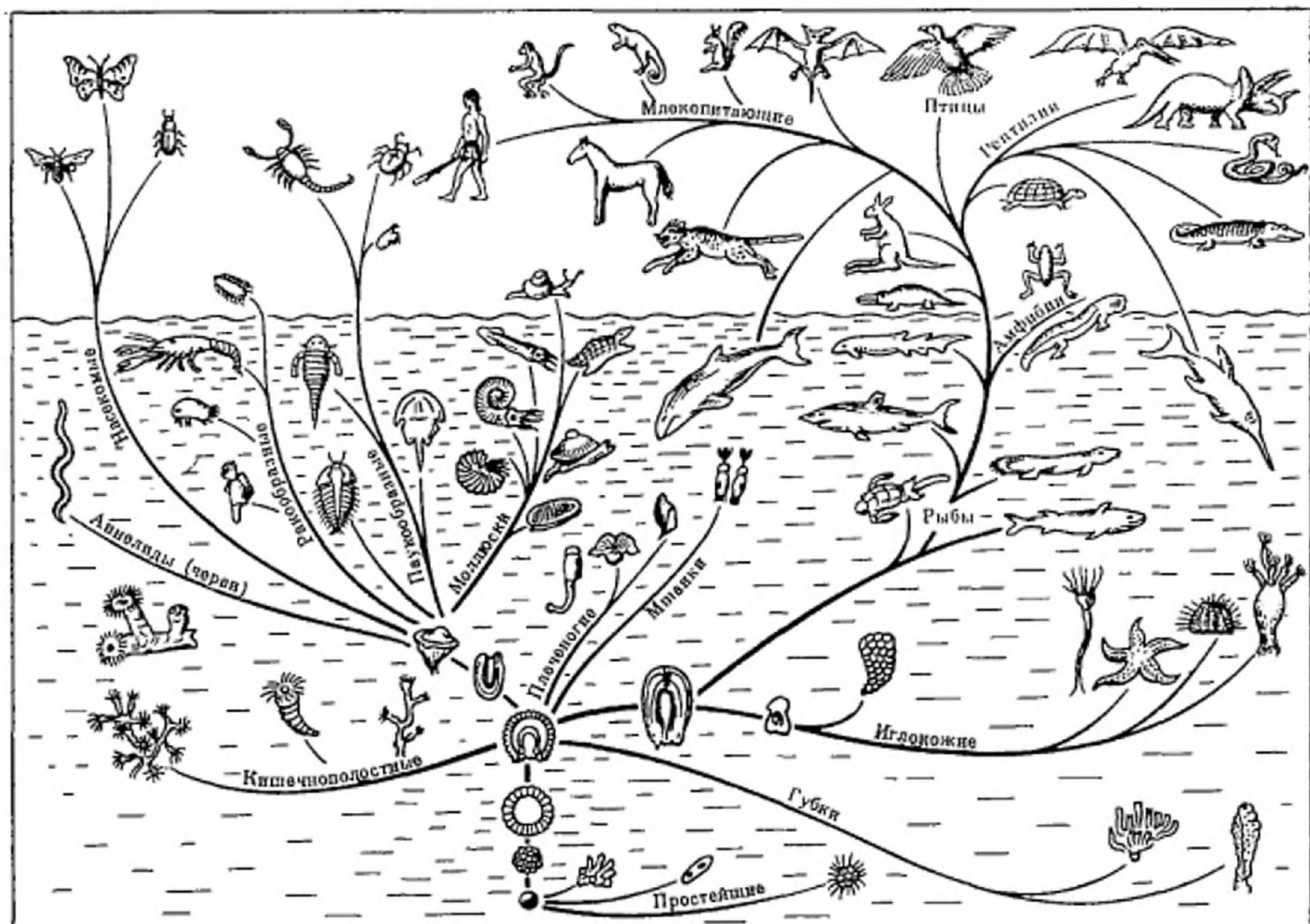
привело к образованию крупных космических тел — родоначальников массивных звезд и галактик. Законы ядерной физики и термодинамики регулировали эти процессы. Но нужно подчеркнуть, что все элементы тяжелее гелия имеют в общем низкую распространенность в космическом масштабе и их генезис можно рассматривать как событие попутное, связанное с эволюцией звезд. Образование наиболее тяжелых трансурановых элементов произошло на завершающем этапе эволюции. В то же время этот завершающий этап вызвал нарушение устойчивости элементообразующей системы, в результате чего произошел выброс вещества. Первичное Солнце как прямой наследник элементосоздающего генератора оказалось окутанным газовым диском, быстро охлаждающимся и быстро тающим в мировом пространстве.

Охлаждение этой дискообразной газовой туманности привело к конденсации вещества в жидкие и твердые тела. Законы химической термодинамики позволили рассчитать, что из вещества солнечного состава первыми конденсировались капли железа и впоследствии силикатов при температурах 1800—1000° К. Затем при температурах 1000—400° К конденсировались другие менее распространенные металлы и их соединения с серой и кислородом. Застывшие капли силикатного материала в виде маленьких сферических тел — хондр — образовали при последующем сгущении множество астероидов — родоначальных тел хондритовых метеоритов.

Ход химических процессов и конденсации определялся падением температур в разных частях первичной туманности, что привело к ее химической неоднородности. Вблизи Солнца остывание первичного газа происходило медленно, а дальше от него — быстрее. Поэтому расположенные ближе к Солнцу планеты земного типа возникли путем сгущения наиболее высокотемпературной фракции с повышенным содержанием металлического железа.

После образования Земли при температурах ниже точки плавления ее материала начался быстрый нагрев под действием сильной радиоактивности. С этим нагревом обычно связывают первичную химическую дифференциацию, которая привела к формированию центрального ядра планеты.

Согласно одной из гипотез радиогенный нагрев вызвал плавление материала в верхних частях молодой Земли.



Первым плавилось железо, затем — силикаты. Примесь сернистого железа облегчала плавление железа в целом. В верхних горизонтах Земли возник мощный пояс расплавленного железа с неустойчивым положением из-за его высокого удельного веса. Поэтому незначительное его утолщение в каком-либо одном месте, например при приливных явлениях, привело к одностороннему стеканию железных расплавленных масс в центральные области Земли. Не исключено также, что значительная часть металлического ядра Земли сформировалась еще ранее за счет сгущения металлических частиц или капель в то время, когда в процессе конденсации газовой туманности температуры еще не позволяли в большом количестве конденсироваться силикатным соединениям. Однако асимметричность строения и состава земной коры и верхней мантии определенно указывает на то, что процесс планетарной дифференциации Земли носил односторонний и направленный характер. Погружение огромных тяжелых масс расплавленного жидкого железа вытеснило более легкие пластические силикатные массы в противоположное полушарие. Эти силикатные массы при последующем плавлении и дифференциации выделили наиболее легкоплавкие вещества совместно с парами воды и другими газами, которые в процессе вулканизма поступали на поверхность молодой Земли, образовав первичную алюмосиликатную кору, и первичный океан и первичную атмосферу, богатую CO_2 .

Дальнейшая дифференциация вещества Земли протекала преимущественно в верхних частях мантии и на поверхности при вековом круговороте материала земной коры под влиянием солнечной энергии, внутренних сил планеты, при химическом и механическом взаимодействии с океаном и атмосферой. Появление жизни свыше 3,5 млрд. лет назад привело к формированию биосферы, охватившей впоследствии гидросферу, атмосферу и верхние слои литосферы.

Жизнь быстро завоевала пространство верхних геосфер, вовлекая все большие массы вещества в вековой биогеохимический круговорот, что существенно повлияло

Р и с. 30. Распределение основных классов животных по средам обитания. Животные, помещенные ниже волновой линии, обитают в море, выше ее — относятся к сухопутным (по Рейнсу и Штермеру, с изменениями)

на эволюцию осадочной оболочки земной коры. Первоначальная безжизненная поверхность Земли была лишена свободного кислорода, и ультрафиолетовая радиация Солнца могла проникать в первичный океан до глубины 10 м. В поверхностных освещенных слоях первичных морей возникли условия для естественного синтеза высокомолекулярных соединений углерода, давшим начало фотосинтезирующим организмам. Одноклеточные фотосинтезирующие организмы — синезеленые водоросли и их предки — могли появляться там, где они были защищены от губительной ультрафиолетовой радиации Солнца, т. е. глубже 10 м. Таким образом, условия, необходимые для эволюции фотосинтезирующих одноклеточных растительных организмов, оказались наиболее благоприятными в той части моря, куда проникал видимый солнечный свет, а ультрафиолетовая радиация поглощалась.

Возникновение и развитие фотосинтезирующих организмов в освещенной зоне моря привело к разложению H_2O и появлению свободного кислорода, что вызвало образование биосферы окислительного характера. CO_2 из атмосферы оказался почти полностью удален фотосинтезом. При окислении аммиака первичной атмосферы возник свободный азот. Таким образом, под влиянием жизни возникла азотно-кислородная атмосфера Земли.

Появление свободного кислорода в атмосфере привело к образованию в ней озонового «экрана», предохраняющего организмы от губительного действия ультрафиолетовой радиации. Создалась возможность резкого расселения организмов в пространстве и появления жизни на суше.

Мир животных, потребляющих в пищу растения, возник в условиях окислительной атмосферы Земли. Животные утратили способность естественного синтеза важных для жизни органических соединений (аминокислот и др.), потребляя их из растительного мира. В то же время жизнь животных оказалась связанной с процессами окисления путем дыхания и фиксации кислорода в пигментах крови. Отсюда животные получили возможность развивать свои функции в течение криптозойского интервала истории Земли, активно перемещаться в пространстве и завоевывать новые места для своего обитания. Однако эволюция животных в течение длительного периода времени проходила в морской среде — в зоне моря, насыщенной

кислородом. В это время тело животных состояло из мягких тканей. Эволюция скелетов сильно задерживалась, так как твердые скелеты делали организмы более тяжелыми и организмы погружались ниже кислородного слоя в среду, где не было условий для их жизни. Поэтому твердые скелеты могли возникнуть только у тех организмов, которые приобрели плавательный аппарат и способны были самостоятельно плавать или перемещаться по дну в зоне мелких побережий.

Эволюция основных классов и типов животного мира была тесно связана с водной средой. Это наложило свой отпечаток и на современный облик животного мира (рис. 30). Развитие животного мира суши, в частности класса млекопитающих, привело к появлению человека. С образованием человеческого общества, промышленности и цивилизации начался новый значительно более сложный этап эволюции поверхности нашей планеты.

Завоевание природы, разумное и гармоничное использование ее ресурсов немислимы без изучения круговорота всех химических элементов в пределах биосферы Земли. Но этот круговорот, вызываемый энергией Солнца и внутренней атомной энергией радиоактивного распада, имеет необычайно длительную историю. Установление физико-химических равновесий в биосфере Земли и глубоких недрах непрерывно нарушается мощными импульсами энергии, идущими из глубины космоса и из глубины планеты. Относительное равновесие многих процессов природы часто и резко в возрастающем темпе нарушается могучим ростом промышленности.

Поверхность планеты переходит в новое качественное состояние. В недрах биосферы рождается ноосфера, или антропосфера, — сфера энергичной деятельности человеческого общества, непрерывно расширяющаяся и выходящая за пределы самой Земли в околосолнечное пространство. Все эти огромные изменения в природе и обществе, свидетелями которых мы являемся, представляют собой итог необычайно длительной истории планеты, результат химической ее эволюции и других форм развития материи. Лишь некоторые черты величественной истории нашей родной планеты начиная с эпохи рождения ее атомов были кратко освещены в этой книге.

ЛИТЕРАТУРА

- Аалер Л. Распространенность химических элементов. М., ЦН, 1963.
- Барт Т. Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах. — «Проблемы геохимии». М., «Наука», 1965.
- Бойченко Д. А. Об эволюции окислительных функций биосферы. — «Геохимия», 1967, № 8.
- Бойченко Е. А., Свенно Г. П., Удельнова Т. М. Эволюция концентрации функции растений в биосфере. — «Геохимия», 1968, № 10.
- Вернацкий В. П. Очерки геохимии. Избр. соч., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Вернацкий В. П. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. — «Геохимия», 1961, № 1.
- Виноградов А. П. Атомная распространенность элементов Солнца и каменных метеоритов. — «Геохимия», 1962, № 4.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — Сб. «Жизнь земной коры», т. II. М., «Наука», 1964.
- Виноградов А. П. Геохимические проблемы эволюции океана. — Сб. «Основные проблемы океанологии». М., «Наука», 1968.
- Виноградов А. П. К происхождению лунных пород. — «Геохимия», 1970, № 1.
- Виноградов А. П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-16». — «Геохимия», 1971, № 3.
- Виноградов А. П. Высокотемпературные протопланетные процессы. — «Геохимия», 1971, № 11.
- Виноградов А. П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-20». — «Геохимия», 1972, № 7.
- Войткевич Г. В. Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Войткевич Г. В. Радиоактивность в истории Земли. М., «Наука», 1970.
- Войткевич Г. В. Рождение Земли. — «Наука и жизнь», 1971, № 4.
- Вуд Дж. Метеориты и происхождение солнечной системы. М., «Мир», 1971.
- Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968.
- Дмитриев Л. В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индоокеанского хребта. — «Геохимия», 1969, № 10.
- Мэйсон Б. Метеориты. М., «Мир», 1965.
- Ронов А. Б., Миндзаев А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ. — «Геохимия», 1970, № 4.
- Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — «Геохимия», 1972, № 2.
- Синицын В. М. Спаль — историко-генетические аспекты. Л., «Недра», 1972.
- Соболев Э. В. Урановая космохронология. — Сб. «Метеоритика», вып. XXVIII. М., «Наука», 1968.
- Соколов В. А. Геохимия природных газов. М., «Недра», 1971.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Тугринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.
- Успенский В. А. Круговорот углерода в биосфере. — Сб. «Значение био-

- сферы в геологических процессах». М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Фесенков В. Г. Успехи метеоритики. — Сб. «Метеоритика», вып. XXVIII. М., «Наука», 1968.
- Яншель А. А. О равновесии состава железнотоматезиальных силикатов в обмылованных хондритах. — Сб. «Метеоритика», вып. XXVIII, М., «Наука», 1968.
- Alfven H. On the origin of the solar system. Oxford, Clarendon Press, 1964.
- Alexander E. C. a. oth. Plutonium-244; confirmation as an extinct radioactivity. *Science*, v. 172, № 3985, 837, 1971.
- Arrhenius G., Alfven H. Fractionation and condensation in space. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 10, № 2, 1971.
- Bhandari H., Bhat S., Lal D., Rajagopalan G., Iyambone A. S., Venkataravandan V. S. Super-heavy elements in extraterrestrial samples. — *Nature*, v. 230, № 5291, 1971.
- Binder A. B. Internal structure of Mars. — *J. Geophys. Res.*, v. 74, № 2, 1969.
- Blander M. The constrained equilibrium theory. Sulphide phases in meteorites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 35, № 1, 1971.
- Blander M. and Abdel-Gawad M. The origin of meteorites and the constrained equilibrium condensation theory. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 33, № 6, 1969.
- Burnett D. S., Fowler W. A., Hoyle F. Nucleosynthesis in the early history of the solar system. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 29, № 12, 1965.
- Fleischer R. L., Price P. B., Walker M. Identification of Pu^{244} tracks and the cooling of the parent body of Toluca meteorite. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 32, № 1, 1968.
- Hall H. T. and Rama Murthy V. The early chemical history of the Earth: some critical elemental fractionations. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 11, № 3, 1971.
- Kawai N., Inokuti Y. Low temperature melting of solids under very high pressure and cores of the Planets. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 3, № 5, 1968.
- Low F. S. and Krishna Swamy K. S. Narrow-band infrared photometry of α Ori. — *Nature*, v. 227, № 5263, 1970.
- Manning P. G. Composition of garnets in interstellar dust. — *Nature*, v. 227, № 5263, 1970.
- Meyer Ch. Jr. An experimental approach to circumstellar condensation. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 35, № 6, 1971.
- Murthy Rama V. and Hall H. T. The chemical composition of the earth's core: possibly sulphur in core. — *Phys. of the Earth and Planet Interiors*, v. 2, № 4, 1970.
- The origin and evolutions of atmospheres and oceans. Brancaccio P. L., Cameron A. G. W. (ed). N. Y., 1964.
- Podosek F. A. a. oth. Isotopic composition of xenon and krypton in the lunar soil and in the solar wind. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 10, № 2, 1971.
- Reynolds R. T., Summers A. L. Calculation of the composition of the terrestrial planets. — *J. Geophys. Res.*, v. 74, № 10, 1969.
- Ringwood A. E. Chemical evolution of the terrestrial planets. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 30, № 1, 1966.
- Schuetzler C. C. and Nava D. P. Chemical composition of Apollo-14 soils. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 11, № 5, 1971.
- Suess H. E. Chemical evidence bearing on the origin of the solar system. — *Annual Rev. Astron. Astrophys.*, v. 3, 217—234, 1965.
- Urey H. C. The Planets their origin and development. — Yale Univ., 1952.
- Wood J. A. The cooling rates and parent planets of several iron meteorites. *Icarus*, 3, № 5—6, 1964.
- Wood J. A. Meteorites and the origin of planets. N. Y., 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Распространение элементов в солнечной системе и их геохимические свойства	5
Свидетели ранней истории солнечной системы	25
Природа и химический состав планет	36
Строение и состав Земли	49
Радиоактивность Земли в настоящем и прошлом	62
Рождение атомов в космосе	68
Химическая эволюция протопланетного вещества	79
Образование основных оболочек Земли	99
Возникновение и эволюция Мирового океана и атмосферы	108
Основные особенности химических изменений в земной коре	129
Химическая эволюция земной коры	144
Заключение	160
Литература	166

Георгий Витольдович Войткевич

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Утверждено к печати
редакционной группой научно-популярных изданий Академии наук СССР

Редактор Л. И. Приходько. Художественный редактор В. Н. Тихунов
Художник В. Ф. Соболев. Технический редактор Н. Н. Плехов

Сдано в набор 15/III 1973 г. Подписано к печати 8/VII 1973 г. Формат
84×108^{1/2}. Усл. печ. л. 8,82. Уч.-изд. л. 8,9. Тираж 11500 экз. Т-11321. Бу-
мага № 2. Тип. зак. № 171. Цена 62 коп.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62, Подосенский пер., д. 21
1-я тип. издательства «Наука», 199034, Ленинград, 9-я линия, д. 12