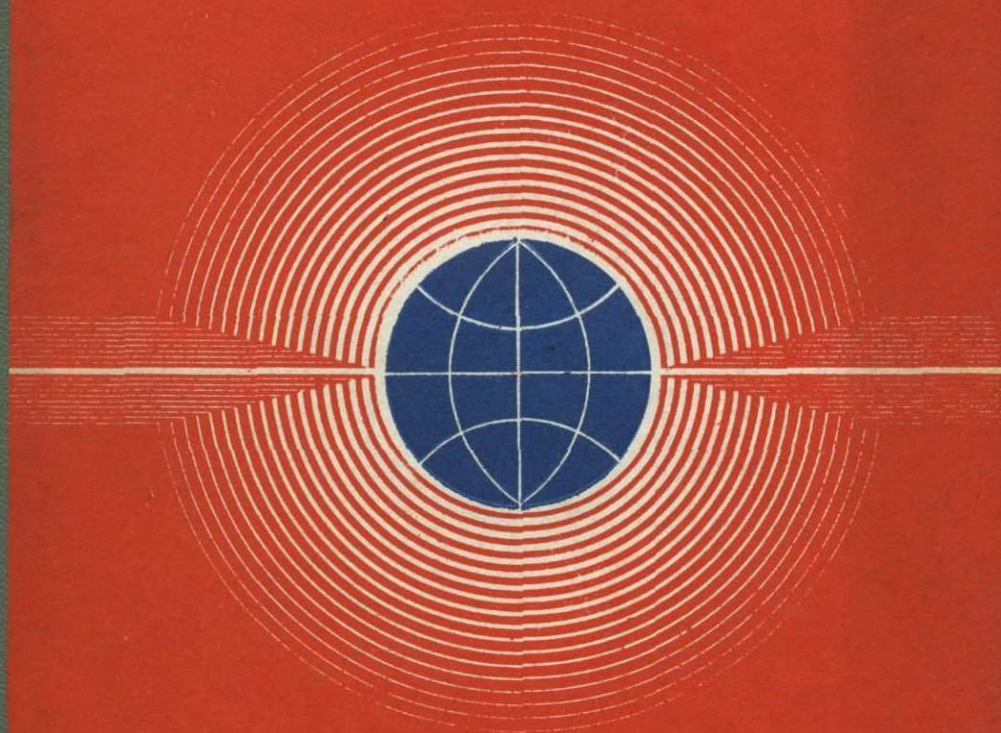


Г.В.ВОЙТКЕВИЧ О.А.БЕССОНОВ

ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ



Г. В. ВОЙТКЕВИЧ, О. А. БЕССОНОВ

ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

4635



МОСКВА «НЕДРА» 1986



Войткевич Г. В., Бессонов О. А. Химическая эволюция Земли. — М.: Недра, 1986., 212 с, с ил.

Изложены новые представления о возникновении и развитии Земли на основе современных данных геохимии и космохимии. Рассмотрены становление химического состава Земли, роль радиоактивных изотопов, возникновение сложных органических соединений, дифференциация мантии и образование первых магматических пород, а также химическая эволюция биосферы, океана и атмосферы. Вопросы химической эволюции земной коры и отражение ее в эволюции металлогении изложены с использованием последних данных геохимии изотопов и химической термодинамики.

Для научных работников — геологов и геохимиков.

Табл. 56, ил. 38, список лит. — 50 назв.

Рецензент: *А. А. Ярошевский*, канд. геол.-минер. наук (Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова)

ВВЕДЕНИЕ

Происхождение и развитие Земли связаны с химическими процессами, в которых большую роль играют свойства атомов химических элементов и положение их в таблице Менделеева. Справедливость этого положения доказана всем ходом развития геохимии и космохимии. С того времени, когда стали известны данные о строении атомов и их поведении при различных термодинамических условиях, открылись широкие возможности для восстановления истории вещества нашей планеты. Различные этапы этой истории фиксированы в геологических документах — горных породах и минералах земной коры, но древнейшие эпохи возникновения и развития нашей планеты этими документами не фиксированы и остаются неизвестными. Некоторые общие черты этих древнейших эпох могут быть отчасти восстановлены на основе данных космохимии и сравнительной планетологии.

Химические элементы, входящие в состав Солнечной системы и различных ее тел, их изотопные соотношения и радиоактивность являются историческими документами, позволяющими восстановить допланетную стадию развития вещества и ранние этапы жизни Земли. Изучение соотношений атомов химических элементов помогает более полно установить генетическую связь между древними космическими системами вещества и возникновением нашей планеты. В настоящее время следует признать несомненным то положение, что возникновение Земли и планет не только диктовалось законами механики, которые были использованы в классических космогонических гипотезах недавнего прошлого, но и подчинялось тем законам, которые управляли физико-химическими процессами.

Химическая эволюция Земли — часть химической эволюции космоса, включающей образование, преобразование и распад химических элементов. В настоящее время в связи с получением новых эмпирических данных мы можем искать в веществе нашей планеты следы этих космических процессов. Такие следы видны в явлениях естественной радиоактивности, в процессах спонтанного деления тяжелых элементов, в застывших соотношениях ряда стабильных изотопов и, наконец, в общей картине атомной пространственности. Детально изучая эти следы, можно прийти к выводу о том, что химическая история Земли, как и других тел Солнечной системы, связана не только с сохранившимися устойчивыми и неустойчивыми изотопами, но и с вымершими радиоактивными изотопами, включая изотопы далеких трансурановых элементов.

Однако познание химической эволюции Земли в настоящее время может охватывать только самые верхние ее геосферы. Глу-

бины мантии и ядро остаются недоступными для выявления их химических изменений, и в этом отношении могут быть высказаны лишь самые общие соображения и построены модели различной степени достоверности. В. И. Вернадский считал, что эволюционный процесс присущ только живому веществу. В косном веществе планеты он не проявляется. В то же время В. И. Вернадский указывал, что наша планета два миллиарда лет раньше или позже — химически разные тела. Несомненно, что развитие Земли носит противоречивый характер. С одной стороны, отмечается большое постоянство химического состава некоторых ее оболочек, а с другой — неповторимость смены различных фаций и формаций, состава и структур различных месторождений полезных ископаемых, наконец, отчетливо выраженный эволюционный процесс живых организмов, длящийся не менее 4 млрд. лет. Во взаимодействии различных форм движения материи мы видим реальную основу необратимого развития Земли, включая необратимость определенных геохимических процессов, которым в настоящей книге уделяется главное внимание.

Наиболее удачным является следующее определение: эволюцией называется происходящий во времени в основном необратимый процесс, благодаря которому возникает что-то новое, разнородное и на более высокой ступени развития. Такое определение эволюции вполне можно перенести на всю нашу планету, где мы встречаем проявление как обратимых, так и необратимых процессов. Химическая сторона этих процессов в свете современных данных геохимии и космохимии составляет основное содержание этой книги.

Глава 1

КОСМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА ЗЕМЛИ

КОСМИЧЕСКАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ

Космическая распространенность элементов оказалась главным фактором, определившим состав Земли и, в конечном итоге, пути ее развития. Данные современной астрофизики и космохимии указывают на глубокое генетическое единство состава нашей планеты и Солнца. Несмотря на целый ряд отклонений, связанных с выявленными и невыявленными причинами, распространенность химических элементов на Земле как бы повторяет их распространенность на Солнце, что неоднократно отмечалось рядом геохимиков и астрофизиков.

В табл. 1 приведены данные о распространенности на Солнце элементов до 30-го номера таблицы Менделеева, а в табл. 2 дано сравнение распространенности некоторых наиболее часто встречающихся химических элементов на Земле и в Солнечной системе. При сопоставлении этих таблиц можно заметить близкое сходство в распространенности элементов на Земле и на Солнце, за исключением инертных газов и некоторых других элементов, находящихся в состоянии газа при нормальных условиях. По сравнению с Солнцем на Земле наблюдается крайне высокий дефицит H, He, C, N, Ne, Ar, Kr, Xe, а также несколько меньший дефицит F и Cl. Все эти элементы отличаются высокой летучестью. Относительно малый дефицит кислорода связан с его высокой химической активностью, что определило образование в первичной туманности многочисленных окислов и солей кислородных кислот, которые выпали в виде твердых частиц из газовой фазы и пошли на построение основной массы нашей планеты.

Наблюдается большое сходство в распространенности в веществе Солнца и Земли типичных породообразующих элементов Na, Mg, Al, Si. Однако наиболее близкой к солнечной распространенности элементов отличаются хондритовые метеориты и особенно углистые хондриты. Данные об этих метеоритах широко используются для построения моделей состава Земли и других планет земной группы. Таким образом, нелетучую часть солнечного вещества лучше всего отражают наиболее распространенные каменные метеориты — хондриты.

Наиболее убедительные доказательства в пользу генетического единства вещества Земли и Солнца мы находим в изотопном составе химических элементов. Изотопный состав целого ряда элементов, измеренный в материале метеоритов, Луны и Земли, оказался чрезвычайно близким. Обнаруженные различия в общем невелики. Что касается изотопного сходства материала Земли и

Распространенность элементов на Солнце (по отношению к Si=10⁶)

Порядковый номер элемента Z	Элемент	Содрержание элементов, ат. ед.		
		по Г. Зюссу и Г. Юри (1956)	по А. Камерону (1982)	по Э. Андерсу и М. Эбихара (1982)
1	H	4·10 ¹⁰	2,66·10 ¹⁰	2,72·10 ¹⁰
2	He	3·10 ⁹	1,8·10 ⁹	2,18·10 ⁹
3	Li	100	60	59,7
4	Be	20	1,2	0,78
5	B	24	9	24
6	C	3,5·10 ⁶	1,11·10 ⁷	1,21·10 ⁷
7	N	6,6·10 ⁶	2,31·10 ⁶	2,48·10 ⁶
8	O	2,15·10 ⁷	1,84·10 ⁷	2,01·10 ⁷
9	F	1,6·10 ³	780	843
10	Ne	8,6·10 ⁶	2,6·10 ⁶	3,76·10 ⁶
11	Na	4,38·10 ⁴	6·10 ⁴	5,7·10 ⁴
12	Mg	9,12·10 ⁵	1,06·10 ⁵	1,07·10 ⁵
13	Al	9,48·10 ⁴	8,5·10 ⁴	8,49·10 ⁴
14	Si	10 ⁶	10 ⁶	10 ⁶
15	P	1·10 ⁴	6500	1,04·10 ⁴
16	S	3,75·10 ⁵	5·10 ⁵	5,15·10 ⁵
17	Cl	8850	4740	5240
18	Ar	1,4·10 ⁵	1,06·10 ⁵	1,04·10 ⁵
19	K	3160	3500	3770
20	Ca	4,9·10 ⁴	6,25·10 ⁴	6,11·10 ⁴
21	Sc	28	31	33,8
22	Ti	2240	2400	2400
23	V	220	254	295
24	Cr	7800	1,27·10 ⁴	1,34·10 ⁴
25	Mn	6850	9300	9510
26	Fe	6·10 ⁵	9·10 ⁵	9·10 ⁵
27	Co	800	2200	2250
28	Ni	2,74·10 ⁴	4,78·10 ⁴	4,93·10 ⁴
29	Cu	212	540	514
30	Zn	486	1260	1260

Солнца, то еще в 1946 г. Г. Л. Шайн по некоторым молекулярным спектрам определил изотопный состав солнечного углерода как отношение ¹²C:¹³C. Данные этих определений впервые показали, что изотопный состав углерода Солнца практически такой же, как и на Земле. Несколько позже было обнаружено, что изотопный состав углерода других звездных миров и молекулярных облаков космического газа отличается от углерода Солнечной системы. Измерение изотопного состава других элементов связано с изучением изотопных отношений в веществе солнечного ветра, который представляет собой поток атомов и ионов, выбрасываемых Солнцем непосредственно в мировое пространство. В течение сотен миллионов лет материал солнечного ветра накапливался в лунном грунте. Наиболее заметно процесс накопления выразился в распространенности инертных газов, и их повышенная распространенность у поверхности, несомненно, может быть связана только с солнечным происхождением. Что касается других элементов солнечного ветра, то отличить их от коренных элементов

Распространенность некоторых элементов на Земле и в Солнечной системе
(по отношению к $Si=10^4$) [49]

Порядковый номер элемента Z	Элемент	Содержание элементов		Фактор дефицитности [log b/a]
		Земля в целом (a)	Солнечная система (б)	
1	H	84	$3,5 \cdot 10^8$	6,6
2	He	$3,5 \cdot 10^7$	$3,5 \cdot 10^7$	14,0
6	C	71	$8,0 \cdot 10^4$	4,0
7	N	0,21	$16 \cdot 10^4$	5,9
8	O	$3,5 \cdot 10^4$	$22 \cdot 10^4$	0,8
9	F	2,7	90	1,5
10	Ne	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$50 \cdot 10^3$	10,6
11	Na	460	462	0
12	Mg	$8,9 \cdot 10^3$	8870	0
13	Al	940	882	0
14	Si	$1,0 \cdot 10^4$	$10 \cdot 10^3$	0
15	P	100	130	0,1
16	S	$1,0 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^3$	0,5
17	Cl	32	170	0,7
18	Ar	$5,9 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^3$	6,3
36	Kr	$6 \cdot 10^{-8}$	0,87	7,2
54	Xe	$5 \cdot 10^{-9}$	0,015	6,5

самой Луны не удастся. Инертные газы Луны можно рассматривать как часть солнечного вещества, поскольку более глубокие горизонты лунного грунта резко обеднены инертными газами. Проведенные измерения показали, что в определенном отношении изотопный состав инертных газов вещества Солнца, метеоритов и Земли чрезвычайно близок (в пределах погрешностей эксперимента). Дополнительные данные об изотопном составе элементов Солнца дает изучение корпускулярной солнечной радиации.

К настоящему времени солнечные изотопные отношения или пределы этих отношений измерены для 16 элементов, но ни одно из них существенно не отличается от земных значений. Исключение представляет отношение дейтерия к протию D:H, которое на Солнце меньше, чем на Земле, и составляет $2,5 \cdot 10^{-7}$, это связано с тем, что дейтерий мог быть разложен термоядерными реакциями в течение вековой эволюции Солнца. Отмечено большое сходство изотопного состава солнечного магния по солнечному ветру и солнечным космическим лучам: $^{25}\text{Mg}:^{24}\text{Mg}$ — Солнце $0,14 \pm \pm 0,02$; Земля 0,141; $^{26}\text{Mg}:^{24}\text{Mg}$ — Солнце 0,13—0,15; Земля 0,142. Как видно, результаты измерений для солнечного вещества очень близки к земным значениям.

Тем не менее для разных тел Солнечной системы отмечаются некоторые расхождения в изотопном составе целого ряда элементов, которые могли возникнуть в процессе образования Солнечной системы в результате как определенных ядерных реакций, так и изотопного фракционирования. В настоящее время установлены изотопные вариации для 33 элементов, исследованных

в метеоритах, горных породах Луны и земных материалах. При этом оказалось, что в лунных породах изотопные вариации найдены в меньшем числе элементов, чем у метеоритов, а в земных породах — еще меньше. Не исключена возможность, что это связано с изотопной гомогенизацией при многократной переработке вещества земной коры в течение различных геологических процессов. Так, вероятно, при выплавлении материалов верхней мантии, которое привело к образованию земной коры, происходила гомогенизация первично гетерогенного изотопного состава вещества.

Имеющиеся данные по геохимии и космохимии изотопов указывают на генетическое единство всего вещества Солнечной системы, обусловленное в далеком космическом прошлом общими процессами естественного синтеза химических элементов. Учитывая последние достижения в области геохимии и космохимии, геофизики и астрофизики, можно сформулировать следующие положения относительно природы и происхождения Земли.

1. Земля, планеты и метеориты возникли из солнечного вещества. Исходный материал для построения планет был первоначально представлен разобщенными ионизированными атомами. В основном это был звездный газ, из которого по мере охлаждения возникли молекулы, жидкие капли и частицы твердой фазы. Реальные различия в химическом составе планет и метеоритов возникли в результате позднейших процессов, связанных с фракционированием и дифференциацией первичного, относительно однородного вещества.

2. Возраст метеоритов и Земли по данным ядерной геохронологии составляет 4,5—4,6 млрд. лет. Большая близость возраста метеоритов и планет позволяет считать метеориты древнейшими твердыми телами Солнечной системы, которые были свидетелями ранних процессов, имеющих отношение к образованию планет.

3. Наиболее часто встречаемые хондритовые метеориты находятся в разном окислительно-восстановительном состоянии — от резко восстановленных энстатитовых хондритов, в которых все железо находится в металлической форме, до сильно окисленных углистых хондритов, где все железо химически связано в окислах и силикатах. Это свидетельствует о формировании родоначальных хондритовых тел в обстановке различных окислительно-восстановительных условий в первичном протопланетном веществе.

4. Изучение структуры и состава метеоритов приводит к выводу, что для образования их родоначальных тел необходимы были высокие температуры, сменившиеся быстрым охлаждением.

5. Планеты земной группы и астероиды обнаруживают различный химический состав в зависимости от гелиоцентрического расстояния. Основное различие определяется разным отношением металлического материала к силикатному. Ближайшие к Солнцу планеты содержат больше металлического сплава, чем отдаленные: Меркурий на $\frac{2}{3}$ сложен металлическим железом, а Марс — на $\frac{1}{4}$. Из этого следует, что во время образования Солнечной

системы ближе к Солнцу процессы окисления протекали слабо, а вдали от него интенсивность их возрастала.

6. Возникновение Земли было связано с потерей летучих металлов, или она получила их в уменьшенном количестве. Так, материал Земли (кора + верхняя мантия) характеризуется большим недостатком Au, Hg, Tl, Pb, Bi по сравнению с углистыми хондритами C1, которые наиболее близки к составу первичного солнечного вещества. Концентрация этих металлов в веществе Земли в 100—1000 раз ниже. Эти и другие недостаточные элементы занимают в таблице Менделеева места летучих элементов с низкой температурой кипения и плавления.

7. Земля возникла преимущественно из тугоплавкой фракции солнечного вещества, что отразилось как на составе ядра и силикатной мантии, так и на их массовом соотношении.

8. Процесс аккумуляции Земли из твердых конденсатов солнечного газа протекал под влиянием различных факторов. При этом металлическое железо и близкие к нему металлы имели явное преимущество объединяться в компактные массы перед силикатами.

9. Образование тяжелых радиоактивных элементов завершилось непосредственно перед образованием Солнечной системы. Это обстоятельство определило присутствие в новорожденных твердых телах системы многочисленных радиоактивных изотопов, как быстро вымирающих, так и сохранившихся до настоящего времени в связи с длительностью распада.

10. Основные предпосылки появления жизни на Земле возникли в конце остывания первичной газовой туманности. На последних этапах остывания в результате каталитических реакций между биофильными элементами образовались многочисленные органические соединения, обусловившие возможность появления генетического кода и саморазвивающихся высокомолекулярных систем.

МОДЕЛИ ЯДЕРНОГО СИНТЕЗА, ПРЕДШЕСТВУЮЩЕГО ОБРАЗОВАНИЮ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

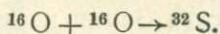
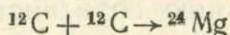
Ранняя история вещества Земли и Солнечной системы зашифрована в изотопном составе элементов, в соотношениях стабильных, радиоактивных и радиогенных изотопов. В связи с успехами астрофизики и ядерной физики создалась возможность с определенной долей вероятности расшифровать историю ближайшего, окружающего нас вещества. На этом основании можно заключить, что задолго до формирования планет Солнечной системы их вещество проходило в нашей Галактике через звездную стадию развития, включавшую процессы естественного синтеза атомов химических элементов. Материалом для их построения послужил водород, и поныне господствующий в космохимии Вселенной и составляющий подавляющую часть массы Солнца.

Синтез атомов из водорода проходил по пути построения сначала легких, а потом все более тяжелых элементов в ходе различ-

ных ядерных реакций в недрах звезд ранних поколений. Одна из таких звезд могла быть предком Солнечной системы.

После Большого Взрыва началось расширение Вселенной, вещество которой состояло из электронов, протонов, ядер гелия, мизерного количества ядер лития и дейтерия, взаимодействующих с первичным излучением. Однако по мере охлаждения примитивного вещества Вселенной протоны и ядра гелия превратились в нормальные атомы водорода и гелия, которые пошли на построение звезд первых поколений в нашей Галактике. С историей развития этих звезд связано рождение всех других химических элементов путем последовательной смены следующих ядерных процессов: 1) сгорание водорода с образованием гелия; 2) сгорание гелия с образованием изотопов с массовым числом, кратным четырем: ^{12}C , ^{16}O , ^{20}Ne , ^{24}Mg ; 3) процессы с α -частицами (ядра гелия, выбитые из ранее созданных изотопов мощным излучением, связанным с ростом температуры звездных недр) и ядрами ^{16}O и ^{20}Ne , приводящие к образованию четных изотопов: ^{24}Mg , ^{28}Si , ^{32}S , ^{36}Ar , ^{40}Ca ; 4) равновесный процесс (e-процесс), протекающий при высоких температурах $3-4 \cdot 10^9$ К, когда достигалось статистическое равновесие между ядрами, протонами. Он обеспечил наличие «железного максимума» (Mn, Fe, Co, Ni) на кривой космической распространенности элементов; 5) s-процесс, при котором происходил захват существующими элементами медленных нейтронов с образованием все более тяжелых элементов до Вi включительно ($Z=83$); 6) r-процесс — процесс быстрого нейтронного захвата, при котором происходит образование также тяжелых и сверхтяжелых элементов в трансовисмутовой области ($Z>83$); 7) p-процесс протонного захвата, при котором образовались богатые протонами нуклиды; 8) x-процесс, по существу неизвестный, определивший образование легких малораспространенных элементов.

Эти процессы объясняют космическую — солнечную распространенность элементов. Кроме того, при процессах взрывного характера при резком повышении температур в недрах звезд могут происходить процессы выгорания легких элементов типа:



После завершения всех процессов ядерного синтеза остается вещество, содержащее значительное количество многочисленных радиоактивных изотопов. Отсюда следует, что современная радиоактивность Земли, и тем более радиоактивность ранней Земли является закономерным следствием ядерной эволюции вещества в звездных космических условиях.

Образование тяжелых элементов путем нейтронного захвата (r-процесса) было одним из последних событий в ядерной эволюции вещества Солнечной системы. Согласно ксеноновой хронологии по метеоритному материалу, это событие завершилось примерно за 100—50 млн. лет до начала формирования твердых тел в Солнечной системе.

Предполагается, что в астрофизических условиях г-процесс связан с быстрой генерацией нейтронов в массивных телах типа Сверхновых звезд. Отсюда возникли идеи о том, что какая-то часть вещества Солнечной системы в прошлом проходила стадию Сверхновой, при которой совершился синтез тяжелых элементов типа урана и трансурановых. Предполагаемая модель состава Сверхновой накануне взрыва представлена на рис. 1. По этой модели различные оболочки имеют разный состав в соответствии с теми ядерными процессами, которые совершались в них ранее.

В связи с возможным синтезом элементов в Сверхновых возникли идеи, высказанные в начале 70-х годов Э. В. Собоновичем, Дж. Рейнольдсом и др. По Э. В. Собоновичу, планетное вещество есть некоторый суммарный продукт непрерывного ядерного синтеза, к которому за 100—200 млн. лет до образования Солнечной системы были добавлены свежие продукты взрыва Сверхновой. К настоящему времени предложены два главных типа моделей ядерного синтеза кануна образования Солнечной туманности.

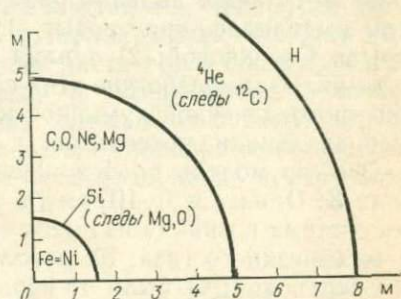


Рис. 1. Схема строения массивной звезды с разным составом оболочек как предшественника взрыва Сверхновой (масса звезды равна восьми солнечным массам)

К первому типу относятся модели, допускающие, что лишь часть вещества Солнечной системы прошла стадию Сверхновой и добавилась к другой части первичного вещества, которое имело иное, независимое происхождение в виде молекулярного облака или особого рода туманности. Второй тип представляет модели, согласно которым все вещество Солнечной системы является продуктом развития Сверхновой — от процессов, предшествовавших взрыву, до процессов взрывного и нейтронного ядерного синтеза, с которыми связано происхождение первичной солнечной туманности.

К первому типу моделей относится большинство различных построений, предложенных сравнительно недавно и допускающих сохранность в Солнечной системе досолнечного твердого вещества. Согласно Э. В. Собоновичу, это вещество представлено определенным изотопным составом свинца в железных метеоритах с повышенным содержанием изотопов ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb. Согласно представлениям Р. Клейтона, Л. Гроссмана и Т. Майеда, оно может быть отчасти представлено высокотемпературными минеральными включениями в хондритах С2 и С3, с аномальным изотопным составом кислорода, который обеднен тяжелыми стабильными изотопами ¹⁷O и ¹⁸O, в отличие от других тел Солнечной системы. Однако вопрос о наличии остатков досолнечного вещества остается предметом дискуссий.

Д. Клейтон в 1981 г. предложил теорию происхождения бога-

тых Са-Al включений в метеоритах как результата взаимодействия трехфазового межзвездного вещества. Одной из фаз являются продукты взрыва Сверхновой, которые в заметных количествах содержат ^{26}Al и ^{16}O . Возникшая в широком масштабе турбулентность в горячей межзвездной среде определилась ударными волнами Сверхновой, что также вызвало разбрызгивание тугоплавкой пыли. При этом выделились три среды: 1) горячая межзвездная — продукт взрыва Сверхновой; 2) теплая ионизированная; 3) теплая нейтральная. Взаимодействие этих сред привело к образованию первичной протосолнечной туманности, из которой возникли планеты и родоначальники метеоритов.

Особую модель происхождения первичной туманности предложили К. Оливье и Д. Шрамм в 1982 г. Они допустили, что Солнечная система возникла из смеси четырех различных компонентов: 1) межзвездного газа; 2) межзвездной пыли; 3) газа от вспышки Сверхновой; 4) пыли от продуктов вспышки Сверхновой. Зерна как продукты вспышки Сверхновой должны также содержать изотопы ^{26}Al , ^{20}Ne , продукты г-процесса, а также ^{16}O с очень малой примесью ^{18}O . В то же время частицы пыли, возникшие из межзвездного газа, будут обогащены изотопами ^{17}O и ^{18}O и не будут содержать недолговечных радиоактивных изотопов. К. Оливье и Д. Шрамм предложили следующую модель процесса рождения Солнечной системы.

В спиральном рукаве Галактики произошло образование звезд в виде ОВ-ассоциаций. Сама Солнечная система возникла в этой ассоциации примерно через 10^6 лет после вспышки массивной Сверхновой, что можно установить по присутствию недолговечных радиоактивных изотопов ^{26}Al и ^{107}Pd . Последнее добавление актинидов произошло примерно на 10^8 лет раньше, что отмечается ^{244}Pu и ^{129}I .

Однако в настоящее время нет достаточно серьезных оснований сомневаться в том, что все вещество Солнечной системы возникло из вещества Сверхновой в отношении ядерного генезиса. Г. Ривс в 1982 г. высказал идею, что все вещество Солнечной системы может быть продуктом фейерверка целого ряда Сверхновых.

В связи с процессами ядерного синтеза первичное вещество Солнечной системы оказалось гетерогенным в отношении изотопного состава и обладало естественной неравномерностью химического состава в разных частях первичного объема. Иначе говоря, в разных частях протопланетной туманности химический состав был различным, а также разным мог быть изотопный состав элементов. По ряду астрофизических соображений можно предположить, что такая гетерогенность характерна для остатков Сверхновых. Именно в звездах этого типа ядерные процессы протекают наиболее глубоко, и в продуктах взрыва, наблюдаемых в виде туманностей можно ожидать неоднородности изотопного состава химических элементов. По мнению О. Мануэла, современные данные космохимии указывают на то, что остатки Сверхновой и примитивное вещество Солнечной системы — одно и то же. Последовательность событий, ко-

торыми можно объяснить гетерогенность химического и изотопного состава протопланетной туманности, как результат взрыва Сверхновой представлена на рис. 2.

В результате выгорания легких элементов, вращающаяся массивная звезда (см. рис. 2, а) переходит в неустойчивое состояние. В ходе предшествующей ядерной эволюции она приобрела оболочечное строение (см. рис. 1), при котором разные оболочки получили разный состав. Так, внутренняя часть резко обогатилась железом и элементами группы железа, а следующая оболочка — кремнием. Далее следуют оболочки, сложенные преимущественно кислородом, углеродом, и самая верхняя оболочка имеет водородно-гелиевый состав. В этой звезде температура к центру возра-

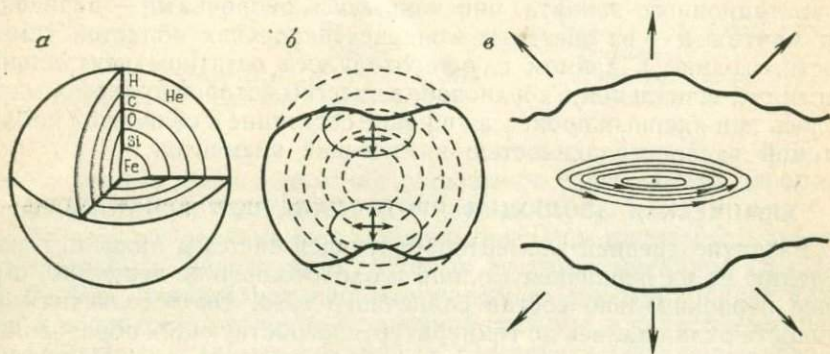


Рис. 2. Схематическое изображение взрыва Сверхновой как предка Солнечной системы (по О. Мануэлу):

а — вращающаяся массивная звезда с зонами разного состава; *б* — гравитационный коллапс со стороны полюсов (сохранение углового момента определяет асимметрию коллапса и рассеивание вещества при взрыве); *в* — взрыв, рассеивающий вещество по радиальным направлениям, приводит к возникновению протопланетного диска, сохраняющего гетерогенность химического и изотопного состава родительской звезды

стает: все легкие элементы в центральных областях выгорают, в то время как тяжелые могут составлять небольшую долю вещества во внешних оболочках. Естественно, что в реальных условиях между оболочками отсутствуют резкие границы, и вся представленная модель носит схематический характер. В отличие от других моделей Сверхновых звезд и их предшественников, данная модель учитывает фактор вращения.

Последующее резкое сжатие звезды — гравитационный коллапс — происходит со стороны полюсов для обеспечения сохранения углового момента. Взрывные ядерные процессы развиваются в определенных областях (см. рис. 2, б). Совершаются многочисленные ядерные реакции, связанные со стремительным прорывом легких атомов из внешних слоев в высокотемпературные глубинные области внутренних частей звезды.

Взрыв приводит к выбросу вещества в плоскости экватора с соответствующим угловым моментом (см. рис. 2, в). Неоднородности химического и изотопного состава в возникшем газовом дис-

ке соответственно наследуют неоднородности вещества, возникшего в процессе образования родоначальной Сверхновой.

Согласно описанной модели, неоднородности химического и изотопного состава первичной туманности должны отражаться в соответствующих неоднородностях различных тел Солнечной системы по мере удаления от Солнца. Так, можно отметить, что материал родоначальных тел углистых хондритов (астероидов) содержит нормальные по изотопному составу He, C, Ne и аномальные по изотопному составу тяжелые элементы, поскольку они образовались из вещества внешних слоев родительской звезды, из которых возникли внешние гигантские планеты. Некоторые железные метеориты и ядра внутренних планет земной группы первоначально формировались из элементов внутренней части звезды. Затем, вследствие гравитационного захвата, они покрылись оболочками — первичными мантиями — из звездных конденсатов других областей туманности. Солнце в данном случае оказалось остатком центральной части родоначальной Сверхновой, вещество которой трансформировалось при ядерных процессах в новое состояние с солнечной наблюдаемой распространенностью химических элементов.

ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТОПЛАНЕТНОЙ ТУМАННОСТИ

Развитие древней элементообразующей системы привело к разделению ее на первичное Солнце и околосолнечное вещество, имевшее первоначально состав солнечного газа. Околосолнечная туманность охлаждалась до температур, способствующих образованию молекул химических соединений и металлических фаз. Первичная туманность подвергалась пространственной дифференциации под влиянием различных факторов; к наиболее существенным из них относятся световая и корпускулярная радиация Солнца. Под давлением лучей яркого первичного Солнца легкие компоненты были отброшены в краевые части туманности. В этих частях газового диска впоследствии возникли внешние крупные планеты, образованные преимущественно газами. Давление солнечных лучей явилось постояннодействующим фактором, и поныне играющим роль в сортировке материала Солнечной системы. Кроме того, различия в составе протопланетного диска обуславливались воздействием быстрых частиц, выбрасываемых первичным Солнцем. По мнению Г. Койпера, наиболее эффективным механизмом удаления газа из внутренних частей Солнечной системы было выбивание легких атомов и молекул в результате ударов солнечных частиц высоких энергий.

Формирование химического состава планет, в том числе и Земли, было связано с процессами конденсации в солнечной туманности и последующей аккумуляции конденсатов в компактные массы. Элементы, составляющие главную массу земного шара, представлены в табл. 3. В таблице указаны конечные конденсаты солнечного газа в виде образований твердой фазы. Все эти конечные конденсаты по существу представляют собой порообразующие минералы Земли и метеоритов. Следовательно, конденсация солнечного газа неиз-

Распределение элементов в газе солнечного состава и его конечные конденсаты

Элемент	Наиболее распространенные газовые соединения	Конечные конденсаты
H	H ₂	H ₂ O
O	H ₂ O, CO	Окислы, силикаты
C	CO, CH ₄ , CO ₂	Графит, карбиды, углеводороды, карбонаты
N	N ₂ , NH ₃	Жидкие до твердых NH ₃ , N ₂ в планетных атмосферах
Si	SiO, SiH ₄ , SiS	Mg-Fe-силикаты
Mg	Mg	То же
S	H ₂ S, S, SiS	FeS
Fe	Fe	Металл, силикаты, окислы
Na	Na, NaOH	Силикаты
Al	Al, (AlO) ₂ , Al ₂ O, AlOH	Силикаты, окислы
Ca	Ca, CaF, CaO, CaCl ₂	Силикаты

бежно должна приводить к возникновению главных породообразующих минералов планет земной группы.

По данным современной космохимии наша планета отличается значительным недостатком тяжелых летучих металлов (Au, Hg, Tl, Bi, Pb), распространенность которых на два-три порядка ниже, чем для среднего вещества Солнечной системы, в качестве которого принимаются углистые хондриты. Следовательно, формирование химического состава Земли было связано с фракционированием химических элементов.

Нетрудно себе представить, что понижение температуры раскаленной газовой системы солнечного состава приводит к последовательной конденсации сначала нелетучих тугоплавких, затем труднолетучих и в самом конце наиболее летучих элементов и их соединений. Этот процесс конденсации горячего газа солнечного состава был количественно изучен, рассчитаны температуры конденсации наиболее распространенных вероятных соединений. Исследования в этом направлении были проведены Э. Андерсом, Дж. Ларимером, Л. Гроссманом и Дж. Льюисом. Экспериментальные исследования по вероятным процессам конденсации солнечного газа были выполнены А. П. Виноградовым.

На основании полученных данных можно построить парагенетическую диаграмму, показывающую последовательность выделения солнечных конденсатов в определенных интервалах температур при различных значениях давления (рис. 3). Представленная диаграмма характеризует последовательность конденсации элементов и их соединений в ходе понижения температуры солнечного газа в интервале давлений от 10⁵ до 10² Па. Зависимость последовательности конденсации от давления в первичной туманности не является столь существенной, как зависимость от температуры. Так, по расчетам Л. Гроссмана, при давлении свыше 1 Па железоникелевые сплавы имеют более высокие температуры конденсации, чем

наиболее распространенные силикаты магния — форстерит и энстатит. Но при более низких давлениях первыми выделяются форстерит и энстатит.

После температуры наиболее существенное влияние на последовательность конденсации различных соединений в охлаждающейся туманности оказывает отношение углерода к кислороду C:O. Температуры конденсации до настоящего времени рассчитывались при принятии солнечного отношения C:O=0,6, которое предполагалось одинаковым во всей солнечной туманности. Однако это от-

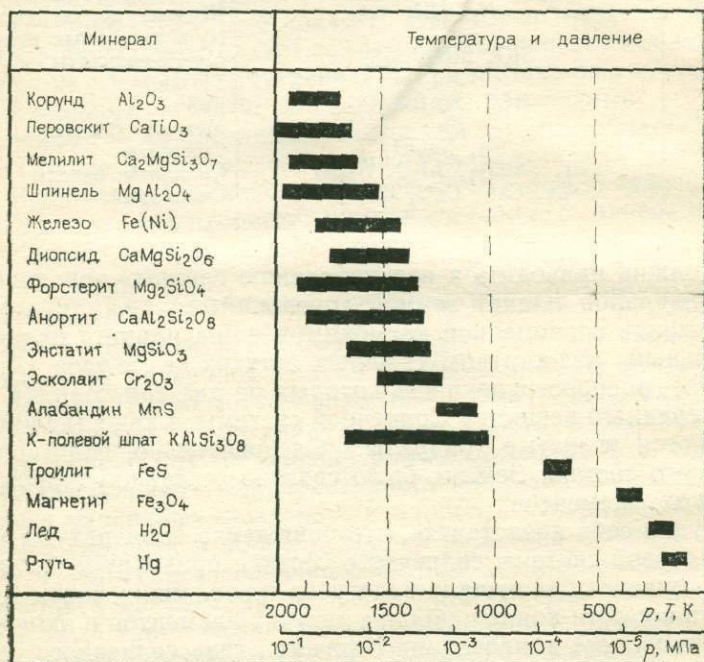


Рис. 3. Температуры конденсации элементов и их соединений при остывании газа солнечного состава. Длина отрезков соответствует изменениям давления в газовой туманности от 10^5 до 10^2 Па

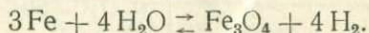
ношение, отражая химическую гетерогенность родоначальной системы, вполне могло различаться в разных частях протопланетной туманности. Небольшое увеличение этого отношения от 0,6 до 1 приводит к существенному изменению последовательности конденсации различных веществ (табл. 4), но конденсационные температуры железа и его сплавов при этом существенно не меняются. При возрастании отношения C:O до 1 изменяется порядок конденсации: вместо тугоплавких окислов первыми появляются высокотемпературные соединения углерода (графит, Fe_3C , SiC , TiC), а затем CaS и TiN , которые действительно наблюдаются в наиболее восстановленных метеоритах типа энстатитовых хондритов и в ряде железных метеоритов.

Влияние отношения С:О на равновесную конденсацию солнечного газа

Окисление С:О=0,6	Температура, К	Восстановление С:О=1,0	Температура, К
Тугоплавкие благородные металлы	1800—1700	Os, W, Zr, Re, Pt	1800—1700
Тугоплавкие окислы Al_2O_3 , $CaTiO_3$, $MgAl_2O_4$, U, Th, TR в твердых растворах	1700—1500	Восстановленные высокотемпературные конденсаты (TiC, SiC, C, Fe_3C , AlN, CaS)	1900—1400
Металлы группы железа (Fe, Ni, Co, Cr, As, P, Si)	—	Должны исчезать при 1300—900 К; при падении температуры возрастает эффект окислительного состояния. Ольдгамит существует при 1400—1050 К	—
Среднетемпературные силикаты $CaMgSi_2O_6$, Mg_2SiO_4 , $CaAl_2Si_2O_8$, $MgSiO_3$	1450—1350	Богатый железом сплав с существенным содержанием Si	1350
Вхождение тугоплавких окислов в силикаты	—	Тугоплавкие окислы растут и исчезают	1200—1100
Последовательное изменение состояния окисления титана $CaTiO_3$ — Ti_3O_5 — TiO_2 — $CaTiSiO_5$	1700—800	Среднетемпературные силикаты	1150—1050
Низкотемпературные силикаты, щелочной полевой шпат, летучие металлы	1000—800	(Na, K) $(AlSi_3O_8)$, Mn, Cu, Ag, Zn, Ge, Sb, F, Cl, Br, I	1000—800
Сульфидизация $1/2$ Fe	700	FeS, Se, Te	700
Окисление $1/4$ Fe	500	FeO входит в состав Mg-силикатов	500
Гидратация Mg-силикатов	400	Глинистые минералы	400

В общем в первичной туманности фракционирование углерода и кислорода вполне могло осуществляться по разным причинам, начиная от химической неоднородности первичной туманности, связанной с ядерным генезисом. Отношение С:О могло измениться в ходе конденсации и аккреции веществ. Твердая фаза углерода (графит и карбиды) вошли в состав зародышей планет, понизив значение отношения С:О в оставшейся туманности, где впоследствии ход химических процессов стал определяться главным образом космохимией кислорода.

Формирование общего химического состава Земли определялось физико-химическими процессами в протопланетной газовой туманности и, естественно, явилось вариантом более общего процесса конденсации и последующего сгущения (аккумуляции, аккреции) конденсированных систем в планеты и астероиды. При снижении температуры газа солнечного состава изменялись равновесия многих химических реакций между компонентами солнечного космического вещества. Одной из важнейших химических реакций в газовой туманности, определившей в значительной мере состав Земли и планет земной группы в целом, была реакция типа:



Г. Юри и В. Латимер, изучившие эту реакцию для вещества солнечного состава, вычислили температуру равновесия, которая оказалась равной 400 К. Ниже этой температуры железо окисляется до магнетита, однако в процессе охлаждения протопланетного вещества при температурах выше 400 К возникали силикаты железа. Согласно расчетам Р. Мюллера (1964 г.), восстановление железа из силикатов вещества солнечного состава должно происходить при температуре свыше 1100 К. Ниже этой температуры могли возникать силикаты железа. Общая последовательность событий в Солнечной системе после окончания ядерного синтеза представлена на рис. 4.

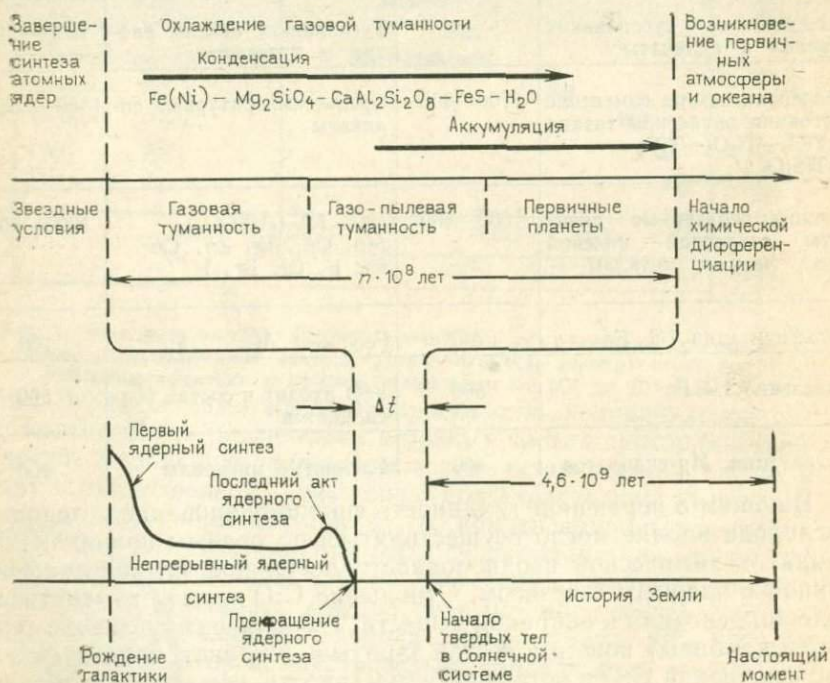


Рис. 4. Последовательность событий, предшествовавших образованию Земли, в истории вещества

СРАВНЕНИЕ СОСТАВА ЗЕМЛИ И ВНУТРЕННИХ ПЛАНЕТ

Ближайшие к Солнцу планеты Солнечной системы образуют особую группу земных планет, имеющих некоторые общие черты состава. Они сложены преимущественно твердыми веществами, химическая природа которых определяет их среднюю плотность, установленную по данным небесной механики. При сравнении составов Земли и родственных ей планет, необходимо учитывать, что планеты в основной своей массе сложены немногими химическими элементами. Ниже приведены данные о средней плотности планет земной группы.

<i>Планеты</i>	<i>Средняя плотность, г/см³</i>	<i>Средняя плотность при нулевом давлении, г/см³</i>
Луна	3,34	3,31
Меркурий	5,42	5,3
Венера	5,25	4,9
Земля	5,25	4,9
Марс	3,94	3,9

Особенно важное значение имеют величины, вычисленные при нулевом давлении. Расхождение плотностей в этом случае отражает различие валового состава планет. По всей вероятности, различия составов планет земной группы определяется разным соотношением силикатного (плотность 3,3 г/см³) и металлического железо-никелевого материала (плотность 7,23 г/см³). На основании изучения всех известных данных в области геохимии и космохимии представляется вероятным, что внутри планет земной группы имеются металлические или сульфид-металлические ядра. Исключение в данном случае представляет Луна, средняя плотность которой при нулевом давлении совпадает со средней плотностью силикатного материала метеоритов.

Если допустить, что внутренние ядра планет составляет металлическая фаза, то нетрудно подсчитать размеры этих ядер. Так, радиус внутреннего ядра Меркурия составляет 0,8 внешнего его радиуса, для Венеры это соотношение равно 0,53, для Земли 0,55 и для Марса 0,4. На рис. 5 дано сравнение состава планет земной группы исходя из того, что этот состав определен сочетанием силикатного, металлического и сульфид-металлического материала.

На рисунке отражена пространственная закономерность изменения состава внутренних планет. Он является функцией гелиоцентрического расстояния, и содержание металлического железа в ближайших к Солнцу планетах выше, чем в более отдаленных. Эта закономерность особенно отчетливо проявляется при сравнении ближайшей к Солнцу планеты — Меркурия — с наиболее удаленной — Марсом. Различие в составе определяется содержанием и распространением наиболее распространенных элементов, из которых главными являются O, Si, Mg, Fe.

Основываясь на изложенной выше теории конденсации вещества из солнечного газа, в установленных ограничениях состава планет, Дж. Морган и Э. Андерс провели оценку полного химического

состава внутренних планет. Модельный состав их был вычислен в предположении, что эти планеты и хондритовые метеориты в период образования подвергались аналогичным космохимическим процессам (табл. 5 и 6).

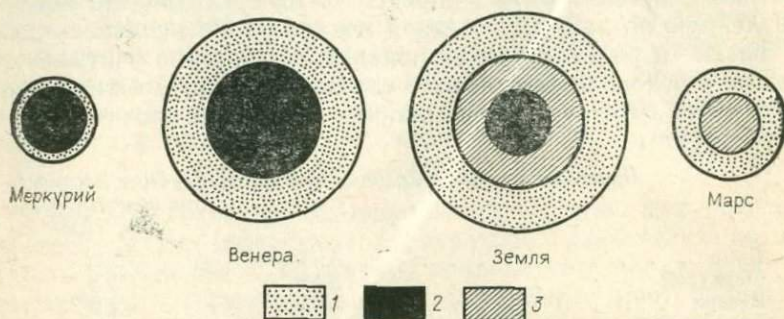


Рис. 5. Строение и химический состав планет земной группы как функция соотношения силикатного (1), металлического (2) и сульфид-металлического (3) материала

Таблица 5
Модельный* химический состав планет земной группы

Элемент	Массовое содержание элементов, %			
	Меркурий	Венера	Земля	Марс
O	14,44	30,90	30,12	34,11
Na	0,02	0,14	0,12	0,06
Mg	6,5	14,54	13,90	14,55
Al	1,08	1,48	1,41	2,73
Sil	7,05	15,82	15,12	15,74
P	0,04	0,19	0,19	0,16
S	0,24	1,62	2,92	0,67
K	0,02	0,015	0,013	0,006
Ca	1,18	1,61	1,54	2,98
Ti	0,06	0,09	0,08	0,16
Cr	0,72	0,41	0,41	0,36
Mn	0,015	0,046	0,075	0,094
Fe	64,47	31,17	32,07	26,72
Co	0,17	0,08	0,08	0,07
Ni	3,66	1,77	1,82	1,52

* Под термином «модельный» понимается состав определенной модели, который носит предполагаемый характер.

Данные, приведенные в табл. 5, следует рассматривать как приближенные. В частности, вызывает сомнение то обстоятельство, что железа в составе Венеры относительно меньше, чем в составе Земли, что в целом представляет собой отклонение от регулярного убывания содержания железа по мере увеличения гелиоцентрического расстояния. С. В. Козловская в 1982 г. рассчитала ряд трех-

Модельный минеральный состав планет

Минералы	Массовое содержание минералов, %			
	Меркурий	Венера	Земля	Марс
<i>Мантия</i>				
	32	62	67,6	81,0
Хромит	3,34	0,88	0,94	0,68
Ильменит	0,42	0,27	0,24	0,44
Жадит	0,61	1,95	1,78	0,72
Са-пироксены	18,97	12,14	11,76	19,52
Геденбергит	0,60	0,86	1,45	4,40
Диопсид	18,37	11,27	10,31	15,12
Бедные Са-пироксены	24,02	39,90	33,32	7,90
Ферросилит	0,76	2,84	4,10	—
Энстатит	23,26	37,06	29,12	—
Оливин	27,43	32,30	37,82	50,71
Фаялит	0,87	2,16	4,67	11,40
Форстерит	26,56	28,14	33,15	39,33
Гранаты	25,21	14,56	14,22	25,84
Альмандин	0,80	1,04	1,75	5,81
Пироп	24,41	13,53	12,47	20,03
<i>Ядро</i>				
	68,0%	32%	32,4%	19,0%
Металлы	99,05	86,10	75,53	90,38
Fe	92,85	79,74	68,86	82,08
Ni	5,38	5,52	5,61	7,99
Co	0,25	0,26	0,26	0,37
P	0,57	0,58	0,59	—
Троилит	0,96	13,90	24,68	9,62
Fe	0,61	8,83	15,68	6,11
S	0,35	5,07	9,00	3,51

слоиных моделей внутреннего строения Венеры, по которым содержание железа в ее составе может находиться в пределах 33—38%. В этом случае сохраняется относительно монотонное убывание содержания железа в планетах земной группы, которое может быть выражено следующими величинами (в %): Меркурий 64,5; Венера ~ 35; Земля 32; Марс 26.

По современным данным астрономии и космохимии планеты являются сферическими химически расслоенными телами, прошедшими стадию глубокой химической дифференциации. Последняя выражается в том, что планеты состоят из отдельных оболочек, концентрически обволакивающих друг друга, причем плотность их возрастает по направлению к центру. Этим они отличаются от родоначальных тел метеоритов — большинства астероидов. Именно большинства, поскольку самые крупные астероиды типа Цереры и Весты имеют форму, близкую к шаровидной, и признаки дифференциации на оболочки. В современном строении Земли и планет земной группы можно выделить четыре главные оболочки: 1) плотное металлическое или сульфид-металлическое ядро; 2) покрывающую

его обширную силикатную или окисно-силикатную мантию; 3) кору пониженной плотности алюмосиликатного состава; 4) легкую оболочку, включающую атмосферу и гидросферу. Последняя оболочка на Меркурии и Луне отсутствует. Алюмосиликатная кора планет вместе с летучими компонентами (атмосферой и гидросферой) представляет собой единую систему, имеющую общее происхождение. Некоторые данные о составе верхних оболочек Земли, Луны, Марса и метеоритов представлены в табл. 7. Они свидетельствуют о близости химического состава и некоторых единых процессах формирования планетарных кор.

Таблица 7

Химический состав верхних оболочек Земли, Луны, Марса и метеоритов

Элемент	Массовое содержание элементов, %			
	Земная кора	Лунная кора	Марсианская кора	Усредненные данные для метеоритов
O	46,5	42,00	50,1±4,3	33,0
Si	27,7	21,0	20,9±2,5	17,0
Al	8,13	4,8	3,0±0,9	1,1
Fe	5,00	13,00	12,7±2,0	28,6
Mg	2,09	4,8	5,0±2,5	13,8
Ca	3,63	6,8	4,0±0,8	1,39
Na	2,83	0,44	< 8,4	0,68
K	2,59	0,17	< 0,25	0,10
Ni	0,01	0,02	—	1,68
S	0,026	0,17	—	2,12

Глава 2

РАННИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ И СОСТАВЕ ЗЕМЛИ

Данные геофизики и геохимии о строении и составе Земли отражают ее современное состояние, но первичная Земля могла иметь иное строение. Несомненно, что строение и состав Земли, особенно ранней, связаны со способом ее образования. В то же время теория происхождения нашей планеты должна быть основана на максимально точном знании ее состава и строения. Таким образом, в проблеме образования Земли мы попадаем в замкнутый круг и встречаем значительные трудности.

Верхняя твердая оболочка Земли — алюмосиликатная кора — со всеми особенностями планетарного рельефа, состава и строения наиболее доступна для познания. Она возникла в ходе длительного развития под влиянием различных геологических процессов, поэтому в верхних горизонтах Земли отсутствует информация о первых периодах ее существования. Между временем завершения образования Земли и возрастом древнейших известных горных пород име-

ется огромный хронологический пробел, не зафиксированный каменной геологической летописью.

Тем не менее в настоящее время мы можем выбрать те данные, которые отражают если не первые события периода образования нашей планеты, то, во всяком случае, явления и признаки, как-то связанные со способом ее образования. Сам механизм формирования Земли, который скрыт от нас, несомненно, predetermined способ ее химической дифференциации со всеми вытекающими последствиями.

Мы можем поставить принципиальный вопрос — сохранились ли в веществе Земли те признаки и свойства, которые были характерны для первых дней ее существования?

Поскольку горные породы и минералы земной коры отпадают как образования вторичные, мы должны искать другие признаки. К ним можно отнести характер распространенности химических элементов в мантии и продуктах ее выплавления. При этом можно допустить, что верхние горизонты Земли являются продуктами поздних геологических событий, в то время как ее глубинные части отражают события более ранние, непосредственно связанные с процессом образования Земли.

Дж. Морганом, Р. Ганапати и Р. Хигуши в 1976 г. были получены данные о распространенности некоторых летучих и сидерофильных элементов в древних анортозитовых породах района Фискенесей (Западная Гренландия), а также в лунных и метеоритных аналогах этих пород. Оказалось, что восемь относительно летучих элементов Ag, Cd, Sb, Br, Bi, Zn, Tl, Ge сохраняют свои космические пропорции в древних анортозитовых породах Гренландии. Можно считать маловероятным, что фракционирование при магматической деятельности и метаморфизме могло обусловить такую близость с главными чертами космического распространения. Если однородные С1-подобные распространенности этих элементов не связаны с земными геохимическими условиями формирования, что в высшей степени маловероятно, то они определенно указывают, что хондритоподобный С1 компонент завершил аккумуляцию планеты. Он никогда не находился в равновесии с металлическим или сульфид-металлическим материалом, который впоследствии сформировал ядро Земли. Данные по распространению сидерофильных элементов в анортозитах также указывают, что на последних стадиях рождения Земли к ней добавился примитивный хондритоподобный С1 материал. Древние анортозиты являются продуктами выплавления первичной верхней мантии, обогащенной компонентом хондритов С1.

Шен Су-сун в 1982 г. произвел расчет состава первичной земной мантии путем критического отбора данных, полученных по ультраосновным породам мантии и вычисленной модели частичного плавления для основных и ультраосновных пород разного возраста. Установлена элементарная распространенность, которая нормализована по отношению к Mg и сопоставлена с аналогичной распространенностью для материала хондритов С1. На этом основании по-

строен график зависимости распространенности элементов от температуры конденсации солнечной туманности при давлении 10 Па (рис. 6). На рисунке можно проследить тенденции поведения умеренно летучих литофильных и некоторых сидерофильных элементов при температуре конденсации свыше 700 К. Эти тенденции едва ли могут быть случайными: они в общем отражают последовательность конденсации элементов и их соединений из газа солнечного

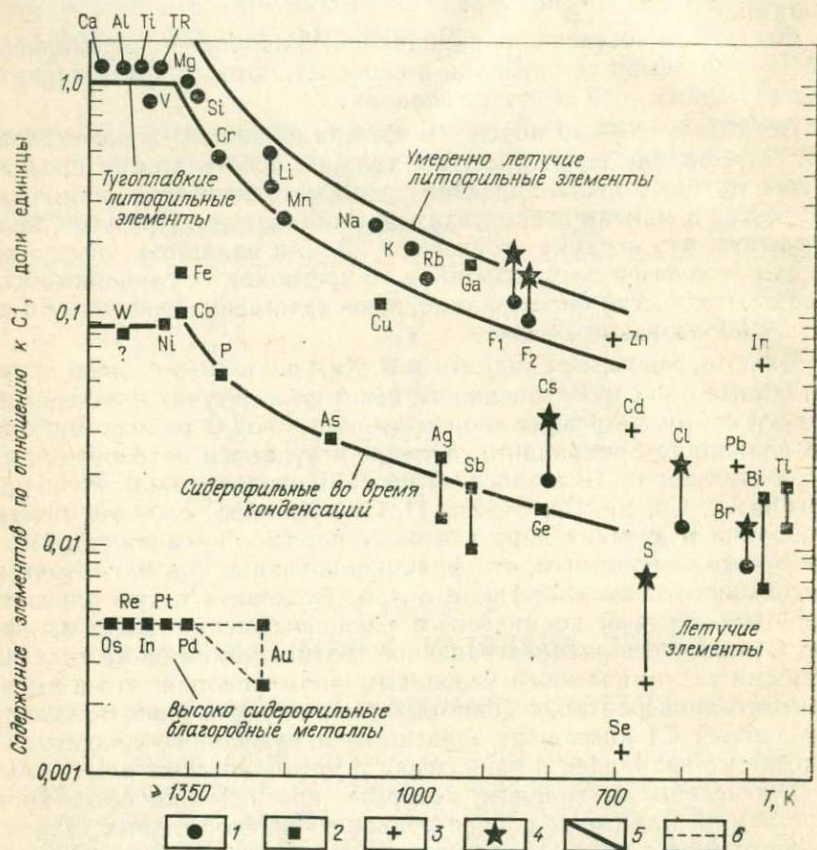


Рис. 6. Графики зависимости распространенности элементов в земной мантии от температуры конденсации Солнечной туманности:

1 — литофилы; 2 — сидерофилы; 3 — халькофилы; 4 — верхние пределы содержания элементов; 5 — графики распространенности элементов; 6 — то же, сидерофилов

состава в порядке, обратном их летучести. Если для благородных металлов платиновой группы остается какое-то выдержанное резко уменьшенное значение, то для литофильных элементов (Al, Ca, TR, Ti, Mg, Cs, Cr, Mn, Na, K, Rb, F и др.) наблюдается отчетливая тенденция уменьшения распространенности по мере падения температуры их конденсации и увеличения летучести. Во всяком случае, в

вычисленном составе мантии в данном варианте отражены следы космических событий.

Дополнительные сведения о составе верхней мантии Земли мы получаем по данным геохимии изотопов. Так, изотопный состав некоторых химических элементов в вулканических породах, магма которых образовалась на разных глубинных горизонтах мантии, указывает на вероятный состав источника. Для исследования ранних процессов дифференциации мантии мы можем использовать изотопные пары $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ и $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$, поскольку эти элементы ведут себя в обстановке выплавления материала мантии по-разному. В этом ряду летучесть возрастает в такой последовательности: $\text{U}, \text{Sr} < \text{Rb} < \text{Pb}$. Очевидно, что в паре $\text{U} - \text{Pb}$ мы встречаем тугоплавкий родоначальный элемент и летучий дочерний. Для пары $\text{Rb} - \text{Sr}$ имеет место обратное соотношение. Если верхние горизонты первичной мантии оказались сложенными материалом, близким к углистым хондритам, то она должна быть относительно обогащена Pb и Rb и обеднена U и Sr . Поэтому в вулканических породах, возникших из разных глубин мантии, должна наблюдаться антикорреляция между величинами изотопных отношений $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$. На возможность такой антикорреляции впервые указал Р. Хатчисон в 1976 г. Подобная антикорреляция была обнаружена в вулканических породах Канарских о-вов, о-вов Вознесения и базальтах о. Св. Елены. Для молодых лав Исландии разных этапов извержения изотопные отношения обнаружили антикорреляцию, возрастающую во времени. Так, увеличение отношения $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Pb}$ сопровождается уменьшением отношения $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$. Такое положение может возникнуть в результате того, что лавы поступают из прогрессивно углубляющегося источника, в котором содержание Sr -компонента медленно уменьшается с глубиной. Таким образом, отношения $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах как продуктах выплавления мантийного материала определенно указывают на гетерогенность мантии, что является отражением ее гетерогенной аккумуляции в период образования планеты. Другие отношения стабильных изотопов в породах мантийного происхождения также указывают на то, что в мантии сохраняются участки с разным соотношением изотопов. Это обстоятельство было бы невозможным при общем плавлении одновременно всей мантии.

Очень интересные данные о неоднородном составе мантии дают изотопные соотношения инертных газов. Такие изотопы ксенона, как ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe , ^{136}Xe являются продуктами спонтанного осколочного деления ^{238}U и ^{244}Pu . Изотоп ^{129}Xe является продуктом распада ^{129}I , к настоящему времени вымершего. Эти изотопы накладываются на первичный изотопный состав ксенона ранних стадий образования Земли. Геохимия изотопов ксенона в связи с дегазацией мантии обстоятельно описана Ю. А. Шуколюковым [6]. Мы лишь отметим, что подземные газы в ряде районов земного шара обнаружили значительный избыток изотопа ^{129}Xe и, в частности, повышенное отношение изотопов $^{129}\text{Xe} : ^{130}\text{Xe}$. Поскольку избыток ^{129}Xe наиболее вероятно мог быть связан с распадом вымер-

шего в ранние этапы существования Земли ^{129}I , из полученных данных следует, что в отдельных участках мантии сохранились области, изолированные в отношении $^{129}\text{Xe} : ^{130}\text{Xe}$ от этих этапов, когда ^{129}I еще существовал.

Таким образом, все данные региональной геохимии магматических горных пород, геохимии изотопов и космохимии метеоритов указывают на гетерогенность мантии, как чрезвычайно древний признак ее существования, оставшийся от периода образования Земли.

Основные сведения о строении Земли получены по данным геофизики. Оставляя в стороне детали этого строения, отметим, что Земля представлена оболочками различной плотности, концентрически обволакивающими друг друга. Она состоит из тонкой коры, мощной мантии и ядра. Основная проблема изучения строения и состава Земли связана с ответом на вопрос: чем вызвано увеличение плотности оболочек по направлению к центру Земли? Очевидно, что кора и мантия планеты имеют разный минеральный и химический состав: кора может быть представлена как алюмосиликатная оболочка, а мантия — обширная зона преимущественно магнетиальных силикатов и, вероятно, окислов с разными полиморфными модификациями.

В пределах верхней мантии была обнаружена зона пониженных скоростей сейсмических волн, названная Дж. Барделом астеносферой. Детальные сейсмические исследования показали, что она существует не повсеместно. В большинстве случаев максимальная мощность ее приурочена к областям кайнозойского, реже более раннего, фанерозойского магматизма. Под платформами и древними щитами астеносфера отсутствует или ее тонкий слой глубоко погружен. Можно полагать, что магматические очаги мантии приурочены к астеносфере, которая представляет собой слой периодического возникновения жидкой фазы, вкрапленной в твердый материал.

Ядро Земли состоит из внешнего жидкого и внутреннего твердого (субъядра), которое начинается с глубины 5000 км. Граница между ядром и мантией находится на глубине 2900 км и выражена очень резко. Представление о чисто железо-никелевом составе ядра в настоящее время не может быть принято, поскольку средняя плотность ядра примерно на 10 % ниже, чем чисто металлического при данных термодинамических условиях. Отсюда следует, что в составе ядра, преимущественно внешнего, присутствуют некоторые легкие элементы, снижающие его плотность.

А. Рингвуд допускал, что ядро Земли содержит в качестве легкого элемента кремний. Это предположение основывалось на том, что элементарный кремний в количестве нескольких процентов встречается в металлической фазе некоторых энстатитовых хондритов. О. Г. Сорохтин в 1971 г. высказал идею о том, что в составе земного ядра в качестве легкого элемента может быть кислород в форме соединения Fe_2O , однако наиболее вероятным легким элементом является сера. Предположение о наличии серы в

ядре вытекало из сравнения ее распространения в первичном веществе типа хондритовых метеоритов и мантии Земли. Так, сопоставление элементарных атомных соотношений некоторых легких элементов (по отношению к 10^6 атомам кремния) в сумме для вещества коры и мантии и в хондритах показывает заметные контрасты (табл. 8).

Таблица 8

Характер распространенности летучих элементов на Земле

Элементы	Содержание элементов в земной коре и мантии	Коэффициенты содержания	
		I	II
S	605	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
C	1590	$2,0 \cdot 10^{-3}$	0,15
N	230	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,29
H (в виде H_2O)	$1,2 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	1,3
F ₁	1240	0,34	1,13
Cl	250	0,13	6,5
Br	4	0,19	9,5
I	0,31	0,22	5,5
^{20}Ne	$2,7 \cdot 10^{-4}$	0,12	4,3
^{36}Ar	$5,5 \cdot 10^{-4}$	0,09	2,3
^{84}Kr	$1,1 \cdot 10^{-5}$	0,10	4,6
^{132}Xe	$3,9 \cdot 10^{-7}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	0,15

Примечание. 1. Содержания даны в атомах по отношению к 10^6 атомам Si. 2. Коэффициент I равен отношению содержания элемента в коре и мантии к его содержанию в углистых хондритах; коэффициент II — отношению содержания элемента в коре и мантии к содержанию в обычных хондритах.

Данные, приведенные в табл. 8, отражают резкий недостаток серы в коре и мантии: ее почти на три порядка меньше, чем в среднем материале Солнечной системы, в качестве которого принимаются хондриты. Содержание серы в первичной мантии составляет от 0,007 до 0,002 ее количества в материале CI-хондритов (см. рис. 6).

В процессе разделения на фракции элементов Солнечной системы, зафиксированной в метеоритах, не отмечается аномального поведения серы. Так, в условиях формирования твердых тел в солнечной туманности значительного фракционирования серы по сравнению с другими летучими веществами не происходило. При охлаждении солнечного газа сера химически связывается с железом и перестает быть летучим элементом.

Из сопоставления изложенных выше космохимических данных нетрудно заключить, что резкий недостаток серы в мантии Земли может компенсироваться ее избыточным содержанием в ядре. Следует при этом отметить, что при прочих равных условиях температура плавления Fe—FeS значительно ниже, чем никелистого железа или силикатного материала мантии. Так, при давлении 60 ГПа температура плавления эвтектики Fe—FeS равна 1260 К, в то время как для чистого железа она составляет 1880 К, а для пиролита мантии 1580 К. Поэтому при повышении

температуры первичной квазиоднородной Земли железный расплав, обогащенный серой, формировался первым и ввиду своей низкой вязкости и высокой плотности легко стекал в центральные области планеты, образуя железо-сернистое ядро. Гипотеза о присутствии значительных количеств серы в земном ядре не про-

Таблица 9

Средний химический состав Земли

Элементы	Массовое содержание элементов, %				
	по А. Ферсману (1932 г.)	по В. Рама- Мурти и Р. Холлу (1970 г.)	по Р. Ганapati и Э. Андерсу (1974 г.)	по Дж. Смигу (1979 г.)	по Дж. Моргану, Э. Андерсу (1980 г.)
O	28,56	30,75	28,5	31,3	30,12
Na	0,52	0,30	0,158	0,085	0,12
Mg	11,03	15,70	13,21	13,7	13,90
Al	1,22	1,29	1,77	1,83	1,41
Si	14,47	14,73	14,34	15,1	15,12
P	0,12	—	0,215	0,18	0,19
S	1,44	4,65	1,84	2,91	2,92
K	0,15	—	0,017	0,013	0,023
Ca	1,38	1,54	1,93	2,28	1,54
Ti	—	—	0,10	0,093	0,08
Cr	0,26	—	0,478	0,416	0,41
Mn	0,18	—	0,059	0,047	0,075
Fe	37,04	29,30	35,87	31,7	32,07
Ni	2,96	1,65	2,04	1,72	1,82

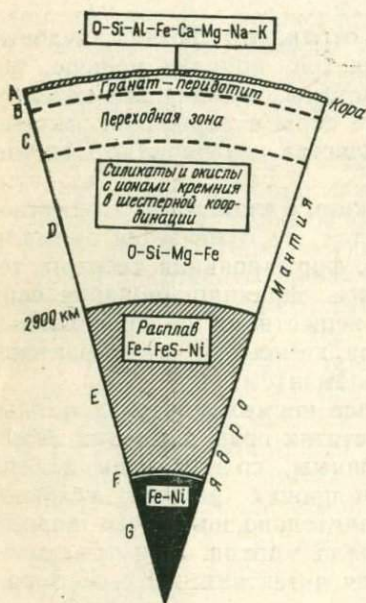


Рис. 7. Строение Земли

тиворечит всем известным геохимическим и космохимическим данным.

В. Рама-Мурти и Р. Холл, которые в 1970 г. наиболее убедительно аргументировали идею о присутствии серы в земном ядре, допустили, что соотношение масс ядра и мантии составляет 31:69, что ядро содержит 15% серы. Согласно рассчитанной модели, состав Земли может быть представлен как смесь (в %) углистых хондритов (40), обычных хондритов (50) и железных метеоритов (10). В настоящее время эти соотношения едва ли могут быть приняты безоговорочно: столь высокое содержание материала углистых хондритов привело бы к аномально высокому содержанию летучих на Земле. Современные оценки валового элементарного состава Земли на основе геохимических и космохимических данных представ-

лены в табл. 9. Разрез строения Земли для модели с железисто-сернистым внешним ядром представлен на рис. 7.

Природа и состав субъядра Земли остаются наиболее загадочными. По мнению К. Буллена, оно имеет железо-никелевый состав, но находится в твердом состоянии. Исходя из данных геохимии и космохимии, при оценке химического состава Земли и планет земной группы мы в первую очередь должны учитывать O, Si, Mg, Fe, повышенное распространение которых в космосе коррелируется с ядерными свойствами их ведущих изотопов. В группу менее распространенных элементов входят Ni, S, Ca. Остальные элементы периодической системы Менделеева в глобальных масштабах по общему распространению имеют второстепенное значение.

ФАКТОРЫ РАННЕГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В настоящее время получены данные, которые противоречат принципу униформизма, т.е. признанию того, что интенсивность геологических процессов была постоянной в течение истории Земли. В ранней истории Земли могли происходить процессы, проявившиеся в последующие эпохи в слабой степени или вовсе исчезнувшие. К таким процессам можно отнести радиоактивность вымерших изотопов и метеоритно-астероидную бомбардировку, определившую главные особенности рельефа таких планет, как Меркурий, Луна и Марс, где в связи с отсутствием или чрезвычайно слабой интенсивностью процессов экзогенной денудации хорошо сохранились следы процессов далекого прошлого. Если угасшая радиоактивность относится к эндогенным факторам развития, то метеоритно-астероидная бомбардировка — к экзогенным.

Кроме того, все факторы, действующие в пределах нашей планеты, можно разделить на космические и собственно геологические (теллурические). Они тесным образом взаимодействуют в течение развития Земли. К космическим факторам относятся солнечная радиация, радиоактивность, космические лучи и метеоритные импакты.

Роль солнечной радиации достаточно очевидна и общеизвестна. Солнечная энергия приводит в действие все экзогенные геологические процессы, включая деятельность живых организмов. Солнечная активность оставалась примерно постоянной в течение всей известной геологической истории.

Радиоактивность мы относим к космическим явлениям. Это следует из того, что скорость вылета частиц при радиоактивном распаде атомов значительно превышает скорость удаления тел за пределы гравитационного поля Земли. К тому же само явление радиоактивности есть прямое отражение некогда мощных космических процессов ядерного синтеза кануна образования Солнечной системы. Радиоактивность относится к важнейшим свойствам вещества Земли, определяющим ее термическую историю в течение всего геологического времени.

В прошлом радиоактивность Земли была значительно выше, чем сейчас. Это вполне естественно вытекает из сущности радиоактивного распада, когда любое количество радиоактивных изотопов убывает в течение времени по экспоненциальному закону. По скорости распада изотопов ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K рассчитывалось их содержание в прошлом для ряда радиоактивных моделей Земли. На заре развития Земли $4,5 \cdot 10^9$ лет тому назад ^{238}U было в два раза больше, чем сейчас, и он соответственно выделял энергии в два раза больше.

В течение геологического времени менялось значение различных генераторов радиогенного тепла. Если в современную эпоху главными генераторами являются ^{238}U и ^{232}Th , то 4 млрд. лет назад основными были ^{235}U и ^{40}K . Ведущая роль ^{40}K приходится на интервал времени 3,3—4,5 млрд. лет назад. В связи с тем что калий является главным компонентом кислых магматических пород, напрашивается вопрос: не связано ли рождение первичной гранитной магмы с повышенной радиоактивностью калия на ранних этапах развития Земли? Глубинное скопление калия в первичной мантии могло вызвать частичное плавление в определенных участках; возникший расплав должен быть обогащен калием.

Однако радиоактивность на ранних этапах развития Земли определялась не только повышенным содержанием изотопов урана, калия и тория. В настоящее время мы располагаем данными о существовании в ранней истории Солнечной системы относительно недолговечных радиоактивных изотопов с периодами полураспада 10^6 — 10^8 лет (табл. 10). Большинство перечисленных в табл. 10 изотопов несомненно присутствовало в телах, из которых образовались различные метеориты, что подтвердилось открытием целого ряда изотопных аномалий.

В целом данные изотопной космохимии не оставляют сомнений в том, что действительно на ранних стадиях существования в со-

Таблица 10

Вымершие радиоактивные изотопы [4]

Изотопы	Период полураспада, 10^4 лет	Тип распада	Продукт распада
^{10}Be	2,5	β	^{10}B
^{26}Al	0,74	β	^{26}Mg
^{92}Nb	33	e-захват	^{92}Zr
^{107}Rb	7,0	β	^{107}Ag
^{129}I	17	β	^{129}Xe
^{146}Sm	50	α	^{142}Nd
^{205}Pb	50	e-захват	^{205}Tl
^{236}U	24	α	^{232}Th
^{237}Np	2,0	α	^{209}Bi
^{244}Pu	82	α и осколочное деление	^{232}Th
^{247}Cm	16	То же	} $^{131-136}\text{Xe}$
$Z = 112 \div 116$	$n \cdot 10$	»	

став тел Солнечной системы входил ряд вымерших радиоактивных изотопов, включая изотопы трансурановых элементов. Возможно, что он не ограничивался изотопами, перечисленными в табл. 10, а их было значительно больше. Эти выводы, основанные преимущественно на данных изучения метеоритного и лунного материала, могут быть перенесены на нашу планету. Это естественно, поскольку ядерная эволюция всего вещества Солнечной системы была единой. Однако для полной уверенности в присутствии вымерших изотопов в составе ранней Земли необходимы прямые данные.

Р. Курода в 1960 г. отметил, что относительно повышенное содержание тяжелых изотопов в составе атмосферного ксенона может свидетельствовать о происхождении части его от осколочного деления вымершего ^{244}Pu . В дальнейшем было установлено, что ксенон подземных источников в большей мере обогащен тяжелыми изотопами, а также содержит избыток ^{129}Xe . Таким образом, ксенон земных источников явно указывает на то, что в глубинных частях Земли могли существовать делящиеся нуклиды типа ^{244}Pu , ^{247}Cm , а также радиоактивный ^{129}I .

Что касается существования в составе ранней Земли вымерших к настоящему времени сверхтяжелых элементов $Z=112\div 114$, то оно было весьма вероятным [20], но достоверных данных об этом пока нет. Поиски следов их бывшего существования представляют большой интерес для восстановления истории вещества Солнечной системы до периода формирования твердых фаз. О роли сверхтяжелых транскюриевых изотопов в тепловой истории ранней Земли нам пока ничего не известно. Одна из первых попыток использовать распад вымерших сверхтяжелых изотопов для объяснения ранней эволюции Земли была предпринята К. Д. Толстовым в 1978 г. Он допустил существование в прошлом сверхтяжелого элемента в пределах значений $A\sim 300$ и с магическими величинами $Z=114\div 126$ и $N=184$, который мог вызвать существенный нагрев ранней Земли и планет в первые 500 млн. лет их существования. Процесс интенсивного нагрева и последующего охлаждения следовал за образованием планет и родоначальных метеоритных тел. Удельное выделение радиогенного тепла от распада вымерших радиоактивных изотопов на один-два порядка выше, чем ^{238}U .

Отсюда следует неизбежный вывод о том, что присутствие быстровымирающих радиоактивных изотопов ^{244}Pu , ^{247}Cm , ^{129}I , $Z=114\div 126$ на ранних стадиях существования Земли могло существенно ускорить процесс дифференциации ее материала в общепланетарном масштабе ввиду интенсивного нагрева.

Воздействие космических лучей, состоящих из частиц сверхвысоких энергий, вызывает существенные преобразования атомных ядер. Однако на Земле в связи с очень малой плотностью этих лучей такие процессы в эволюции вещества имеют третье-степенное значение.

Следы от метеоритных ударов, отчетливо выраженные на

поверхности Луны, Меркурия, Марса и его спутников, а также спутников гигантских планет, являются очень древними образованиями. Статистическая обработка данных о распределении ударных кратеров на поверхности Луны и Марса показывает, что наиболее интенсивное кратерообразование происходило в начальные периоды их развития 4,5—3,5 млрд. лет назад. Заметное ослабление ударного кратерообразования приходится на 3,5—3,0 млрд. лет назад. На Земле следы древнего ударного кратерообразования существенно стертые. Мы не знаем первоначальной мощности атмосферы Земли, а она могла несколько смягчить метеоритные удары, чего нет на практически лишенных атмосферы Меркурии и Луне. Но совершенно очевидно, что мощность первичной атмосферы была недостаточной для того, чтобы защитить земную поверхность от сильных метеоритных ударов.

Начальный период развития планет может быть назван метеоритно-вулканическим. Он характеризовался тем, что наряду с усиленной вулканической деятельностью происходило интенсивное ударное метеоритное кратерообразование, поэтому с достаточной уверенностью можно утверждать, что ранний этап развития Земли (4,5—3,8 млрд. лет назад) характеризовался метеоритно-вулканическим режимом и значительно отличался от всего остального, геологически известного периода развития Земли.

В целом наша планета сформировалась в результате аккумуляции твердых конденсатов солнечного вещества. Последние стадии этой аккумуляции отличались осаждением самых поздних конденсатов — веществ типа углистых хондритов. Ударное кратерообразование следует рассматривать как позднейшую стадию достройки планеты.

ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современная земная кора сформировалась в процессе длительного геологического развития нашей планеты, и первозданные ее образования оказались кардинально переработанными. Большая часть древнейших горных пород обнаружена преимущественно в разрезах древних докембрийских щитов. В подавляющем большинстве случаев эти древнейшие участки представлены высокометаморфизованными разностями горных пород.

Горные породы с возрастом свыше 3,4 млрд. лет встречаются почти во всех докембрийских щитах. В пределах Канадского щита древнейшими являются области Геброн на п-ове Лабрадор (3600±70 млн. лет) и Мортон в Миннесоте (США) (около 3,5 млрд. лет); на Балтийском щите — гнейсы района Викан и Северной Норвегии и бассейна р. Вороньей на Кольском п-ве. На Украинском щите древнейшим оказался комплекс пород Конкско-Белозерской аномалии в Приднепровье. В Южной Африке находится относительно слабо метаморфизованная свита онвервахт (3,4 млрд. лет). В Западной Австралии древнейшими являются комплексы блока Пилбара. Сравнительно недавно группа австралийских геохимиков во главе с В. Компстоном изучала возраст

детритовых цирконов из обнажений г. Наррайер в 200 км к западу от г. Микатарры (Австралия). По данным свинцово-изотопного метода возраст цирконов оказался 4,1—4,2 млрд. лет, что позволяет отнести их к числу древнейших минеральных образований. Однако образцы представляют собой кристаллические детритовые цирконы, которые включены в архейские песчаники, отложившиеся 2,8 млрд. лет назад.

Что касается массивных горных пород, то наиболее древними (3,8—3,9 млрд. лет) являются породы комплекса Годтабид в Западной Гренландии.

Горные породы этого возраста представлены гранитами, гнейсами и некоторыми переработанными вулканогенно-осадочными породами. Для древнейших блоков земной коры характерны два типа образований, имеющие вполне определенные геологические и геохимические черты: 1) формации с преобладанием гнейсов и мигматитов высоких ступеней метаморфизма (серые гнейсы); 2) формации гранито-зеленокаменных поясов.

В пределах высокометаморфизованных гнейсовых поясов развиты кварц-полевошпатовые тонкополосчатые гнейсы, близкие по составу к тоналиту — гранодиориту с линзами основных пород, представленных метаморфизованными вулканитами основного состава с полосчатыми железистыми породами. Наиболее изучены гнейсы Амйтсок (Гренландия), Уйвак и Геброн (Лабрадор).

Данные о химическом составе древнейших гнейсов представлены в табл. 11. Гнейсы характеризуются низкими значениями отношений $K:Na$ и $Ba:Sr$, легким составом редкоземельных элементов, низким первичным отношением изотопов стронция, облегченным изотопным составом кислорода, изотопным составом свинца с разным содержанием радиогенных компонентов. Гнейсы Амйтсок по величинам отношения $Fe:Mg$ близки к толентовым породам. Кроме того, они отличаются по содержанию редких элементов, обеднены ураном и торием ($K:U \sim 10^5$ при $Th:U \sim 2$), что определило низкое содержание радиогенного свинца в породах.

Одним из древнейших разрезов докембрия, который к тому же оказался представленным слабометаморфизованными породами, обнаружен в Южной Африке и представлен серией Свазиленд. Разрез Свазиленда подразделяется на три свиты: Онвервахт (самая древняя), Фиг-Три и Модис. Эта группа залегает в виде синклиальной структуры в гранитных массивах. Возраст наиболее древних гранитов, секущих ее, составляет около 3 млрд. лет. Однако непосредственные геохронологические данные свидетельствуют о том, что возраст свиты Онвервахт примерно 3,4 млрд. лет.

Свита Онвервахт состоит из основных и кислых лав, полосчатых железистых кварцитов, филлитов и серпентинизированных ультраосновных пород. Мощность ее не менее 20 тыс. м. Свита Фиг-Три состоит преимущественно из граувакк и сланцев, туфы

Химический состав древнейших гнейсов [21]

Оксиды	Содержание оксидов, %						Лейкократовые гнейсы
	Мортон	Амитсок	Уйвак	Облонский массив			
				I	II	III	
SiO ₂	71,00	64,55	68,60	68,30	68,55	74,85	73,85
Al ₂ O ₃	14,90	15,18	15,90	16,40	16,10	13,95	14,85
TiO ₂	0,26	0,31	0,40	0,32	0,43	0,07	0,24
Fe ₂ O ₃	0,67	2,51	2,53	1,55	1,09	0,50	1,11
FeO	2,02	—	—	1,29	1,76	—	0,57
MnO	0,03	0,04	0,04	—	—	—	0,02
MgO	0,72	0,81	0,94	0,69	1,06	0,10	0,47
CaO	2,30	2,80	2,60	2,81	3,94	1,50	1,95
Na ₂ O	4,45	4,50	5,28	5,54	4,71	3,62	3,10
K ₂ O	3,02	2,47	2,47	2,36	1,38	4,70	4,28

Примечание. Для гнейсов областей Амитсок, Уйвак и лейкократовых все железо определено в форме Fe₂O₃.

ее верхних горизонтов имеют подчиненное значение. В нижних частях развиты полосчатые железистые кварциты — джеспилиты. На свите Фиг-Три с несогласием залегает свита Модис, сложенная в основании базальными конгломератами, валуны которых состоят из кварцитов, гранофилов и полосчатых железистых пород. В верхних частях свита представлена сланцами и кварцитами. В слабометаморфизованных сланцах свит Фиг-Три и Онвервахт найдены древние следы жизни. В халцедоновых сланцах свиты Фиг-Три обнаружены видимые очертания бактерий и синезеленых водорослей. В обеих свитах тонкий химический анализ обнаружил присутствие сложных органических соединений — жирных кислот, алифатических углеводородов, пристана и фитана, которые являются продуктами фотосинтеза и широко распространены в каменных углях палеозоя.

Наиболее тщательно были изучены органические остатки свиты Онвервахт. Было установлено, что она является продуктом нормального седиментационного процесса в морском бассейне, и ее материал принципиально не отличается от отложений осадочных горных пород других геологических эпох. Для выяснения некоторых тонких особенностей седиментации материала свиты Онвервахт выполнены измерения изотопного состава кислорода. Полученные результаты наряду с другими опубликованными данными об изотопном составе кислорода кремнистых сланцев подтверждают наличие изменений, выражающихся в постепенном обогащении кремнистых сланцев тяжелым изотопом ¹⁸O при уменьшении возраста пород. Была высказана гипотеза, что это изменение связано с понижением температуры атмосферного воздуха от 70°C до примерно ее современного значения. По мнению Л. Кнаута и С. Эпштейна, этот вывод подтверждается геологиче-

скими, геохимическими и палеонтологическими данными. Он представляется весьма интересным, но все же требует дополнительного подтверждения и обоснования.

Изучение древнего разреза свиты Онвервахт показывает, что никаких иных, по сравнению с ранее известными, геологических факторов мы здесь не встречаем. Земля к этому времени уже прошла длительный путь геологического развития.

Значительно более ранним является разрез группы Годтабид в Западной Гренландии. Годтабиды представляют собой комплекс, сложенный суперкрустальными и изверженными горными породами. В разрезе обнаружены самые древние в истории Земли полосчатые железистые кварциты, которые отражают характер седиментации в чрезвычайно далекие времена. Возраст этих кварцитов превышает 3800 млн. лет.

Н. М. Страхов в 1963 г. выделил четыре этапа литогенеза в истории Земли: 1) первичный, или азойский; 2) археозойский; 3) протерозой-рифейский; 4) фанерозойский. Следы трех последних этапов в той или иной степени обнаруживаются в древних разрезах. По своему фациальному облику, минеральному и химическому составу древние известные джеспилиты относятся к окисным фациям железорудных формаций. Разрез свиты Онвервахт и всей серии Свазиленд свидетельствует о том, что во время их седиментации условия соответствовали тому этапу литогенеза, который ближе всего к обстановке двухстадийного доломито-джеспилитового осадкообразования. Таким образом, древнейшие выявленные участки земной коры не дают нам никаких указаний на то, что древнейшая седиментация отличалась от последующей докембрийской.

На основании изучения разреза Исуа (Западная Гренландия) Р. О'Нионс и Р. Панкурст считают, что древними являются плутонические гнейсы различного состава — от тоналитового до гранитного, причем в них независимо от состава имеются включения метавулканических и осадочных пород в ассоциации с зеленокаменными поясами. Последние, вероятно, представляли или представляют ту кору, в пространство которой были интродуцированы изверженные горные породы [44].

Некоторые данные о геохимии редких элементов в этих весьма древних горных породах дают возможность восстановить механизм формирования ранней земной коры и выявить ограничения относительно химической эволюции мантии. Измерения изотопного состава стронция показали, что силикатные члены ранних гнейсов и зеленокаменных поясов не возникли из более древних коровых дифференциатов 3,8—2,8 млрд. лет назад. Тем не менее такие геохимические данные, как отношение $K:Rb$ и $Sr:Ba$ и распространенность редкоземельных элементов, не согласуются с образованием древних плутонических тел как непосредственных дериватов верхней мантии Земли. Отсюда можно заключить, что все рассмотренные породы древнейших участков земной коры возникли в результате сложных процессов.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОНАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Оболочки Земли по времени их образования можно подразделить на первичные и вторичные. Достаточно веские геологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что верхние оболочки Земли (атмосфера, гидросфера и алюмосиликатная кора) являются вторичными. Они возникли и эволюционировали в течение всей геологической истории в результате вековой дифференциации некоего первичного материала. Хотя эти оболочки имеют вторичный характер, но их образование началось на ранних этапах развития Земли и к настоящему времени их состав радикально изменился.

Мантия и ядро Земли являются первичными образованиями. Их образование связано с формированием Земли и может быть отнесено к самым ранним событиям ее истории. Начальные этапы развития Земли по всем космохимическим, геохимическим и геофизическим данным характеризовались общепланетарной химической дифференциацией, которая привела к образованию ядра и обволакивающей его силикатной мантии. Формирование алюмосиликатной коры океанического и континентального типов относится к более поздним событиям, связанным с физико-химическими процессами в мантии.

Образование Земли как оболочечной планеты было связано с аккумуляцией протопланетного вещества — преимущественно высокотемпературных конденсатов солнечного газа. Однако относительно способа аккреции и образования оболочечной структуры существуют различные мнения. Так, к настоящему времени существуют три варианта аккреции нашей планеты.

1. Гомогенная аккумуляция, нашедшая наиболее полное отражение в гипотезе О. Ю. Шмидта и его сторонников. Она привела к образованию квазиоднородной первичной Земли. Эта модель в течение длительного времени пользовалась наиболее широким признанием. Согласно представлениям О. Ю. Шмидта, современное зональное оболочечное строение Земли сформировалось в течение длительного времени и было обусловлено разогреванием, плавлением и дифференциацией земного вещества под воздействием радиогенного тепла от распада долгоживущих радиоактивных изотопов ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K . в настоящее время гипотеза гомогенной аккреции поддерживается А. Рингвудом, который, однако, считает, что сегрегация внутреннего ядра произошла во время аккреции или вскоре после нее [22].

2. Гетерогенная аккумуляция, определившая с самого начала глубинные черты строения земного шара — присутствие в первичной Земле металлического ядра и силикатной мантии. При аккумуляции металлических частиц возникло ядро, а затем на него осели более поздние конденсаты в виде силикатов, образовав первичную мантию планеты.

Идею о том, что Земля начала аккумулироваться при конденсации металлического материала, высказал А. Эйкен в 1944 г. В дальнейшем она возродилась на новом качественном уровне

К. Таркяном, С. Кларком и А. П. Виноградовым. Принципиально можно полагать, что Земля аккумулировалась в той последовательности, в которой происходила конденсация веществ из первичной газовой туманности. Гетерогенная аккумуляция согласуется с тем фактом, что содержание во внешней зоне Земли таких сидерофильных элементов, как Ni, Co, Cu, Au, Rh, значительно выше, чем следовало ожидать из условий равновесия с металлическим расплавленным железом, которое стекало в центральные области планеты.

3. Частично гетерогенная, или непрерывная аккумуляция материалов. В этом варианте наиболее существенна разница в составе центральных частей Земли и ее периферийных слоев. При таком способе аккумуляции первоначально не было резких границ между ядром и мантией; они установились позже в ходе химической дифференциации Земли, связанной с быстрым нагревом, который определялся действием короткоживущих радиоактивных изотопов наряду с повышенным количеством изотопов долгоживущих. Таким образом, ядро Земли возникло в результате комбинации процессов гетерогенной аккреции и быстрой последующей химической и гравитационной дифференциации. Ввиду того что температуры конденсации из газа солнечного состава металлического железа и наиболее обильных силикатов (оливины, пироксены) существенно не отличаются друг от друга, в начальный период аккреции металлические частицы образовали зародыш ядра небольшого размера, на который стали оседать оставшиеся металлические частицы совместно с силикатными частицами, и лишь на завершающих стадиях аккреции на поверхность растущей Земли стал поступать материал, лишенный металлического и сульфидного железа [3].

Из всех рассмотренных моделей аккумуляции нашей планеты последний вариант представляется наиболее вероятным. Если в построении Земли участвовали силы магнитного взаимодействия, что вполне возможно при температурах ниже точки Кюри, то избирательная гетерогенная аккреция представляется неизбежной. Поскольку магнитные силы притяжения для малых частиц на много порядков превосходят гравитационные силы, аккумуляция частиц металлического железа из охлаждающейся солнечной туманности могла начаться при температурах ниже 1000 К в виде крупных сгущений, а сернистого железа — ниже 600 К. Следовательно, зональное строение нашей планеты связано с ходом последовательной аккумуляции частиц разного состава и различных физических свойств — сначала сильно ферромагнитных, затем слабо магнитных и в конце концов силикатных и других частиц, накопление которых определялось преимущественно гравитационными силами массивного металлического сгущения.

Вероятно, что рост первичной Земли начался с объединения металлических частиц, образовавших первичный металлический зародыш, который, обладая достаточной массой, продолжал гравитационный захват более поздних конденсатов окружающей среды.

Последующие стадии аккумуляции становились все более гомогенными, и первичная мантия, во всяком случае в своих нижних горизонтах, возникла как мощная оболочка из смеси металлических силикатных частиц и троилита. При непрерывной аккумуляции в нижних горизонтах мантии вблизи первичного ядра содержание металлических и сульфидных частиц оказалось повышенным, а в верхних горизонтах они отсутствовали. Первичная верхняя мантия сохраняла те пропорции химических элементов, которые отражали последовательность их конденсации из газа солнечного состава (см. рис. 3). На последних стадиях аккумуляции оседали самые поздние конденсаты — типа гидратированных силикатов (серпентин, тремолит и близкие им соединения), летучие компоненты и органические вещества. При этом остается неясным, протекала аккумуляция непрерывно или прерывисто. Первый вариант представляется более вероятным, поскольку различие температур конденсации главных материалов было не особенно резким.

В связи с первичным нагревом от ударов падающих частиц, адиабатическим сжатием, радиоактивным нагревом от ныне сохранившихся и быстро вымирающих радиоактивных изотопов ^{129}I , ^{244}Pu , ^{247}Cm произошел очень быстрый подъем температур в недрах, и материал планеты начал избирательно плавиться.

Плавление в результате радиоактивного нагрева и других факторов началось на определенных глубинах, где температура превысила точку плавления наиболее легкоплавких компонентов при данных величинах давления. Если большая часть объема первичной мантии представляла собой смесь силикатной, металлической и сульфидной фаз, то температура плавления эвтектики Fe—FeS была минимальной (около 1260 К) и мало зависела от роста давления. Схема плавления материала первичной мантии представлена на рис. 8. По этому рисунку можно видеть, что выплавление железисто-сернистых масс началось первым и принципиально

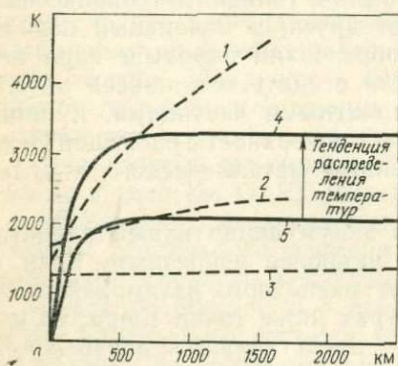


Рис. 8. Графики зависимости температуры плавления материала, состоящего из однородной смеси силикатного, металлического и сульфидного вещества, от глубины:

1 — силикат; 2 — железо; 3 — эвтектика Fe—FeS; 4, 5 — пределы вероятного значения температур в недрах Земли

могло происходить в большей части объема первичной мантии. Таким образом, жидкая расплавленная фаза металла с примесью серы возникла в недрах Земли легче, чем расплавленная жидкая фаза силикатов.

Современные гео- и космохимические данные в общем указывают, что дифференциация первичной мантии имела двустороннюю

направленность. С одной стороны, происходило выплавление наиболее легкоплавких, но тяжелых компонентов (железисто-сернистые массы) с опусканием их к центру вследствие высокой плотности и низкой вязкости, что приводило к образованию сульфид-металлического ядра. С другой стороны, плавилась менее легкоплавкие, но обогащенные летучими веществами легкоплавкие фракции в верхней мантии, что привело к образованию базальтовой магмы и впоследствии к формированию базальтоидной коры океанического типа. Если первый центростремительный процесс приводил к извлечению из глубоких горизонтов первичной мантии и сосредоточению в ядре преимущественно сидерофильных и халькофильных химических элементов, то второй — к центробежной миграции преимущественно атмо- и литофильных элементов в верхних зонах мантии. Основные тенденции миграции элементов в земном шаре с соответствующим образованием оболочек представлены на рис. 9.

Данные палеомагнитных исследований позволяют судить о времени образования ядра Земли. Остаточное намагничивание установлено для пород Западной Гренландии с возрастом 3,8 млрд. лет, следовательно, ядро тогда уже существовало. Это ограничивает время его образования интервалом 3,8—4,5 млрд. лет назад. Сейчас, пожалуй, наиболее правдоподобным является представление о том, что ядро в современных его очертаниях образовалось как результат начального термального состояния Земли во время аккреции или вскоре после нее. Модели, основанные на изотопных данных, свидетельствуют о весьма раннем происхождении ядра Земли. А. Рингвуд и В. Рама-Мурти считают, что разделение вещества ядра и мантии произошло в первые 100 лет существования нашей планеты. Таким образом, зонально-оболочечное строение Земли и других внутренних планет является следствием как первичных условий формирования, так и последующих процессов химической дифференциации.

ДРЕВНОСТЬ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ В СВЕТЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Жизнь на нашей планете, по-видимому, представляет собой уникальное явление в Солнечной системе; она сформировалась в процессе обмена веществ и составляет особую оболочку Земли — биосферу. В пределах биосферы происходила эволюция поверхности земной коры, гидросферы и атмосферы.

Современные данные в области микропалеонтологии, органической геохимии и геохимии изотопов свидетельствуют о том, что жизнь на Земле возникла очень давно. Ее следы обнаружены в углеродистых сланцах свиты Онвервахт серии Свазиленд в Южной Африке. Анализируя все данные, полученные для этих пород, можно сделать вывод, что основная часть углеродистых веществ, сохранившихся в породах с возрастом около 3,4 млрд. лет, является результатом биологической деятельности древних организмов — примитивных, вероятно, бактериеподобных автотрофов.

Следует отметить, что это заключение не является принципиально новым, оно лишь подтверждает мнение В. И. Вернадского, который в работе «Химическое строение биосферы Земли и ее окружение» писал, что «в результате трехвековой истории геологии можно утверждать, что нигде на нашей планете не встречены отложения, в которых жизнь отсутствовала бы, и нет никаких, даже косвенных, данных, чтобы мы могли научно допустить ее отсутствие в данных геологических явлениях».

Следы растительной жизни встречаются в виде шаровидных, грибовидных и столбообразных тел, которые получили название строматолитов. Наиболее древними строматолитами считались африканские находки. Еще в 1940 г. А. Макгрегор описал зубчатые и столбообразные структуры из графитизированных известняков Южной Африки, относящихся к системе Булавайо. Принадлежность этих структур к строматолитам была подтверждена дальнейшими исследованиями. Возраст известняков, в которых найдены эти строматолиты, по последним данным, близок к 3 млрд. лет. Еще более древние строматолиты с хорошо выраженными структурами найдены в Западной Австралии в блоке Пилбара. В породах этого района Д. Гровсом описаны строматолиты, а также другие проблематические формы жизни. Возраст пород оценивается приблизительно в 3,5 млрд. лет [4].

Наши представления о древности жизни существенно углубляются в связи с новыми изотопными исследованиями формаций докембрийского возраста. Геохимический круговорот серы и углерода в биосфере Земли, связанный с основными функциями жизни, приводит к фракционированию изотопов этих элементов, что сказывается на величинах $\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Отсюда следует, что изотопный состав серы и углерода из докембрийских геологических образований может дать новые сведения о возрасте биосферы на Земле.

Измерение изотопного состава серы из ранне-докембрийских формаций Северной Америки, Южной Африки и СССР показало фракционирование изотопов, вызванное, вероятно, деятельностью сульфатредуцирующих бактерий. Так, по данным Г. Тода, в железистых отложениях района Мишипикотен (Канада) изотопное различие между сульфатными и сульфидными формами нахождения серы обнаружено в пределах $\delta^{34}\text{S}$ от -2 до $+20\%$. Это свидетельствует об энергичной сульфатредуцирующей деятельности бактерий в водоемах железорудного накопления в период древнее 2700 млн. лет тому назад. Однако исследования более древних докембрийских отложений района Исуа (Западная Гренландия) не обнаружили существенного разделения изотопов серы между сульфатами и сульфидами, что может свидетельствовать об отсутствии явлений бактериальной сульфатредукции. По мнению М. Шидловского, фракционирование изотопов серы впервые обнаруживается в раннем докембрии Алданского щита в Сибири (3 млрд. лет) и железисто-полосчатых формациях Вумен-Ривер в Канаде (примерно 2,8 млрд. лет), что, по мнению автора, ог-

раничивает время появления сульфатного дыхания до интервала 2,8—3,1 млрд. лет назад. Некоторые данные указывают на то, что ион SO_4^{2-} , потреблявшийся первыми сульфатредуцирующими организмами, образовался скорее всего в результате окисления ранее существовавших сульфидных соединений серы фотосинтезирующими серобактериями. Отсюда следует, что процесс, освобождающий кислород в биосферу планеты, как геохимический процесс большого планетарного значения предшествовал появлению бактериальной редукции серы в древних докембрийских водоемах. С геохимической миграцией кислорода тесно связан геохимический круговорот углерода. Поэтому изучение его изотопного состава как указателя древности фотосинтеза в биосфере в целом приобретает особенно важное значение. Главные черты миграции углерода в биосфере Земли заключаются в следующем.

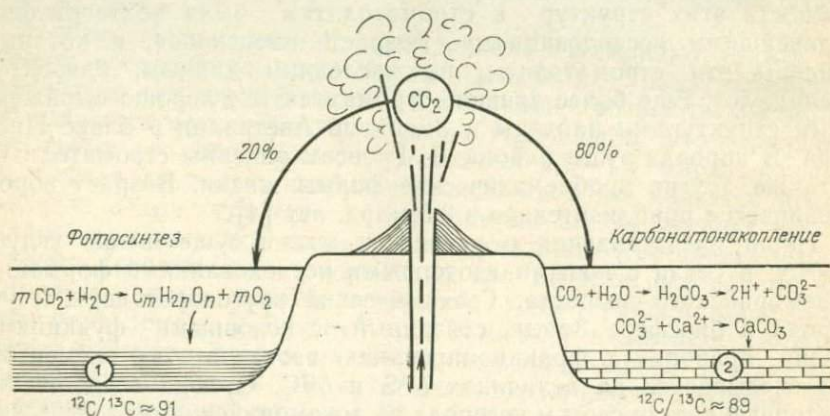


Рис. 10. Основные тенденции миграции углерода в биосфере Земли:
1 — битуминозные осадки; 2 — карбонатные осадки (известняки и доломиты)

Миграция первичного углерода CO_2 вулканического происхождения осуществлялась двумя способами. Первый способ заключается в поглощении CO_2 фотосинтезом, в формировании его органических соединений с последующим осаждением углеродистых осадков в восстановительной среде; второй — в создании карбонатной системы в различных водоемах с последующим осаждением карбонатов кальция и магния биогенным или абиогенным способом. Отношение $S_{\text{орг}}$ в продуктах фотосинтеза и $S_{\text{карб}}$ в карбонатных осадках составляет примерно 1:4. Эти особенности миграции углерода представлены на рис. 10. Два основных миграционных ряда характеризуются разным изотопным составом углерода. Изотопный состав углерода растений отличается обогащенностью более легким изотопом ^{12}C . В углероде карбонатных отложений относительно больше ^{13}C . М. Шидловским были проведены измерения изотопного состава углерода для 124 образцов карбонатных пород из древнего суперкристалльного комплекса Исуа в Западной Гренландии (возраст примерно 3,8 млрд. лет).

Полученные данные показали, что $C_{орг}$ и $C_{карб}$ присутствовали в древней докембрийской биосфере Земли примерно в современной пропорции. Органический и карбонатный углерод обнаружили значения $\delta^{13}C$, близкие к современным для соответствующих осадочных горных пород. Таким образом, геохимический углеродный цикл, связанный с фотосинтезом в биосфере, существенно стабилизировался ранее чем 3,8 млрд. лет назад.

Так как фотосинтез связан с выделением свободного кислорода в биосферу, то естественно, что в древних геологических разрезах должны наблюдаться его геохимические проявления. Действительно, в разрезе Исуа обнаружены полосчатые железистые формации, относящиеся к окисной фации, т. е. они реально отражают наличие свободного кислорода в то далекое время. По мнению П. Клоуда, присутствие в поясе Исуа окисных железистых формаций представляет собой убедительное доказательство существования автотрофных фотосинтезирующих организмов. Вероятно, это были синезеленые водоросли, производящие свободный кислород. Однако во время отложения комплекса Исуа (примерно 3,8 млрд. лет и ранее) постоянное количество свободного кислорода в атмосфере было незначительным. Свободный кислород поглощался различными веществами и особенно при формировании полосчатых железистых пород.

Таким образом, по результатам изотопных измерений и другим геохимическим данным можно сделать вывод о том, что эволюционный уровень фотоавтотрофной жизни был достигнут в первые 700 млн. лет существования нашей планеты. Однако по всем данным биохимии и молекулярной биологии автотрофный фотосинтез в развитии жизни был вторичным процессом, и ему должны были предшествовать другие формы жизни. В данном случае аэробному фотосинтезу должен предшествовать анаэробный фотосинтез.

Возникновение живого вещества из неживой материи должно было совершаться путем последовательной смены следующих процессов: 1) возникновение простых соединений H, C, O, N; 2) образование составных частей живого вещества — аминокислот, углеводов, водородов, углеводов; 3) полимеризация макромолекул; 4) формирование протоклеток; 5) образование клеточной мембраны; 6) анаэробный метаболизм; 7) образование пигментированных клеток. Эти процессы предшествовали появлению фотосинтеза. Во всяком случае, в прошлом перед началом фотосинтеза имела место сложная эволюция жизненных систем. Следовательно, в течение первых 800 млн. лет истории Земли совершались процессы, послужившие основой аэробного фотосинтеза. В связи с этим начало жизни отодвигается в еще более древние эпохи.

Поскольку химическая эволюция вещества предшествовала биологической, возникает проблема выяснения времени этого перехода. Согласно традиционным представлениям, сформулированным М. Кальвином и М. Рутенем, допускается необычайно длительная химическая эволюция на Земле, предшествующая

появлению жизни и охватывающая период едва ли не в 1 млрд. лет (рис. 11). Однако в настоящее время эти представления следует отбросить как не соответствующие действительности.

Химическая эволюция вещества Земли совершалась еще в период, предшествующий образованию планеты, а общие космические предпосылки возникновения жизни заложились уже в процессе формирования Солнечной системы.

Заключительные этапы остывания солнечной туманности характеризовались возникновением сложных органических соединений, создавших предпосылки формирования живого вещества. Это подтверждается находением в метеоритах (преимущественно углистых хондритах) сложных органических соединений абиогенного происхождения. В углистых хондритах обнаружены аминокислоты, азотистые соединения, амины, альдегиды, спирты, жирные кислоты и углеводороды. Эти соединения возникли в солнечной туманности путем каталитических реакций между биофильными элементами, при которых на первых порах главными катализаторами могли быть частицы железа и гидратированных силикатов.

В связи с этим следует упомянуть, что наиболее перспективна теория происхождения жизни, развиваемая А. П. Руденко. В ней решающая роль в построении высокомолекулярных соединений отводится катализу. Можно допустить, что каталитические реакции между биофильными элементами, начавшиеся в эпоху завершения остывания солнечной туманности, продолжались в дальнейшем и усложнялись по мере появления и изменения органических катализаторов. И если на последних стадиях формирования Земли в ее состав поступил материал типа углистых хондритов, то он привнес сложные органические соединения, которые в дальнейшем имели возможность саморазвития под влиянием различных источников энергии с последующим образованием саморегулирующих систем в первичных водоемах. Однако остается совершенно неизвестным, где именно произошел переход от химической эволюции к эволюции биологической — в родоначальной туманности или в ранней Земле.

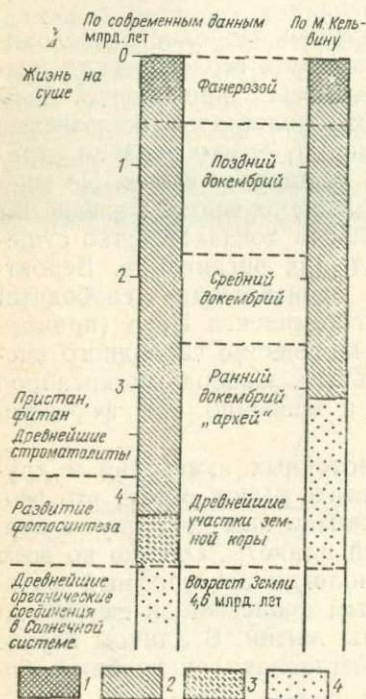


Рис. 11. Хронология основных этапов развития жизни на Земле:

1 — жизнь на суше; 2 — биологическая эволюция в океане; 3 — эпоха зарождения биосферы; 4 — химическая эволюция

1 — жизнь на суше; 2 — биологическая эволюция в океане; 3 — эпоха зарождения биосферы; 4 — химическая эволюция

В свете всех современных геохимических и космохимических данных несомненно, что жизнь на нашей планете очень древняя, и начало ее связано с образованием самой Земли в целом. Тщательное сопоставление изотопных и других геохимических данных с данными ядерной геохронологии приводит к выводу, что жизнь на нашей планете существует столько времени, сколько существует сама Земля.

Глава 3

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ЖИЗНИ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ

СОВРЕМЕННАЯ БИОСФЕРА

Жизнь на нашей планете является уникальным процессом, в течение миллиардов лет поглощающим живительную энергию Солнца и вводящим в круговорот все химические элементы таблицы Менделеева. Поэтому, рассматривая проблему химической эволюции Земли, мы не имеем права игнорировать огромную длительность жизни и ее влияние на ход геологических и геохимических процессов. Возникновение жизни привело к созданию сферы ее действия в планетарном масштабе — биосферы.

Изучая химические процессы в атмосфере и океане, почвах и озерах, в коре выветривания горных пород и подземных водах, мы неизбежно сталкиваемся с различными проявлениями жизни и ее активным воздействием на геохимический круговорот элементов. В состав живых организмов в первую очередь входят те химические элементы, которые относятся к газовым компонентам Земли и за пределами организмов образуют легкоподвижные и летучие химические соединения, с которыми связан баланс вещества атмосферы и гидросферы. Данные о составе живого вещества различного типа населений моря и биогенных органических веществ приведены в табл. 12.

Таблица 12

Состав живого вещества и органических отложений

Объект	Содержание элементов, %			
	С	Н	О	N
Фитопланктон (перидиновый)	45,0	7,0	45,0	3,0
Зоопланктон (копеподовый)	50,0	8,0	32,0	10,0
Органическое вещество (растворенное в Азовском море)	58,6	7,0	28,7	5,7
Пелагические отложения	56,0	8,0	30,0	6,0
Растения суши	54,0	6,0	37,0	2,75
Гумус	56,0	4,5	36,0	3,5

Очевидно, что реальное представление о геохимических процессах поверхности Земли (в самых легких оболочках) совершенно немислимо без учета деятельности живых существ, которые прямо или косвенно обуславливают все химические процессы гипергенной зоны — зоны умеренных температур и давлений.

Пространство Земли, занятое живыми организмами в любой концентрации, называется биосферой. Иными словами, биосфера есть часть пространства нашей планеты, охваченная жизнью с ее активными химическими проявлениями. Между неорганическим материалом биосферы и ее живым веществом происходят разнообразные процессы обмена атомами химических элементов.

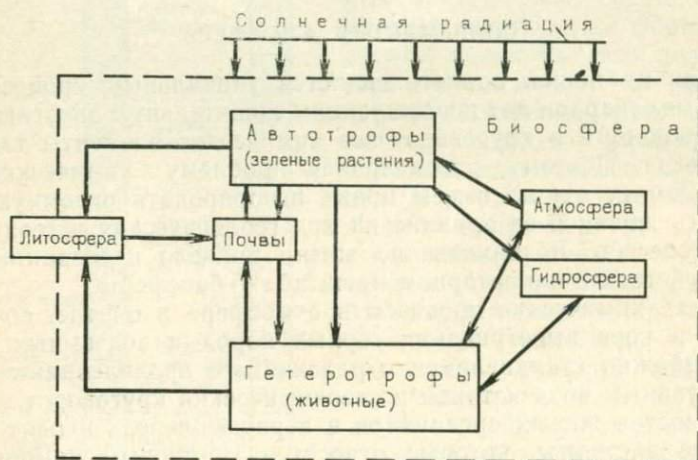


Рис. 12. Взаимоотношение различных частей биосферы

По способу питания и отношения к внешней среде различаются автотрофные организмы, потребляющие неорганические вещества, и гетеротрофные организмы, которые питаются органическими веществами, а в современную эпоху преимущественно тканями автотрофных организмов. В целом органические вещества чаще всего являются продуктами автотрофных организмов, остатками их тканей. По отношению к кислороду атмосферы большинство организмов принадлежит к аэробным, значительно меньшая часть, преимущественно микроорганизмов, — к анаэробным видам. Для них воздух или, точнее, свободный кислород воздуха является ядом. Схематическое взаимоотношение живых организмов с важнейшими верхними геосферами в пределах биосферы представлено на рис. 12.

Наиболее обстоятельная оценка биомассы организмов Земли была выполнена Н. И. Базилевичем, Л. Е. Родиным и Н. Н. Розовым в 1971 г. (табл. 13). Анализируя данные этой таблицы, нетрудно убедиться, что биомасса организмов на континентах едва ли не в 800 раз превышает биомассу современного мирового оке-

ана. Естественно, что выход организмов на сушу в нижнем палеозое привел к значительному увеличению биомассы живого вещества со всеми вытекающими геохимическими следствиями.

Таблица 13

Биомасса организмов Земли

Среда обитания	Группы организмов	Масса, 10^{12} т	Соотношение, %
Континенты	Зеленые растения	2,40	99,2
	Животные и микроорганизмы	0,02	0,8
	Итого	2,42	100,0
Океаны и моря	Зеленые растения	0,0002	6,3
	Животные и микроорганизмы	0,0030	93,7
	Итого	0,0032	100,0
	Всего	2,4232	

Тем не менее чрезвычайно глубоким и принципиальным является вывод В. И. Вернадского о постоянстве биомассы. Но понимать этот вывод следует относительно, а не абсолютно. В биосфере Земли все время имела место тенденция к постоянству биомассы для определенных, может быть, даже значительных промежутков геологического времени.

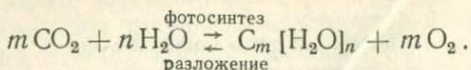
Важнейшим геохимическим процессом в пределах биосферы Земли является фотосинтез. Продуктивность планетарного фотосинтеза может быть выражена в количестве масс углекислоты и воды, потребляемых растениями биосферы в течение года, и соответствующим количеством возникающих органических веществ и свободного кислорода по стехиометрическому соотношению. Расчет баланса этих веществ, потребляемых и создаваемых в результате фотосинтеза, представлен в табл. 14. Интенсивность фотосинтеза весьма велика. Нетрудно подсчитать, что за 10 млн. лет фотосинтез перерабатывает массу воды, равную объему всей гидросферы. В течение шести-семи лет поглощается вся углекислота атмосферы.

Таблица 14

Продуктивность фотосинтеза в течение года

Среда обитания	Используется и поглощается, 10^9 т		Создается и выделяется, 10^9 т		Соотношение используемого и создаваемого веществ, %
	CO ₂	H ₂ O	CH ₂ O	O ₂	
Континенты	253	103,5	172,5	184	74
Океаны и моря	88	36	60	64	26
Всего	341	139,5	232,5	248	100

После гибели организмов происходит обратный процесс — разложение органических веществ путем окисления, гниения и т. д. Отсюда реакцию фотосинтеза в общем можно записать в следующем виде



Эта глобальная реакция в пределах биосферы Земли находится в состоянии динамического равновесия. Конкретно это равновесие выражается в том, что количество биомассы Земли (живого вещества) сохраняет тенденцию к определенному постоянству. Величины, выражающие скорость размножения организмов, показывают, что все живое вещество нашей планеты находится в состоянии крайней напряженности, стремясь захватить максимум пространства. Эта напряженность, выражаемая темпами роста и размножения живых организмов земного шара, геохимически проявляется в круговороте всех биофильных элементов, поступающих в организмы из внешней среды и вновь в нее возвращающихся.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ АВТОТРОФНЫХ И ГЕТЕРОТРОФНЫХ ОРГАНИЗМОВ ВО ВРЕМЕНИ

По отношению к внешней среде в связи со способом питания все организмы подразделяются на автотрофные и гетеротрофные. Чисто формально можно было бы предполагать, что в период перехода от химической эволюции к биологической первыми должны были возникать организмы автотрофные, а гетеротрофные появились позже на основе первых, которые давали им материал для питания. Однако в действительности проблема оказалась сложнее. Ранее довольно широко было распространено предположение о том, что первыми возникли зеленые хлорофиллсодержащие организмы, обладающие способностью с помощью энергии солнечного луча строить свое тело из простейших минеральных источников CO_2 и H_2O . Детальное изучение фотосинтеза показало, что этот процесс очень сложен и не мог возникнуть сразу. Поэтому на смену гипотез о первичности автотрофных организмов прили достаточно обоснованные представления о первичности гетерогенных форм обмена веществ. Главные доводы в пользу этих теорий заключаются в следующем: 1) в составе обмена веществ всех современных организмов находятся системы, приспособленные к использованию готовых органических веществ как исходного строительного материала для процессов биосинтеза; 2) подавляющее большинство организмов, населяющих Землю, может существовать только при постоянном снабжении готовыми органическими веществами; 3) у гетеротрофных организмов не встречается никаких следов, рудиментарных остатков тех специфических ферментных комплексов и сочетаний реакций, которые необходимы для автотрофного способа питания.

Изложенная аргументация, которая была представлена в свое время А. И. Опариним, естественно предполагает вторичность автотрофной жизни и соответствующих организмов. Тем не менее можно полагать, что длительность существования только гетеротрофных организмов была ограничена во времени. В связи с быстрым ростом, размножением и экспансией первичные гетеротрофные организмы должны были быстро поглощать кормовую базу своего обитания. Достигнув максимальной биомассы, они должны были вымереть или перейти к автотрофному фотосинтетическому питанию. Этот новый способ питания содействовал быстрому рассеянию организмов у поверхности первичных водоемов. Согласно Г. Гаффрону, первичные фотохимические механизмы, участвовавшие в последовательном создании органических веществ, а позже и живых организмов, первоначально использовали излучение в ультрафиолетовой области спектра, и только после возникновения озонового экрана, в связи с появлением свободного кислорода как продукта того же фотосинтеза, фотосинтетический процесс стал использовать излучение в видимой области спектра. По мнению М. М. Камшилова, жизнь с самого начала развивалась как круговорот веществ, основанный на взаимодействии фотоавтотрофии и гетеротрофии. Солнечное излучение всегда было основным энергетическим источником жизни, и ее возникновение представляет собой становление механизмов кругового процесса использования фотонов света.

Развитие фотосинтезирующих автотрофных организмов на нашей планете связано с химией атмосферы и Мирового океана.

На ранних этапах развития Земли эволюция жизни и эволюция атмосферы имели две взаимодействующие и взаимообуславливающие стороны процесса. Исходные позиции развития фотосинтеза определялись запасом органических соединений, накопленных на предшествующих стадиях космохимического процесса. На первых стадиях существования жизни ее энергетика опиралась на источники свободной энергии абиогенного происхождения, к которым может быть отнесена естественная радиоактивность. Однако благодаря эволюции жизни полная зависимость ее от энергии абиогенно созданных соединений была ослаблена, а затем устранена. Поэтому исчерпание запаса абиогенно возникших энергонасыщенных соединений не стало концом жизни на Земле, а привело к прогрессу автотрофных фотосинтезирующих организмов.

Вся сумма современных геохимических и биологических данных свидетельствует о том, что возникновение биосферы относится к самым ранним эпохам в истории нашей планеты. С точки зрения эволюционных теорий, способ питания у первых живых организмов был наиболее примитивным, поэтому мы имеем право заключить, что первыми в Мировом океане были гетеротрофные организмы, которые использовали для питания органические вещества, возникшие абиогенным путем. Способность к самостоятельному (автотрофному) питанию могла развиваться позднее в результате ряда превращений и изменений внутренней физико-

химической структуры. Первичные гетеротрофные организмы находились в древних водоемах достаточно долго, а затем их сменили фотоавтотрофные организмы, создающие свободный кислород. В течение дальнейшего развития Земли в Мировом океане происходила борьба между первичными организмами, поглощающими свободный кислород, и фотосинтезирующими, освобождающими его. Поэтому в океане, обогащенном H_2S , было мало свободного кислорода — он уходил на хемосинтез первичных, поглощающих O_2 организмов. Вероятно, глубины океана были насыщены H_2S и в какой-то мере напоминали современный бассейн Черного моря. Шла химическая борьба за существование между фотосинтезирующими микроорганизмами планктона в освещенной части моря и другими организмами, поглощающими кислород при хемосинтезе и после своей гибели, что было одной из главных причин, определяющей количество свободного кислорода в биосфере. Эта борьба за существование завершилась победой фотосинтезирующих автотрофных организмов, которые оттеснили анаэробную микрофлору в зону формирования глубоководных илов. По мнению Е. А. Бойченко, эволюция окислительных функций происходила при возрастании окислительно-восстановительных потенциалов реакций, осуществляемых в биосфере в течение последующих геологических эр. При увеличении интенсивности процессов окисления первичная преимущественно восстановительная биосфера превратилась в окислительную.

Как отмечал А. И. Опарин, в течение всей истории жизни на Земле происходила эволюция способов питания организмов. Первоначально единственными источниками питания примитивных одноклеточных организмов могли служить только те органические вещества, которые образовались раньше чисто абиогенным путем. В свете современных космохимических данных, они возникли преимущественно в космическую стадию эволюции органического вещества. Отсутствие свободного кислорода в первичной земной атмосфере и гидросфере обусловило анаэробный характер энергетического обмена первичных организмов. Следовательно, как показывают данные сравнительной биохимии, анаэробный обмен лежит в основе энергетики всех без исключения современных организмов.

В дальнейшем в процессе развития жизни ресурсы абиогенно возникших органических веществ на поверхности Земли истощались, поскольку размножение первичных организмов происходило быстрыми темпами. Поэтому на первое место вышли такие организмы, которые благодаря приобретенной ими способности поглощать солнечный свет получили возможность синтезировать заново органические вещества из неорганических соединений углерода, в частности из углекислоты атмосферы и гидросферы. Таким образом, вместо прежнего, весьма несовершенного и медленного абиогенного способа образования органических веществ возник новый способ обмена веществ — фотосинтез. Возникновение фотосинтеза изменило всю обстановку жизни на Земле. Одни орга-

низмы стали строить необходимые им органические соединения путем фотосинтеза, а другие сохранили прежние формы питания, используя при этом те органические вещества, которые теперь возникали биогенным путем, т. е. произошло разделение на растения и животные. Основные события в развитии вещества, предшествующие возникновению фотосинтеза, представлены на рис. 13.

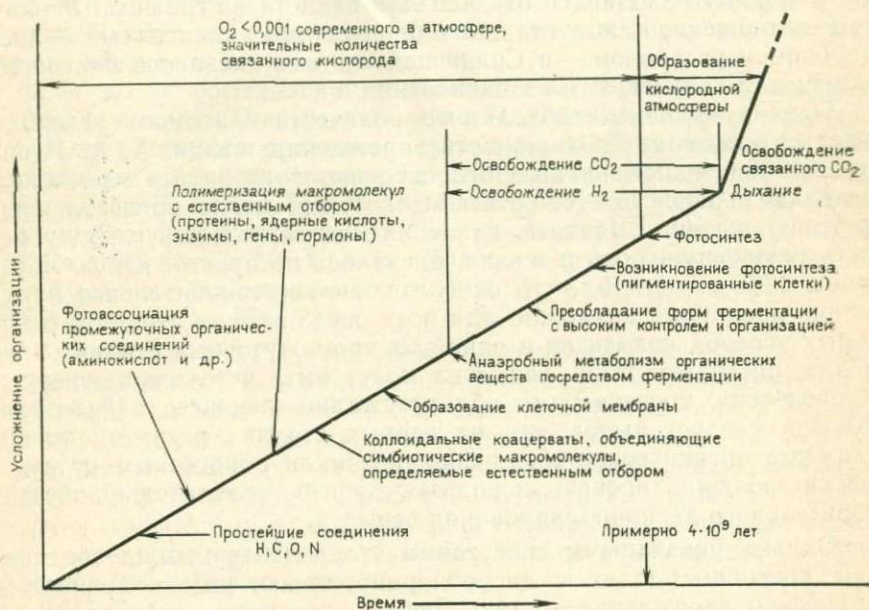


Рис. 13. Эволюция вещества по пути превращения его в живые организмы, и возникновение процесса фотосинтеза

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ПРЕДШЕСТВЕННИКОВ ЖИЗНИ

Предшественники жизни представляли собой простейшие сочетания биофильных элементов, которые являются основой живого вещества. Не имея возможности осветить все современные аспекты проблемы происхождения жизни, мы коснемся некоторых сторон ее атомно-молекулярной сущности.

Организация и возникновение живого вещества связаны со свойствами слагающих его атомов, в частности атомов углерода. В этом отношении большой интерес представляет высказывание А. Эйнштейна, который писал: «Я удивлюсь только, что этот невероятно сложный механизм еще вообще работает! Когда думаешь о жизни, становится ясно, как жалка и примитивна наша наука. Очевидно, что свойства живого вещества предопределяются оплодотворенной яйцеклеткой, так и жизнь предопределена существованием атома и таинство всего сущего заключается в самой низкой ступени».

Первопричиной зарождения жизни были определенные процессы в космической эволюции вещества Солнечной системы, обусловившие конкретные количественные соотношения атомов биофильных элементов. Как отмечал в 1968 г. Ф. Хойл, соотношение между углеродом и кислородом имело решающее значение не только в химии живых организмов, но и для распределения планет. Если бы углерод был более распространен, чем кислород, то ближе к Солнцу находилась бы большая планета из графита. Между тем соотношение между главными биофильными элементами — кислородом и углеродом — в Солнечной системе оказалось благоприятным для дальнейшего возникновения жизни.

Однако наличие необходимого количества атомов углерода еще не определяет возможности зарождения жизни. А. А. Игнатов в 1962 г. попытался выяснить специфику углерода и перечислил пятнадцать свойств его, сочетание которых могло привести к появлению жизни. Выяснить, какое из них позволило углероду играть решающую роль в жизни, оказалось не просто. Ю. А. Жданов в 1968 г. отметил, что окислительно-восстановительное нарушение пропорций возможно для всех органических веществ, в которых углерод находится в одной из промежуточных стадий окисления, поскольку такие вещества могут быть источником энергии в процессах, протекающих при отсутствии внешнего окислителя. Отсюда следует вывод, что на первых стадиях развития жизни сложные органические соединения возникли абиогенным путем и могли эволюционировать, используя энергию окислительно-восстановительного диспропорционирования веществ.

Однако указанными свойствами углеродсодержащих соединений, способностью их к диспропорционированию, нельзя полностью объяснить зарождение жизни. Любой организм как составная часть биосферы в первую очередь состоит из шести биофильных элементов H, C, N, O, P, S. Они характеризуются малыми значениями относительной атомной массы, высокой степенью подвижности, легкостью отдачи или присоединения электрона. Естественно, что главным при этом остается углерод, способный формировать бесчисленное множество химических соединений. Это свойство обусловлено строением электронной оболочки атомов углерода, способностью их обобществлять электроны соседних атомов и тем самым соединяться в цепи. В тесной связи именно с этими свойствами углерода в процессе химической эволюции образуются такие соединения, как углеводы, жиры, порфирины, аминокислоты и др. Остальные пять элементов также обладают свойствами, характерными для каждого из них и отличающими их от других химических элементов. Главная особенность их атомов — это повышенная способность образования общих электронных пар с атомами других элементов.

Любой из организмов, населяющих нашу планету, состоит не только из ведущих биофильных элементов, которые отличаются повышенной распространенностью, но и из других химических элементов. Малораспространенные элементы играют важную фи-

зиологическую роль в организме. Роль эта еще до конца не выяснена. В то же время следует подчеркнуть, что любая древняя система вещества как предшественник рождения жизни не могла состоять только из биофильных элементов и быть стерильной в отношении всех остальных химических элементов. Все, что мы знаем о ядерной и химической эволюции вещества Солнечной системы, указывает на то, что довольно разнообразное сочетание химических элементов могло быть предшественником жизни и биосферы. Уже давно было высказано мнение, что в каждой капле воды отражается химический состав Космоса.

В то же время следует отметить, что понятие об элементах биофильных весьма относительно. В действительности жизнедеятельность любого организма связана с обменом довольно значительного круга элементов. Так, главными элементами растений являются С, Н, О, N, S, P, K, Ca Mg, Fe, Mn, Cu, Zn, В, Мо, но в составе некоторых растений существенную роль могут играть также Si, Al, Cl, Ni, Co, Ga. Для животных очень важными элементами питания являются С, Н, О, N, S, P, K, Na, Ca, Mg, Fe, Mn и, вероятно, Мо, F, Ba, Sr.

В течение длительного времени господствовало представление о безжизненной поверхности ранней Земли, ее гидросферы и атмосферы, которые стали средой химической эволюции и формирования биосферы. Длительная химическая эволюция на поверхности безжизненной планеты привела к возникновению живого вещества. В обобщающих работах М. Кальвина и М. Руттена допускалась необычайно длительная химическая эволюция вещества, предшествовавшая появлению жизни и длящаяся на Земле едва ли не 1 млрд. лет.

Особенно широкое распространение получила идея о том, что первичная безжизненная атмосфера Земли была восстановительной — метан-аммиак-водородной. До сих пор у многих исследователей считается принципиально важным установление в экспериментальных работах (в частности, в экспериментах С. Миллера и Г. Юри) возможности образования в смеси газов (CH_4 , NH_3 , H_2 , H_2O , CO_2), имитирующей первичную восстановительную атмосферу Земли, под действием электрических разрядов многочисленных органических соединений, в частности аминокислот — составных частей белковых молекул. Интересные результаты были получены Т. Е. Павловской и А. Г. Пасынским при воздействии на ту же газовую смесь ультрафиолетовыми лучами, которые могли глубоко проникать в первичную атмосферу ввиду отсутствия свободного кислорода. И. Оро в несколько иных условиях, но также абиогенным путем, получал разнообразные гетероциклические соединения, в частности пуриновые и пиримидиновые основания — молекулярные звенья в цепи частиц нуклеиновой кислоты. Вообще в данном направлении было проведено большое количество исследований в разных странах.

Популярность представлений об абиогенном синтезе сложных органических соединений в первичной, якобы восстановительной

атмосфере Земли была настолько велика, что даже в школьных условиях демонстрировались опыты по получению органических веществ из смеси аммиака и метана в стеклянных сосудах путем пропускания электрических разрядов. «Наглядно» осуществлялся абиогенный синтез органических веществ, подтверждающий справедливость представлений о зарождении жизни именно на поверхности Земли в условиях первичной атмосферы.

Однако в свете современных данных космохимии такие представления следует считать далекими от действительности. Во-первых, Земля принадлежит к внутренним планетам Солнечной системы и формировалась в иных термодинамических условиях, чем гигантские внешние планеты, которые в водородно-гелиевых атмосферах действительно содержат аммиак, метан и другие углеводороды. Во-вторых, наиболее близкой (хотя и не тождественной) первичной атмосфере Земли является современная атмосфера Венеры, состоящая преимущественно из CO_2 . В третьих, глубинные мантийные газы, выделившиеся при вулканических извержениях и давшие начало первичной атмосфере Земли, содержат главным образом H_2O , CO_2 , SO_2 , S_2 , N_2 . Близкий к этому состав имеют газы метеоритов. Ко всему сказанному следует добавить, что все данные современной космохимии не дают никаких указаний на присутствие аммиака, метана и водорода в составе ранних планет земной группы.

В настоящее время имеются довольно убедительные данные, кратко рассмотренные выше, о том, что абиогенный синтез первичных органических соединений как составных компонентов живого вещества, совершался не столько на поверхности Земли, сколько в космических условиях. На последних этапах остывания солнечной туманности происходило массовое образование органических соединений в области будущего астероидного пояса и, вероятно, в обширном пространстве в целом, включая область формирования комет, в которых обнаружено присутствие органических соединений. Данные космохимии метеоритов свидетельствуют о том, что возраст древних органических соединений в Солнечной системе не менее 4,5—4,6 млрд. лет.

ОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В РАННЕЙ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Земная жизнь связана с Космосом энергетически и по вещественному составу. Это в первую очередь вытекает из сравнения химического состава организмов с распространенностью элементов в Космосе. В табл. 15 представлена относительная распространенность элементов в Космосе, в летучей фракции комет, а также в бактериях и млекопитающих. Анализируя данные этой таблицы, можно сделать вывод об очень большой близости, а в отдельных случаях и тождественности, космического вещества и живого вещества Земли. Главные составные части живого вещества — это химические элементы, широко распространенные в Космосе. При

этом Н, С, N и О относятся к типичным биофильным элементам, наиболее распространенным в природе.

Таблица 15

Сравнительная распространенность элементов
(атомное содержание, %) (по А. Дельсемму, 1981 г.)

Элемент	Распространенность		Летучая фракция комет	Бактерии	Млекопитаю- щие
	космическая	межзвездная			
H	76,5	55	56	63,0	61,0
O	0,82	30	31	29,0	26,0
C	0,34	13	10	6,4	10,3
N	0,12	1	2,7	1,4	2,4
S	0,0015	0,8	0,3	0,06	0,13
P	0,00002	—	—	0,12	0,13
Ca	0,002	—	—	—	0,23
H : O	14 000	1,8	1,8	2,2	2,3
C : O	0,64	0,43	0,32	0,22	0,40
N : O	0,12	0,03	0,08	0,05	0,09

Таким образом, в процессе жизнедеятельности организмов используются наиболее доступные атомы, которые способны к образованию устойчивых и кратных химических связей. Углерод может формировать длинные цепи, что приводит к возникновению бесчисленных полимеров. Сера и фосфор также способны образовывать кратные связи, что создает возможность для поглощения энергии и переноса ее отдельными дозами.

В космических условиях наиболее распространенные атомы соединяются друг с другом, образуя молекулы, которые обнаружены методами современной астрофизики. К настоящему времени в облаках космического газа обнаружено 60 видов молекул, большая часть которых состоит из атомов биофильных элементов, слагающих живые организмы Земли. Большая часть известных космических молекул относится к углеродсодержащим, включая восьми- и одиннадцатиатомные. Таким образом, в отношении состава космохимия вселенной создает неограниченные возможности для различных комбинаций углерода с другими элементами по законам химической связи.

Особый интерес представляет нахождение органических веществ в метеоритах, фиксирующих историю органической космохимии в процессе остывания солнечной туманности, в которой на завершающих стадиях создавались благоприятные условия для осуществления целого ряда химических реакций между биофильными элементами.

Впервые органическое вещество в метеоритах обнаружил в 1834 г. И. Берцелиус при анализе углистого хондрита Алаис. В течение XIX в. было установлено присутствие в метеоритах твердых углеводородов, соединений, содержащих С, Н и О, а также С, Н и S. Наиболее тщательному исследованию подвергались

отметить несомненное присутствие ряда аминокислот. В общем, список органических соединений метеоритного происхождения оказывается довольно внушительным. Все эти органические соединения соответствуют универсальным звеньям обмена веществ известных организмов, аминокислот, белковоподобных полимеров, моно- и полинуклеотидов, порфиринов и многих других веществ.

Образование этих веществ происходило путем химических реакций типа Фишера—Тропша в остывающей туманности солнечного состава. В лабораторных условиях были проведены экспериментальные исследования по моделированию реакций этого типа.

По данным космохимических исследований установлено, что СО является стабильной формой углерода при высоких температурах и низких давлениях. Температурные условия формирования простейших соединений углерода по данным Р. Хайатсу и Э. Андерса [39] представлены на рис. 14. Образование простейших углеводородов происходит при температурах ниже 500 К. Действительно, типичные минеральные ассоциации углистых хондритов формируются в интервале температур 300—425 К (по Э. Андерсу):

Термометр	Температура, К
$^{18}\text{O}:^{16}\text{O}$ между $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и H_2O	360 ± 5
$^{18}\text{O}:^{16}\text{O}$ между серпентином и H_2O	360 ± 15
$^{13}\text{C}:^{12}\text{C}$ между $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и полимером	357 ± 21
$3\text{Fe} + 4\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{H}_2$	≤ 400
Оливин + $\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ серпентин	~ 350
Распространенность TI	< 425

Для первых четырех термометров температура формирования не зависит от величины давления, а для пятого и шестого давление составляет 10 и 1 Па соответственно. Поэтому вполне естественно, что в углистых хондритах типа C1 отмечается наибольшее число органических соединений.

Наиболее распространенным газом первичной атмосферы Земли, подобно тому как это сейчас имеет место на Венере, является CO_2 . Но CO_2 в земной атмосфере не может спонтанно превращаться в органические соединения, которые все термодинамически являются менее устойчивыми. Проблема в какой-то степени могла бы быть решена, если допустить поступление энергии в форме ионизирующей радиации. Однако первоначальная скудность водорода или быстрая его диссипация в условиях ранней атмосферы Земли резко снижали возможность формирования органических соединений в атмосфере. Отсюда следует вывод о том, что образование основной массы органических соединений как предшественников жизни происходило непосредственно в космических условиях в канун формирования Земли.

Широкое распространение органических веществ в материале углистых хондритов является установленным научным фактом, указывающим на формирование этих веществ в космических усло-

виях. По данным Г. П. Вдовыкина и других исследователей, органические соединения были синтезированы естественным путем на поверхности метеоритных силикатных зерен. Было обнаружено, что много органического вещества метеоритов присутствует в виде округленных флюоресцирующих частиц диаметром от 1 до 3 мкм. Внутри этих частиц находится ядрышко магнетита или гидратированного силиката.

В результате модельных экспериментов Д. Иоширо, Р. Хайатсу и Э. Андерса было установлено, что в тех случаях, когда CO , H_2 и

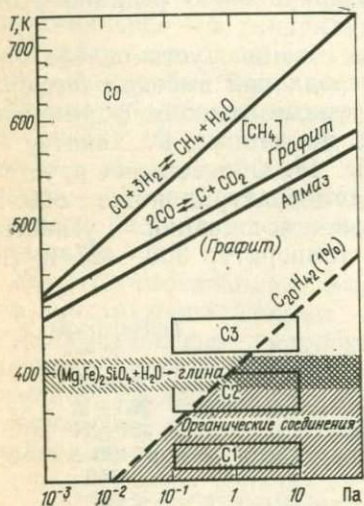


Рис. 15. Образование органических соединений в солнечной туманности по мере ее охлаждения по данным космохимии в зависимости от температуры и давления. Под глиной понимается сумма всех гидратированных силикатов

Рис. 16. Основные этапы эволюции вещества Земли от эпохи образования химических элементов до образования жизненных систем



NH_3 вступают в реакцию при температурах 200—700°C в присутствии никеля, алюминия или глинистых минералов, среди продуктов реакций встречаются аминокислоты. По мнению М. Блоха и Г. Вирта, абиогенный синтез сложных органических соединений мог происходить в солнечной туманности при температурах ниже 500 К. Возникшие в этих условиях органические соединения должны были

попасть на растущую Землю на завершающих стадиях ее аккумуляции и в земных условиях продолжить свою химическую эволюцию. Учитывая сходство вещественного состава углистых хондритов и большинства изученных астероидов, установленное по близости их оптических свойств, можно прийти к выводу о том, что в огромном пространстве между Землей и астероидальным поясом включительно происходило массовое образование органических соединений, давших начало жизни и биосфере. Термодинамические условия формирования этих соединений представлены на рис. 15, где ограничены поля формирования углистых хондритов С1, С2, С3.

Если допустить, что в эпоху своего образования Земля получила в общей сложности 1% материала типа углистых хондритов, то нетрудно подсчитать, что она приобрела $n \cdot 10^{17}$ т органического вещества. Однако это огромное количество в 10^5 — 10^6 раз превышает современную активную биомассу Земли и естественно полагать, что оно завышено. Огромное количество органического вещества земной коры в виде рассеянной органики, углей и нефти возникло позже в ходе фотосинтетической деятельности, использовавшей CO_2 глубинного мантийного происхождения. В 1981 г. Дж. Брукс произвел расчеты, которые дали вероятное количество первичной органики небιοгенного происхождения на Земле. В интервале времени 3,8—4,6 млрд. лет тому назад Земля могла получить $0,2 \cdot 10^6$ т аминокислот, $n \cdot 10^7$ т формальдегида, $n \cdot 10^{12}$ т органических полимеров.

Общая историческая последовательность событий, которые привели к возникновению жизни и биосферы в космическом и геологическом времени, представлена на рис. 16. На нем обозначены процессы ядерной, химической и биологической эволюции, охватившей практически весь период существования Земли.

ПОЯВЛЕНИЕ БИОСФЕРЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ БИОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

На ранних этапах своего развития жизнь была связана не с отдельными живыми организмами, а с живым веществом в целом. Дж. Бернал указывал, что жизнь появилась раньше живых организмов. В. И. Вернадский полагал, что происхождение жизни сводится к происхождению биосферы, которая является сложной саморегулирующейся системой, выполняющей различные геохимические функции. Его представления выражены в работе «Биогеохимические очерки» в следующих словах: «Вывод о необходимости одновременной чрезвычайно разнообразной геохимической функции в биосфере представителей жизни является основным условием, определившим ее появление.

Каково бы это появление ни было, оно должно быть представлено сложным телом — совокупностью многих видов, морфологически принадлежащих к разным, резко разделенным классам организмов, или же гипотетически, особой отличной от видов, неизвестной нам формы живого вещества. <...>. Возможность полного осуществления всех геохимических функций организмов в биосфере

одноклеточными организмами делает вероятным, что таково было первое появление жизни. <...>. Таким образом, первое появление жизни при создании биосферы должно было произойти не в виде появления какого-нибудь вида организма, а в виде совокупности, отвечающей геохимическим функциям жизни. Должны были сразу появиться биоценозы».

Не исключена возможность, что химическая эволюция в космической туманности по мере усиления роли каталистических реакций могла привести к образованию ДНК. Однако реализация ее функций оказалась возможной лишь в пределах Земли, где на основе развития живого вещества сформировалась ранняя биосфера как сочетание благоприятных условий для жизни биокосных систем (и в первую очередь жидкой воды при умеренных температурах) и самого живого вещества. Во всяком случае, данные современной космохимии позволяют допустить, что в период образования наша планета получила достаточное количество сложных органических соединений для того, чтобы путем полимеризации аминокислот, сложных углеводов и других соединений возникли саморегулирующиеся системы, характерные для живого вещества. Период предполагаемой химической эволюции был в общем довольно коротким, он начался в космических условиях, когда радиоактивность вещества была еще достаточно высокой.

Биологическая эволюция в пределах биосферы проходила все время необратимым путем от простого к сложному и привела к образованию множества видов существующих ныне растений и животных. Еще в 1893 г. Л. Долло сформулировал закон необратимости эволюции, согласно которому организм не может вернуться хотя бы частично к предшествующему состоянию, которое было характерно для ряда его предков. Далее, ссылаясь на Ч. Дарвина, он отмечал, что эволюционное превращение организмов происходит вследствие закрепления под влиянием естественного отбора, вызываемого борьбой за существование, полезных индивидуальных вариаций. Эволюция всех видов животных и растений, которые существуют и существовали со времени появления жизни на Земле, подчиняется этому основному закону.

Необратимость биологической эволюции естественно предполагает, что процесс возникновения живого вещества и биосферы протекал в необратимых условиях. В среде возникновения жизни должны были протекать необратимые природные процессы. К необратимым природным явлениям относится радиоактивность. Во всех условиях существования Солнечной системы она оказывается необратимым ядерным процессом. Учитывая рассмотренные выше ближайшие во времени процессы ядерного синтеза, протекавшие накануне образования Солнечной системы, можно полагать, что радиоактивность является общим и наиболее важным свойством вещества. Несомненно, что она повлияла на ход тех химических процессов, которые привели к образованию живого вещества. Стимулирование сложных химических реакций могло происходить в условиях газовой, а затем газово-пылевой туманности и ранней

Земли, преимущественно на контактах твердой и жидких фаз. П. Линд и А. Бардуел в 1926 г. установили, что при воздействии на метан излучениями радиоактивных веществ происходит полимеризация углеводов с образованием все более сложных многоатомных молекул.

На Земле наиболее благоприятные условия для развития жизни создавались в морской воде, представляющей собой естественный раствор почти всех элементов таблицы Менделеева, включая необходимые для жизненного процесса биофильные элементы. Сама радиоактивность морской воды 4,5—4 млрд. лет назад определялась главным образом растворенным в воде ^{40}K и в значительно меньшей степени ураном. Учитывая скорость распада только этих элементов, нетрудно подсчитать, что морская вода в то далекое время была почти в 10 раз более радиоактивной, чем сейчас. Возможно, что дополнительную радиоактивность вносил быстро вымиравший ^{129}I , мизерные количества которого все же могли вызвать различные радиационные и ионизационные эффекты в связи с сильной удельной радиоактивностью этого изотопа. Вероятно, сыграли свою роль и быстро вымиравшие изотопы, приведенные в табл. 10. Естественно, что этот радиоактивный фон определял активацию сложных химических реакций, протекавших в морской воде и в природных водах в целом. При этом следует иметь в виду, что одной из наиболее важных химических реакций, происходящей под действием лучей радиоактивных веществ, является разложение воды. Оно происходит под влиянием α , β и γ -излучений. Таким образом, радиоактивность была вероятным источником свободной энергии, необходимой развивающимся физико-химическим системам ранней Земли.

Изучение роли радиоактивности в происхождении и развитии жизни на Земле представляет собой крупную научную проблему. Доза ионизирующей радиации, определяемая радиоактивностью, со временем уменьшалась, но это не всегда означало ослабление биологической роли радиации. Более просто организованные формы (бактерии, водоросли) переносят значительно более высокие дозы радиации, чем высшие формы (млекопитающие). Следовательно, можно высказать предположение, что меньшая чувствительность к радиоактивности простых форм жизни связана с возникновением их в ранние эпохи развития биосферы, когда радиоактивность окружающей среды была выше современной. Среди металлов, входящих в состав организмов, наиболее распространенным и биофильным является калий. А. И. Перельман допускает, что это связано с его радиоактивностью. На заре своего существования жизнь, еще не освоив полностью механизм фотосинтеза, остро нуждалась в источниках энергии. Потребляя калий, первичные организмы получали не только вещество с нужными химическими свойствами, но и дополнительный источник энергии. Это могло определить его более интенсивное биологическое поглощение. Указанная особенность, закрепленная наследственностью, передавалась и более высокоорганизованным формам жизни, для которых радиоактивность калия уже не имела существенного значения. Однако установившаяся

физиологическая роль этого элемента заставляла организмы поглощать его в повышенных количествах [20].

На ранних этапах развития Земли, незафиксированных сохранившейся каменной летописью, по-видимому, возник не один организм, а живое вещество, и лишь значительно позже оно дифференцировалось на отдельные индивидуумы, которые явились предками основных типов растений и животных.

В дальнейшем в первичном живом веществе происходили процессы усложнения, сущность которых освещена в работах М. Кальвина и А. И. Опарина. Согласно представлениям этих исследователей, в истории живого вещества существовали различные пути возникновения простейших органических молекул и мономеров основных классов биохимических соединений. В зависимости от конкретных условий происходило неизбежное усложнение образовавшихся веществ — возникновение полимеров. Если первоначально могли происходить случайный набор полимеров и их хаотическое размещение в пространстве, то в процессе естественного отбора возникали и совершенствовались кодовые отношения, определяющие разнообразие живого вещества. Наступил чрезвычайно важный и длительный этап эволюции. По мнению А. И. Опарина, он явился новой эпохой, когда живые системы поднялись на более высокий уровень организации и приобрели способность точного воспроизведения своих форм. Произошло качественное изменение в эволюции живой материи, связанное с точностью воспроизведения нуклеиновых кислот как кодирующего механизма с синтезом белков, которые по своим биокаталитическим свойствам значительно превосходили остальные органические соединения. Новые организмы заполнили все пространство, пригодное для жизни; границы биосферы расширились.

Со времени победы учения Ч. Дарвина о происхождении видов изучение эволюции организмов заняло центральное место в науке. Значительно слабее изучались химические и геохимические стороны этой эволюции, которые в целом для биосферы Земли имели первостепенное значение. Эти стороны наиболее полно были освещены В. И. Вернадским, который отметил, что в течение геологического времени в связи с развитием жизни изменялись темпы миграции химических элементов. Биогенная миграция элементов стремилась к максимальному проявлению. Эволюционный процесс не только расширял область жизни, он усиливал темпы биогенной миграции. На основании изучения поведения живого вещества в биосфере В. И. Вернадский сформулировал второй биогеохимический принцип, который гласит, что эволюция видов, приводящая к созданию форм жизни, устойчивых в биосфере, должна идти в направлении, увеличивающем проявление биогенной миграции атомов в биосфере. Наиболее яркие события в геохимической истории биосферы, которые каждый раз приводили к усилению миграции химических элементов, можно осветить в такой последовательности.

Возникновение фотосинтеза произошло очень давно, более 3,8 млрд. лет назад. Автотрофный фотосинтез не только создал изо-

биле органических веществ, но и привел к появлению свободного кислорода. Это событие изменило характер происходящих геохимических процессов и позволило большинству живых существ значительно усовершенствовать свой энергетический обмен, надстроив над прежним анаэробным обменом новые системы кислородного дыхания, и таким образом используя скрытую в органических веществах энергию. Биосфера приобрела мощный кислородный потенциал, определивший характер гипергенных геохимических процессов, миграцию химических элементов и формы их нахождения.

В начале палеозоя (кембрийский период) появились высшие беспозвоночные, строящие скелет из углекислого кальция, поэтому геохимическая миграция кальция резко возросла. Усилилось формирование биогенных известняков. Развитие скелета у позвоночных животных усилило миграцию фтора и фосфора.

Выход растений на сушу в девоне представлял собой резкий перелом в развитии биосферы, поскольку он открыл широкие возможности для дальнейшего всестороннего развития живого вещества. Сперва появились папоротники, хвощи и семенные папоротники, что привело к усилению миграции углекислоты и увеличению количества свободного кислорода в атмосфере. Развитие наземной растительности и образование почв создали предпосылки для выхода позвоночных животных на сушу. Чрезвычайно активизировалась миграция H, C, N, O, а вместе с ними и других химических элементов.

В конце мезозоя и особенно в кайнозое в связи с появлением птиц увеличилась миграция биофильных элементов. Живое вещество охватило нижнюю часть атмосферы — тропосферу. В строении биосферы, в биогенной миграции атомов, в обмене вещества между сушей и морем, птицы и другие летающие организмы приобретают большую и все возрастающую роль. В данном случае геохимическая роль птиц обратная роли рек и по масштабу перемещения масс приближается к ней.

Заключительным и наиболее важным событием в истории биосферы Земли было появление человека и развитие цивилизации. Однако появлению человека предшествовала длительная эволюция позвоночных животных в течение фанерозойского эона. Еще в 1851 г. Д. Дана отмечал, что в течение геологического времени непрерывно развивалась нервная система животных — головной мозг. Эти идеи Д. Дана впоследствии высоко оценил В. И. Вернадский, который в работе «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения» писал: «Обобщение Дана, выраженное опять-таки современным языком, заключается в следующем: в эволюционном процессе мы имеем в ходе геологического времени направленность. В течение всего эволюционного процесса, начиная с кембрия, т. е. в течение пятисот миллионов лет, мы видим, что от времени до времени, с большими промежутками остановок до десятков и сотен лет идет увеличение сложности и совершенства центральной нервной системы, т. е. головного мозга. В хронологическом выражении геологических периодов мы непрерывно можем проследить это явление

от мозга моллюсков, ракообразных и рыб до мозга человека. Нет ни одного случая, чтобы появился перерыв и чтобы существовало время, когда добытые этим процессом сложности и сила центральной нервной системы были потеряны, и появлялся геологический период с меньшим, чем в предыдущем периоде, совершенством центральной нервной системы».

На развитие центральной нервной системы животных несомненно влияли некоторые геохимические факторы, среди которых немаловажную роль в процессе обмена с нервной системой могли играть определенные химические элементы. В этом отношении интересную идею выдвинул А. И. Перельман, обративший внимание на своеобразное поведение брома, весьма распространенного в морской воде и мало распространенного в горных породах и почвах суши. Организмы различаются по содержанию брома — морские животные на два порядка богаче этим элементом, чем наземные. Некоторые организмы выступают как концентраторы брома, например, губки содержат его до 0,25%. Подобное распространение брома, вероятно, имело место и в геологическом прошлом. Исходя из этих положений можно предполагать, что в течение сотен миллионов лет жизнь животных в океане развивалась в условиях повышенного содержания брома, который мог тормозить развитие центральной нервной системы, замедлять цефализацию. Это явление А. И. Перельман назвал «бромным прессом на нервную систему». Этот «пресс» был снят с тех животных, которые в палеозое стали выходить на сушу. Вначале это были пресноводные рыбы, потом земноводные, пресмыкающиеся, птицы и млекопитающие. Естественно, что в процессе цефализации и ее ускорения играли роль и другие природные факторы, однако специфическую роль брома едва ли можно исключить. Во всяком случае, можно полагать, что в природных ландшафтах, обогащенных бромом, эволюция центральной нервной системы протекала иначе, чем в большинстве других ландшафтов. Биогеохимия брома несомненно является важной проблемой в эволюции позвоночных животных. В связи с этим возникает общая проблема выяснения влияния других химических элементов на эволюцию нервной системы. Вероятно, определенную роль мог играть фосфор, роль которого для функций нервной системы давно установлена [17].

Таким образом, геохимические аспекты эволюции нервной системы — это большая научная проблема современной биогеохимии, которая становится предметом будущих исследований.

Крупные изменения в биосфере Земли отмечаются в связи с индустриализацией. С появлением цивилизации впервые в истории природы возникает ноосфера — сфера человеческого разума, представление о которой введено В. И. Вернадским. С появлением ноосферы наша планета переходит в новое качественное состояние. Возникшая в недрах биосферы ноосфера приводит к интенсивному рассеянию всех видов энергии (в противоположность биосфере) и выходу материалов Земли с человеком и без него в околосолнечное пространство.

КОНЦЕНТРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ЖИВЫМИ ОРГАНИЗМАМИ И БИОГЕННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

В процессе эволюции органического мира и особенно в фанерозое осуществлялся главный биогеохимический принцип, сформулированный В. И. Вернадским, согласно которому миграция химических элементов посредством живого вещества стремилась к максимальному своему проявлению. Это естественно отражалось на химическом составе организмов, которые приобретали способность к концентрации некоторых элементов (для отдельных элементов она уже достигала максимального значения). При общности и единстве химического состава в отношении главных биофильных элементов Н, С, О, N некоторые животные и растения характеризуются резко повышенным содержанием какого-либо одного или нескольких химических элементов. В. И. Вернадский высказал мнение, что точный химический состав организма может служить его видовым признаком. Если рассматривать любой организм с точки зрения его химического взаимодействия с внешней средой, включая все его тело, а не только протоплазму, к которой было приковано внимание биологов, можно обнаружить существенные вариации химического состава отдельных таксономических единиц. В этом случае некоторые организмы выступают как концентраторы химических элементов преимущественно в твердых частях тела и реже в мягких тканях и клетках. В то же время встречаются организмы, содержащие ничтожные следы обычных породообразующих элементов. Элементы в организмах могут играть, с одной стороны, относительно пассивную роль, определяя устойчивость постройки всего тела (скелетная часть), а с другой — важную активную роль в физиологических процессах, ускоряя обмен веществ как в самих организмах, так и по отношению к внешней среде.

Распространенность химических элементов в живом веществе нашей планеты представлена в табл. 16. В этой таблице элементы распределены по девяти декадам в зависимости от порядка распространения.

Учитывая реальные значения химического состава отдельных организмов и отклонения от валового среднего содержания,

Таблица 16

Распространенность элементов в живом веществе по декадам

Декада	Массовое содержание, %	Элементы
I	10	O, C, H
II	10^0	(C)
III	10^{-1}	N, Ca, K, Si
IV	10^{-2}	P, S, Mg, Na, Cl, Fe
V	10^{-3}	Al, Ba, Sr, Mn, B, TR
VI	10^{-4}	Br, F, Ti, Zn, Rb, Cu, V, Cr
VII	10^{-5}	Ni, Pb, Sn, As, Cs, Ah, Li, Mo, Y, Ce
VIII	10^{-6}	Se, U
IX	10^{-7}	Hg

В. И. Вернадский разделил однородные живые существа на три группы: 1) организмы данного элемента; 2) организмы, обогащенные одним элементом; 3) организмы обычные. К первой группе (декада I) отнесены организмы, в которых количество данного преобладающего элемента в среднем составе живого вещества достигает 10% и выше. В состав группы (декада II) входят организмы, в которых количество данного элемента выражено не столь резко и приближается к 1% или достигает этого значения. К третьей группе относятся обычные организмы, которые по своему составу мало чем отличаются от среднего состава живого вещества планеты. Следует отметить, что между выделенными группами организмов отсутствуют постепенные переходы в отношении содержания ведущего элемента, и различия в целом выражены довольно резко.

Организмы первой группы по содержанию ведущего элемента могут быть названы кремниевыми, алюминиевыми, железистыми, кальциевыми, магниевыми, бариевыми, марганцевыми, серными, стронциевыми и фосфорными. Химические элементы, по которым выделены организмы этой группы с максимальной их концентрацией, относятся к главным, распространенным в литосфере элементам. В то же время такие распространенные в литосфере элементы, как калий и натрий, не встречаются в столь значительных концентрациях в организмах. Организмы с содержанием калия свыше 10% отсутствуют, а обобщенные им организмы, содержащие до 3% этого элемента на живую массу, представлены гигантскими водорослями (*Macrocystis*, *Palegophycus*). Повышенное содержание калия отмечается в наземных растениях. Отсутствуют и собственно натриевые организмы, но обогащенные им организмы представлены большинством морских водорослей и наземной флорой солончаков.

Концентрация химических элементов в живых организмах осуществляется посредством природных вод, которые содержат эти элементы в растворенном виде. Наиболее благоприятные условия для концентрации элементов организмами создаются непосредственно в водной среде. По отношению к морской воде организмы в резко повышенном количестве концентрируют Ca, K, Si, F, Sr, Fe, Cu. Однако эти элементы преимущественно входят в состав твердых частей тела различных организмов, в составе других частей их содержание значительно ниже. Поскольку в течение весьма продолжительного геологического времени жизнь развивалась в морской среде, это могло отразиться на составе животных, в частности их крови. А. Маколлум провел сравнение ионного состава крови различных животных с составом морской воды (табл. 17).

Из данных, приведенных в таблице, следует, что состав крови различных животных (в отношении главных ионов) близок к составу воды современного океана. Этот факт свидетельствует о значительной генетической связи животных с морским способом обитания. А. Маколлум выдвинул гипотезу о том, что состав морской воды при зарождении позвоночных был близок к составу крови современных животных, и что их кровеносная система сформиро-

Сравнительный состав крови различных животных (по А. Маколлуму)

Природный объект	Массовое содержание компонентов, %				
	K	Ca	Mg	Cl	SO ₃
Морская вода	3,61	3,91	12,1	181	20,9
Мечехвост	5,62	4,06	11,2	187	13,4
Медуза	5,18	4,13	11,4	186	13,2
Омар	3,73	4,85	1,72	171	6,7
Коноплянка	4,61	2,71	2,46	166	—
Sargharias	5,75	2,98	2,76	169	—
Треска	9,50	3,93	1,41	150	—
Pollachius	4,33	3,10	1,46	138	—
Лягушка	—	3,17	0,79	136	—
Собака	6,62	2,8	0,76	139	—
Человек	6,75	3,10	0,70	129	—

Примечание. Содержание компонентов определялось по отношению к натрию (Na=100%).

валась и отделилась от морской воды позже, чем кровеносная система генерации мечехвостов и медуз.

Максимальная концентрация элементов в организмах и их частях конкретно проявляется в образовании определенных минералов. В настоящее время установлено присутствие почти 30 минералов в составе различных растений и животных. Наиболее интересные данные по минералам, возникшим под влиянием биогенных процессов, изложены в работе Г. Лоуенстама [43] и представлены в табл. 18. В ней указаны минералы, образованные представителями простейших и высших растений, грибов и животных. За последние десять лет достигнуты значительные успехи в изучении вопросов биогенного образования минералов. Было отмечено, что в течение изученного геологического времени формирование минералов организмами прогрессивно возрастало, отражая физико-химическое усложнение природы биосферы. За последние 20 лет почти в 3 раза возросло число идентифицированных минералов как биогенных продуктов, были обнаружены новые особенности биоминерализации: 1) 2/3 биогенных минералов представлены кальциевыми минералами; 2) почти 2/3 минералов содержат H₂O или OH; 3) 1/4 биогенных минералов сложена коллоидными образованиями.

Распределение биогенных минералов между наиболее крупными таксономическими единицами организмов (царствами) показывает, что 25 минералов синтезируются животными, 11 простейшими растениями, 7 высшими животными и 4 грибами. Очевидно, что животные в данном случае выступают как наиболее активные минерализаторы. Распределение биогенных минералов в пределах биологических таксономических единиц (см. табл. 18) подтверждает давно установленный факт, что карбонатные минералы оказываются наиболее распространенными бионеорганическими природными образованиями. Большая часть карбонатов представлена

различными полиморфными модификациями углекислого кальция — кальцитом, арагонитом, фатеритом, аморфным кальций-карбонатом. Кремнезем — опал занимает второе место среди минералов, возникающих биогенным способом. Окислы и гидроокислы занимают третье место по распространению. Наконец, четвертое место занимает магнетит как биогенный минерал. Остальные минералы (фосфаты, галиды, сульфаты и сульфиды) связаны с жизнедеятельностью ограниченного круга таксономических единиц растений и животных.

Биогенные минералы могут быть аморфными, скрытокристаллическими и монокристаллами, а также встречать в виде мелкозернистых агрегатов. Агрегаты сложены из микроструктурных единиц с беспорядочно расположенными кристаллографическими осями, что для водорослей является обычным. Можно выделить два различных процесса биогенного минералообразования.

В первом случае биогенное минералообразование осуществляется органической тканью или сетью, куда попадают активные ионы, строящие кристаллическую решетку минерала. Минеральный тип, ориентировка кристаллографических осей и микроструктура формируются под генетическим контролем.

Во втором случае минералообразование характеризуется в общем внеклеточным или междуклеточным формированием минерала, без обработки органической матрицей. Этот процесс минералообразования осуществляется некоторыми видами бактерий, зеленых и бурых водорослей. Он может быть представлен как биологически индуцированный, приводящий к образованию минералов с кристаллическим габитусом, подобным продуктам осаждения из неорганических растворов. В результате поликристаллические агрегаты, возникающие во внутриклеточных областях некоторых зеленых водорослей, обнаруживают произвольную ориентацию своих минеральных частей. В других случаях бактериальные минеральные продукты образуются в результате взаимодействия между биогенно возникающими газами и ионами металлов, присутствующих во внешней среде.

Твердые скелеты большей частью современных животных и растений возникли в сравнительно недавнее геологическое время. Первые живые организмы развивались в морях и, по-видимому, были представлены микроводорослями планктона в освещенных солнцем горизонтах морской воды вблизи самой поверхности. Затем в относительно прибрежной мелководной зоне возникли донные морские формы, которые постепенно заселяли более глубокие части морского дна. Позднее «расползание» живого вещества произошло в сторону суши, после того как возросшая продукция свободного кислорода привела к созданию озонового экрана, предохраняющего организмы от губительного воздействия ультрафиолетовой радиации Солнца. Развитие животных в течение большей части геологического времени протекало в морской среде — в зоне моря, насыщенной кислородом. В это время животные строили свое тело исключительно из мягких тканей без твердого скелета.

Эволюция скелетов сильно задерживалась, так как твердые скелеты делали организмы более тяжелыми, и они погружались ниже кислородного слоя в среду, где отсутствовали условия для их жизни. Поэтому твердые скелеты могли возникнуть у тех организмов, которые приобрели плавательный аппарат и способны были самостоятельно плавать или перемещаться по дну в зоне морских побережий. Однако твердые скелеты приобрели и сидячие формы бентоса. В начале кембрия возникло множество морских животных с известковым скелетом. Уменьшение в течение кембрийского периода содержания углекислоты в атмосфере понизило растворимость соответствующих соединений и позволило животным строить твердый скелет из улекислого кальция.

Тем не менее, биогенное образование минералов происходило задолго до начала кембрия и выразилось в появлении сульфидов. Оно обнаружено по изотопным отношениям серы ^{34}S : ^{32}S во многих осадочных пиритах. Эти отношения характерны для деятельности сульфатредуцирующих бактерий. Возраст наиболее древних сульфидов, обнаруживших биогенное фракционирование изотопов серы, оценивается в 2,8—3 млрд. лет. Таким образом, уже в то время разделение изотопов серы в морской среде осуществлялось в достаточно больших размерах, что отражало биогенную миграцию серы с соответствующим осаждением биогенных сульфидов.

В течение фанерозоя наблюдаются некоторые изменения в типах минералов, образованных организмами. Твердая минерализация известна со времени 600 млн. лет назад. Первоначально $2/3$ организмов образуют фосфатную твердую часть тела и $1/3$ — карбонатно-кальциевую. Но за очень короткое геологическое время (порядка 20 млн. лет) уже около $1/2$ ископаемых организмов имеют карбонатно-кальциевый скелет. С тех пор полиморфные разновидности кальций-карбоната начинают преобладать в организмах. При этом кальцит стал утилизироваться в более широких масштабах, чем арагонит. Палеозойские формы имеют преимущественно кальцитовый скелет, в то время как некоторые формы мезозойских мшанок и наутилоидей отличаются арагонитовыми скелетами. В общем ископаемые остатки указывают на тенденцию в эволюции твердых частей организмов: от бесскелетных форм до фосфатов и карбонатов с последующей заменой кальцита арагонитом.

Формирование твердых скелетов у различных организмов оказывало все возрастающее влияние на эволюцию литогенеза в истории Земли — от преимущественно неорганического осаждения карбонатов к резкому преобладанию биогенного карбонатного осадко-накопления.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ МИРОВОГО ОКЕАНА
И ЭТАПЫ ЕГО РАЗВИТИЯ

ИСТОРИЯ ЛЕТУЧИХ ВЕЩЕСТВ В ПЛАНЕТАХ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

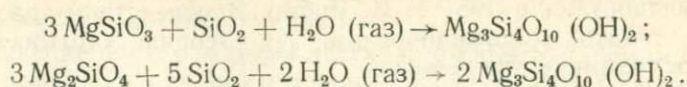
Главные компоненты гидросферы и атмосферы Земли относятся к летучим веществам, которые некогда находились в составе материала первичной мантии. К настоящему времени широко распространилось мнение о том, что пары воды и газы атмосферы возникли из недр планеты и поступили на ее поверхность в результате внутреннего разогрева, совместно с наиболее легкоплавкими веществами мантии в процессе вулканической деятельности.

Следует отметить, что в современную эпоху большая часть глубинных газов Земли при поступлении в биосферу подвергается резкому изменению и переходит в другие химические соединения, в более устойчивую форму нахождения вещества при данных условиях. Так, основной вулканический газ H_2O конденсируется в виде жидкой воды, пополняя гидросферу. Некоторая часть следующего по распространенности вулканогенного газового продукта CO_2 быстро потребляется в биосфере фотосинтезом зеленых растений, а другая, значительно большая часть его растворяется в гидросфере, образуя сложную карбонатную систему, из которой углекислота извлекается при осаждении карбонатных осадков (известняки и доломиты). Сернистые газы окисляются до сульфатного иона, который служит важной частью веществ, растворенных в морской воде. Вулканические дымы HCl и HF , попадая в биосферу, располагаются с образованием ионов Cl^- и F^- , также входящих в состав морской воды, а CH_4 окисляется с образованием CO_2 и H_2O . Таким образом, в современных условиях глубинные летучие вещества Земли, поступая на поверхность, подвергаются существенной переработке в биосфере и не только остаются в атмосфере и гидросфере, но и в значительной степени захороняются в осадочных породах.

Следует отметить, что все внутренние планеты и Земля в целом характеризуются очень малым количеством летучих веществ. Так, масса гидросферы составляет едва ли 0,02% общей массы Земли, а масса атмосферы всего лишь 0,00009%. Присутствие столь малых количеств летучих связано со способом и местом образования нашей планеты в той части первичной туманности, где летучих было мало. В связи с процессом формирования Земли поступление летучих компонентов в ее состав представляется в следующем виде.

Вода и углекислый газ как компоненты солнечной туманности долгое время продолжали пребывать в виде несвязанных молекул, когда большая часть твердых частиц — конденсатов уже выделилась. Поэтому оставшиеся газы в какой-то мере поглощались пылевыми частицами путем адсорбции и различных химических реакций. При падении температуры газовой туманности ниже 400К ранее выделившиеся силикаты взаимодействовали с парами воды,

происходила гидратация силикатов. Часть оливинов и пироксенов переходила в гидратированные силикаты путем реакций



Таким образом, гидратированные силикаты, находимые сейчас в низкотемпературных хондритах, явились скрытыми носителями такого важного летучего вещества, как вода. В настоящее время относительное количество воды наиболее высокое в планетарном чехле Земли, примерно на порядок оно ниже в планетарном чехле Марса, еще меньше воды на Венере, практически отсутствует вода в составе лунных горных пород.

На заключительных этапах остывания протопланетной туманности возникшие гидратированные силикаты в тонкодисперсном состоянии обладали высокой адсорбционной способностью. Они могли захватывать из окружающей среды не только молекулы воды, но также обычные и инертные газы. По всей вероятности, адсорбция была наиболее важным процессом, при котором оставшиеся в данном участке туманности летучие вещества поглощались пылевой фазой и затем при дальнейшей аккумуляции внедрялись в планеты земной группы, а также в родоначальные тела метеоритов.

Атмосфера и гидросфера Земли изменились со времени своего образования. Первичная атмосфера Земли, возникшая вскоре после первых этапов дегазации мантии, в какой-то мере может быть сравнима с современной атмосферой Венеры, которая по размерам наиболее близка к нашей планете (табл. 19). Первоначальный вариант атмосферы и гидросферы Земли предполагает быстрый, почти катастрофический процесс становления гидросферы и нахождение всего или большей части CO_2 в атмосфере. Впоследствии CO_2 оказался сосредоточенным в карбонатных породах. Естественно, что нахождение всего литосферного CO_2 в ранней атмосфере Земли можно принимать как гипотезу, но возможны и другие модельные построения.

Таблица 19

Атмосферы Земли и Венеры

Атмосфера планет	Содержание компонентов, %				Мощность слоя H_2O , км	Давление, 10^5 Па
	N_2	O_2	Ar	CO_2		
Земля современная	78	21	9	0,03	3	1
первоначальная*	1,5	Следы	0,19	98	3	70**
Венера современная	1,8	—	0,2	98	Следы	88 ± 3

* Соответствует условиям отсутствия фотосинтеза и карбонатов на Земле.

** Для корового углерода с распространенностью $9 \cdot 10^{22}$ г.

Наиболее обстоятельная и аргументированная теория происхождения гидросферы и атмосферы Земли за счет дегазации мантии была разработана в 1951 г. В. Руби. Впоследствии различные авторы только модифицировали эту теорию, учитывая новые гео- и космохимические данные.

Происхождение гидросферы Земли в результате дегазации мантии оспаривается В. И. Ферронским на основании сопоставления полученных изотопных данных [29]. Оказалось, что изотопный состав водорода δD и кислорода $\delta^{18}O$ Мирового океана не совпадает с изотопным составом ювенильных вод из глубоких горизонтов Земли. Согласно В. И. Ферронскому, конденсация воды на последних этапах остывания солнечной туманности привела к тому, что образование гидросферы Земли оказалось завершающим событием в образовании планеты. По предложенной им гипотезе, время между завершением конденсации минеральных частей Земли и началом конденсации воды должно быть весьма значительным, учитывая различие в температурах конденсации. Этот интервал времени мог увеличиться также за счет парникового эффекта, который определили углекислый газ и вода до ее конденсации (нечто подобное сейчас наблюдается на Венере). В связи с этим есть основание полагать, что гидросфера Земли является последним образованием среди других ее оболочек. Наблюдаемая стабильность химического и изотопного состава океана во времени является результатом унаследованного равновесия воды — раствора, которое было приобретено ею в газовой фазе.

По В. И. Ферронскому, с позиций конденсационной гипотезы можно полагать, что гидросфера Земли находилась в паровой фазе до тех пор, пока температура земной поверхности не снизилась до определенных пределов. Предполагается, что конденсация воды в жидкую фазу на поверхность Земли могла быть основным «спусковым механизмом» для начала активных магматических процессов. Процессы эволюции земной коры должны рассматриваться в неразрывной связи с эволюцией гидросферы.

Тем не менее, отмечая несомненное расхождение изотопного состава воды Мирового океана с глубинными вулканическими водами, мы считаем, что это обстоятельство далеко не полностью устраняет возможность вулканогенно-мантийного происхождения гидросферы, по крайней мере большей ее части.

Несомненно, определенное количество воды находилось в первичной мантии, поскольку вода является важным петрогенетическим агентом рождения магмы на больших глубинах, обычно недостижимых для вод поверхностного, атмосферного происхождения. Было бы наивным считать, что материал типа углистых хондритов, играющий роль главного носителя летучих веществ ранней Земли, имел такой же изотопный состав воды, как в изученных до настоящего времени немногочисленных углистых хондритах. К тому же исследованные углистые хондриты характеризуются значительными колебаниями изотопного состава водорода и кислорода воды, так что сейчас трудно обосновать какое-то среднее значение.

Тем не менее вполне допустимо, что некоторая часть воды поступила на нашу планету на последних стадиях ее аккреции, как поздний конденсат солнечной туманности.

Выяснение происхождения летучих компонентов Земли и других планет земной группы представляет собой важную и трудную проблему. Сравнение распространенности летучих веществ Земли и Марса на основе гео- и космохимических данных было выполнено Э. Андресом и Т. Оуэном в 1977 г. Они полагают, что на происхождение атмосферы и гидросферы Марса и Земли могли влиять пять факторов: 1) первоначально малое содержание летучих компонентов; 2) неполная дегазация недр; 3) реконденсация (нахождение в районах поверхности); 4) катастрофическая потеря ранней атмосферы; 5) постепенное выделение летучих компонентов. Критически оценивая вероятность приведенных выше факторов, авторы считают, что первый фактор был решающим в формировании атмосферы планет земной группы.

Важным средством выяснения происхождения атмосферы и гидросферы оказываются данные о изотопном и элементарном распространении благородных газов.

Сравнение содержаний этих газов показывает, что кривые их распространенностей в хондритовых метеоритах, на Земле и Марсе имеют одинаковые очертания, хотя распространенность на Марсе на два порядка ниже, чем на Земле (рис. 17). Исключение представляет низкое распространение ксенона на Земле. Однако специальные исследования показали, что значительная доля ксенона заключена в породах земной коры, в частности в сланцах. Если учесть эту долю, то совпадение с данными для хондритов будет вполне удовлетворительным. Таким образом, формируется довольно ясная картина общего характера «планетарного» распространения благородных газов.

Если космическая пыль с отмеченной распространенностью инертных газов была общей во внутренней части солнечной туманности, то естественно, что она должна отражаться в атмосферах Венеры, Земли и Марса. Та часть протопланетной пыли, которая по составу относится к поздним конденсатам, была, вероятно, также носителем соединений углерода, азота и водорода. Зная пропорцию между этими летучими и благородными газами, можно по

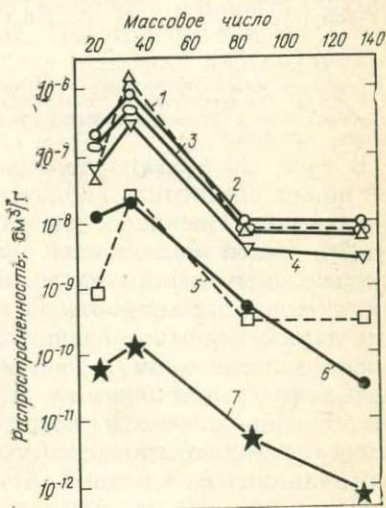


Рис. 17. Графики распространенности благородных газов в хондритовых метеоритах:

1—5 — хондритовые метеориты (1 — C30, 2 — C2, 3 — C1, 4 — C3V, 5 — N); 6 — Земля; 7 — Марс

распространенности благородных газов приблизительно предсказать общее поступление летучих компонентов в планеты земной группы. Э. Андерс и Т. Оуэн допустили, что большая часть ^{36}Ar Земли находится в атмосфере планеты и может быть использована в качестве индекса для сравнения метеоритного и земного поведения благородных газов. Главным выводом из проведенного сопоставления является то, что при условиях гетерогенной аккреции (наиболее вероятный процесс образования Земли) только материал типа углистых хондритов мог быть пригодным для обеспечения содержания земных летучих (табл. 20).

Таблица 20

Сравнение содержания летучих в материалах Земли и в хондритах

Объект	Масса**, %	$^{36}\text{Ar}/^{34}\text{Kr}$	δD , %	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
Земля*	—	48	-1,8	-6
C1-хондриты	2,4	90 ± 12	+24	От -7 до -11
C2-хондриты	3,9	77 ± 23	От +5 до -17	От -4 до -10
C3O-хондриты	1,3	211 ± 67	-12	-16
C3V-хондриты	6,3	83 ± 26	+18	-18

* Земная кора, гидросфера и атмосфера.

** Масса соответствующего материала, необходимого для поступления наблюдаемого количества ^{36}Ar в атмосферу. Масса материала земной коры, гидросферы и атмосферы принята за 100%.

В табл. 20 указано количество метеоритного материала, которое может обеспечить наблюдаемое на Земле содержание летучих компонентов. Очевидно, это небольшая доля: она составляет от 1,3 до 6,3% общей массы нашей планеты. По изотопной характеристике наиболее подходящим материалом для земной гидросферы оказываются углистые хондриты C2 или подобный им материал. В свете этих данных прежние расчеты А. П. Виноградова по общему (довольно значительному) содержанию летучих веществ в мантии оказываются завышенными. Дж. Лаример отметил, что только более половины всей воды сосредоточено в мантии. Кроме того, значительное количество воды могут содержать базальтовые магмы, выплавляемые из мантии.

Из полученных гео- и космохимических данных следует, что имеется вполне определенное закономерное различие в содержании летучих во внутренних планетах. Так, две крупные планеты — Земля и Венера — относительно обогащены летучими веществами, в то время как малые планеты обеднены ими на порядок и меньше. Никакого ясного механизма для объяснения этой тенденции не предложено. Можно лишь отметить, что чем меньше растущее планетное тело, тем меньше летучих оно собирает. Однако это правило не является универсальным для всех тел Солнечной системы: родительские тела углистых хондритов несомненно представлены малыми астероидами, но они насыщены летучими больше других малых тел.

Наличие летучих веществ на нашей планете, выразившееся в существовании атмосферы и гидросферы, было связано со способом ее образования, преимущественно с поздней аккрецией углесто-хондритового материала, который в данных условиях мог быть наиболее вероятным носителем летучих.

Большая часть атмосферы и гидросферы возникла в результате дифференциации первичного вещества планеты. Образование их определялось процессами выделения газа — дегазации, которые сопровождали планетарную дифференциацию вещества на кору и мантию. Однако детали этих процессов остаются неясными. Относительно времени и длительности процесса дегазации были высказаны разные точки зрения. Было предложено два варианта модели дегазации: постепенная дегазация в течение всего геологического времени и быстрая дегазация, занявшая короткий период времени на ранних этапах развития Земли.

Выбор этих моделей может быть сделан на основании данных сравнительной планетологии. Ранее формирование древней коры Луны указывает на то, что аналогичный процесс и на других планетах завершается очень рано. Согласно модели, предложенной К. П. Флоренским в 1965 г., летучие компоненты выделяются в конце периода формирования планеты в результате ударного дробления, плавления и испарения вещества. По этой модели дегазация основной массы летучих происходила на переломе протопланетарного и планетарного этапов развития (около 4,5 млрд. лет назад) в ходе ударно-взрывных процессов на поверхности [16].

СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОСФЕРА ЗЕМЛИ

Воды нашей планеты образуют единое целое — гидросферу. Различные природные воды, находясь в соответствующих термодинамических условиях, энергично мигрируют и, растворяя многие вещества оболочек Земли, находятся на различных стадиях минерализации. Любая природная вода по существу представляет собой естественный раствор. Даже наиболее чистые атмосферные воды характеризуются слабой минерализацией, что впервые для территории СССР было экспериментально установлено Н. Е. Федоровой. В атмосферных осадках малой минерализации содержится 10—25 мг/л растворенных веществ. Общая сумма растворенных веществ в атмосферных водах колеблется в пределах от 10 до 550 мг/л.

Значение воды как мощного геохимического фактора миграции в связи с ее физико-химическими свойствами в общем хорошо изучено. Большое значение имеет способность воды находиться в биосфере в трех агрегатных состояниях: твердом, жидком и газообразном.

Масса гидросферы ($1644 \cdot 10^{15}$ т) составляет едва ли 0,025% общей массы Земли. Большую часть гидросферы составляют моря и океаны, меньшую — континентальные воды и подземные воды осадочных толщ. Две трети поверхности планеты занимают воды Мирового океана. Положение верхней границы гидросферы опре-

деляется поверхностью открытых водоемов, совпадающей с поверхностью геоида, нижняя граница ее может быть условно проведена по геоизотерме $+100^{\circ}\text{C}$. Распределение водных масс в пределах верхних геосфер показано в табл. 21. Из данных, приведенных в этой таблице, видно, что 86,48% воды гидросферы образует океаны и моря, а остальная часть приходится на воды поверхности континентов, лед, атмосферу и осадочную оболочку Земли — стратисферу. Общая площадь водной поверхности Земли $360,8 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, на поверхность континентов и внутренние моря приходится $149,2 \times 10^6 \text{ км}^2$. Средняя глубина Мирового океана 3,8 км.

Таблица 21

Распределение воды в верхних геосферах

Природные объекты	Объем		Масса, 10^{15} т	Отношение к общей массе гидросферы, %
	общий, 10^6 км^3	на поверхность, л/см^3		
Океаны и моря	1370	268,6	1420	86,48
Озера и реки	0,5	0,1	0,5	0,03
Лед	22,0	4,3	22,0	1,33
Атмосфера	0,013	—	0,013	—
Стратисфера	196,0	38,4	201,0	12,16
Гидросфера в целом	1589	311,6	1644	100

Количество растворенных веществ определяет соленость морской воды. По определению, предложенному М. Кнудсенем, соленость представляет собой массу (в граммах) растворенного неорганического вещества в 1 кг морской воды после того, как весь бром и иод замещены эквивалентным содержанием хлора и все органическое вещество полностью окислено. Для оценки состава морской воды введено представление о хлорности. Хлорность определяется как содержание хлора (в граммах) на 1 кг морской воды, в которой бром и иод полностью замещены хлором. Согласно эмпирической формуле Кнудсена, между соленостью и хлорностью существует зависимость: $S = 0,03 + 1,8050 \text{ Cl}$.

Средняя соленость воды мирового океана равна 35 г/кг, или 35‰, а средняя хлорность 19‰. С ростом солености увеличивается плотность воды. В целом соленость Мирового океана колеблется в узких пределах от 33 до 36‰. Изменение солености поверхностных вод океана в общем носит зональный характер: она достигает максимумов 35,5‰ у тропиков и понижается у экватора до 34,5‰; отмечается понижение в сторону полярных областей. С глубиной соленость также несколько понижается и достигает 34,5‰.

Температура верхних слоев воды океана в общем следует климатической широтной зональности, которая искажается крупными океаническими течениями. В вертикальном разрезе Мировой океан представляет собой двухслойную систему. Относительно тонкий верхний слой перемешивания вод имеет мощность от десятков до нескольких сотен метров. В этом слое в связи с конвективными движениями и турбулентностью имеет место однородное распре-

деление солености и температуры по вертикали. В нижнем слое, занимающем подавляющую часть объема гидросферы, температура с глубиной понижается, достигая минимума у самого дна. Вертикальное распределение солености может меняться от места к месту. Плотность воды с глубиной повышается, и поэтому глубинные части морской воды достигают устойчивости стратификации. Можно себе представить, что нижний слой состоит из относительно тонких прослоев, охватывающих большие площади по горизонтали.

Океаническая вода — главная часть гидросферы Земли — представляет собой уникальный природный раствор, содержащий в среднем 35‰ растворенных веществ, которые определяют соленость. После обработки анализов 77 проб океанической воды, выполненных В. Дитмаром в 1884 г. и собранных знаменитой экспедицией «Челленджера» в 1873—1876 г., была установлена главная особенность химии Мирового океана — соотношение главных растворенных в океане компонентов остается постоянным во всем его объеме. В химическом отношении Мировой океан представляет собой природную систему с устойчивым балансом химических элементов. Привнос в океан растворенных веществ и вынос их в осадки происходят с относительным постоянством и в равной степени. По данным Г.Свердрупа и др., состав нормальной морской воды при солености 35‰, температуре 8°C, плотности 1,025 г/см³ и рН 8,17 характеризуется данными, которые представлены в табл. 22.

Таблица 22

Состав нормальной морской воды

Ионы	Содержание ионов		
	г/кг	ммоль/л	ммоль·экв/л
<i>Анионы</i>			
Cl ⁻	19,360	560,70	560,70
SO ₄ ²⁻	2,701	28,88	57,76
Br ⁻	0,066	0,85	0,85
F ⁻	0,001	0,07	0,07
CO ₂	0,001	0,01	—
H ₂ CO ₃			
HCO ₃ ⁻	0,116	1,90	1,90 } Карбонатная 0,40 } щелочность
CO ₃ ²⁻	0,012	0,20	
H ₃ BO ₃	0,022	0,35	—
H ₂ BO ₃ ⁻	0,005	0,08	0,08
<i>Катионы</i>			
Na ⁺	10,770	480,80	480,80
Mg	1,298	54,78	109,56
Ca ²⁺	0,408	10,46	20,92
K ⁺	0,387	10,18	10,18
Sr ²⁺	0,014	0,15	0,30
Итого	35,161	621,76	619,38

Принимая всю сумму растворенных веществ, определяющих соленость Мирового океана, за 100%, можно подсчитать, что 95,8% приходится на главные ионы, представленные в табл. 22. Только 4,2% остается на все остальные химические элементы, вместе взятые. В целом химический состав океанической воды в основном определяется немногими элементами или, точнее, их ионами. В морской воде находятся в растворенном виде все химические элементы таблицы Менделеева, но большая часть их присутствует в низких концентрациях. Однако некоторые из них, несмотря на относительно низкую концентрацию, играют важную роль в химических процессах океана и в жизни морских организмов. В этом отношении наиболее видная роль принадлежит азоту, фосфору и кремнию. Их концентрация в морской воде контролируется размножением и ростом морских растений и животных.

Своеобразную роль в составе морской воды играют растворенные в ней природные газы N_2 , O_2 , CO_2 , H_2S , которые теснейшим образом связаны с деятельностью живого вещества и атмосферой. Концентрация (в мг/л) этих газов в морской воде подвергается значительным колебаниям в зависимости от физико-географических условий: N_2 8,4—14,5; O_2 0—9; CO_2 34—36; H_2S 0—22. Очевидно, что наиболее распространенной оказывается углекислота, которая находится в морской воде в разных формах. Все формы нахождения углекислоты в море образуют так называемую карбонатную систему динамического равновесия, которая представляется в следующем виде:

Атмосфера CO_2

↑↑

Океан $CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons HCO_3^{1-} + H^+ \rightleftharpoons CO_3^{2-} + 2H^+$.

В морской воде в зависимости от температуры устанавливается сложная система химических равновесий между звеньями этой цепи. Общее количество углекислоты во всем объеме Мирового океана оценивается в $1,4 \cdot 10^{20}$ г, что в 60 раз больше содержания углекислого газа в атмосфере. С карбонатной системой связаны ионы кальция и косвенным образом весь ионный комплекс морской воды.

Главная особенность химии океанической воды заключается в постоянном соотношении ионов ведущих элементов, которые указаны в табл. 22. Это свидетельствует о необычайной устойчивости динамического равновесия между количеством растворенных веществ, попадающих с суши в океан, и их осаждением.

Если известно общее количество данного элемента, находящегося в той или иной форме в океане, и сколько этого элемента уносится в донные отложения или привносится всеми реками континентов в океан в единицу времени, то можно рассчитать время пребывания его в воде океана. Данные по балансу ряда химических элементов в океане, согласно расчетам Т. Барта и А. П. Виноградова, представлены в табл. 23.

Данные этой таблицы нельзя считать точными, они дают представление об интенсивности обмена элементов в пределах порядков

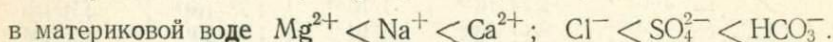
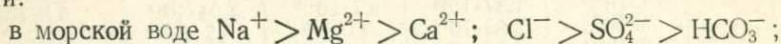
Баланс солевого состава океана и время пребывания элементов в океанической воде (по Т. Барту и А. П. Виноградову)

Элемент	Содержание элементов			Время пребывания, годы	
	в океане		в реках, %		
	%	г			
Na	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,418 \cdot 10^{22}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,575 \cdot 10^{14}$	$1 \cdot 10^8$
K	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$5,30 \cdot 10^{20}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$5,25 \cdot 10^{13}$	$1 \cdot 10^7$
Mg	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,78 \cdot 10^{21}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$1,15 \cdot 10^{14}$	$1,55 \cdot 10^7$
Ca	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$5,59 \cdot 10^{20}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,55 \cdot 10^{14}$	$1,2 \cdot 10^6$
Sr	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$1,10 \cdot 10^{19}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{12}$	$3,1 \cdot 10^6$
Cl	1,94	$2,65 \cdot 10^{22}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$2,24 \cdot 10^{14}$	$1,2 \cdot 10^8$
Br	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$9,04 \cdot 10^{19}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{11}$	$1,3 \cdot 10^8$
F	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,78 \cdot 10^{18}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,75 \cdot 10^{12}$	$1,0 \cdot 10^6$
SO ₄	0,27	$3,70 \cdot 10^{21}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{14}$	$8,8 \cdot 10^6$
B	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$6,35 \cdot 10^{18}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{11}$	$9,1 \cdot 10^6$
Li	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,05 \cdot 10^{17}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{10}$	$5,8 \cdot 10^6$
Rb	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,74 \cdot 10^{17}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$7,0 \cdot 10^{10}$	$3,9 \cdot 10^6$
Y	$5 \cdot 10^{-6}$	$6,85 \cdot 10^{16}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$7,0 \cdot 10^{10}$	$9,8 \cdot 10^5$
Cs	$3,7 \cdot 10^{-8}$	$5,07 \cdot 10^{14}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$3,5 \cdot 10^9$	$1,5 \cdot 10^5$
Ba	$2 \cdot 10^{-6}$	$2,74 \cdot 10^{16}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$1,05 \cdot 10^{12}$	$2,6 \cdot 10^4$
Si	$3 \cdot 10^{-4}$	$4,11 \cdot 10^{18}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2,10 \cdot 10^{14}$	$1,96 \cdot 10^4$
V	$3 \cdot 10^{-7}$	$4,11 \cdot 10^{15}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{10}$	$1,2 \cdot 10^5$
Ti	$1 \cdot 10^{-7}$	$1,37 \cdot 10^{15}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$1,75 \cdot 10^{11}$	$7,8 \cdot 10^3$
Cr	$2 \cdot 10^{-9}$	$2,74 \cdot 10^{13}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{10}$	$7,8 \cdot 10^2$
Mn	$2 \cdot 10^{-7}$	$2,74 \cdot 10^{15}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{11}$	$7,8 \cdot 10^3$
Fe	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,37 \cdot 10^{16}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$2,34 \cdot 10^{13}$	$5,8 \cdot 10^2$
Co	$5 \cdot 10^{-8}$	$6,85 \cdot 10^{14}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{10}$	$1,96 \cdot 10^4$
Ni	$2 \cdot 10^{-7}$	$2,74 \cdot 10^{15}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$1,75 \cdot 10^{11}$	$1,6 \cdot 10^4$
Cu	$3 \cdot 10^{-7}$	$4,11 \cdot 10^{15}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$1,75 \cdot 10^{11}$	$2,3 \cdot 10^4$
Zn	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,37 \cdot 10^{16}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^4$
Pb	$3 \cdot 10^{-9}$	$4,11 \cdot 10^{13}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{10}$	$1,2 \cdot 10^3$
As	$3 \cdot 10^{-7}$	$4,11 \cdot 10^{15}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$1,05 \cdot 10^{11}$	$3,9 \cdot 10^4$
Ag	$3 \cdot 10^{-8}$	$4,11 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{-8}$	$7 \cdot 10^9$	$5,9 \cdot 10^4$
Zr	$5 \cdot 10^{-9}$	$6,85 \cdot 10^{13}$	$2,6 \cdot 10^{-7}$	$9,10 \cdot 10^{10}$	$7,6 \cdot 10^2$
U	$3 \cdot 10^{-7}$	$4,11 \cdot 10^{15}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$3,5 \cdot 10^9$	$1,2 \cdot 10^6$
Mo	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,37 \cdot 10^{16}$	$8,4 \cdot 10^{-8}$	$2,94 \cdot 10^{10}$	$4,7 \cdot 10^5$
P	$7 \cdot 10^{-6}$	$9,59 \cdot 10^{16}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{11}$	$2,7 \cdot 10^5$
Al	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,37 \cdot 10^{16}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,75 \cdot 10^{12}$	$7,8 \cdot 10^3$
Th	$1 \cdot 10^{-9}$	$1,37 \cdot 10^{13}$	$2 \cdot 10^{-9}$	$7 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^4$
Tl	$5 \cdot 10^{-14}$	—	—	—	$n \cdot 10^4$
Io	$5 \cdot 10^{-15}$	—	—	—	$3,5 \cdot 10$
Pa	—	—	—	—	$1,4 \cdot 10^2$

времени. При получении этих данных не учитывали биогенную миграцию ряда элементов. Некоторые простые ионы (типа Na, K, Mg, Sr, Cl, Br, SO₄ и др.) наиболее продолжительное время находятся в воде океана (порядка 10^7 — 10^8 лет). Другие ионы, в том числе тяжелых металлов Ca, F, Li, Rb, Y, Cs, U, Ag, V, Mo, P, имеют среднее время пребывания 10^5 — 10^6 лет. Химические элементы, которые образуют нерастворимые соединения, гидролизуются и находятся преимущественно в виде взвесей, пребывают в морской воде самое короткое время (порядка 10^3 — 10^4 лет). К этой группе относятся Ba, Si, Be, Ti, Cr, Mn, Co, Ni, Sn, Zn, Pb, As, Zr, Al, Th.

Таким образом, большая часть гидросферы в виде единого Мирового океана представляет собой активную геохимическую систему, через которую веками с различной скоростью проходила миграция химических элементов. Среднее содержание каждого химического элемента в океанической воде определяется его свойствами и теми процессами, в которых он участвует во всей толще океанической воды.

Кроме вод Мирового океана гидросфера охватывает весь комплекс материковых вод и атмосферных осадков. Большая часть материковых вод образуется за счет поступления атмосферных осадков, которые характеризуются минимальной минерализацией, сохраняющейся главным образом в материковых льдах. Выпавшие атмосферные осадки, омывая сушу, в большинстве случаев попадают в океан, участвуя в общем круговороте воды. Часть вод идет на пополнение подземных вод в результате инфильтрации через почвенные горизонты. В процессе инфильтрации, соприкасаясь с почвами, горными породами, живыми организмами или их остатками, воды частично растворяют эти образования и соответственно минерализуются. Химический состав материковых вод зависит от конкретных физико-географических и физико-химических условий стока. Главные ионы материковых вод те же, что и морской воды, но соотношение их обратное. При сравнении относительного распространения ионов морской и материковой воды, отмечается различие, которое может быть показано следующими неравенствами:



О. А. Алекин предложил разделить компоненты, содержащиеся в природных водах, на пять групп: 1) главные ионы, присутствующие в наибольшем количестве; 2) растворенные газы; 3) биогенные элементы (соединения азота, фосфора, кремния); 4) микроэлементы, присутствующие в малых концентрациях, к которым относятся все остальные химические элементы; 5) органические вещества. Химический состав природных вод материков, в отличие от океанической воды, в общем довольно разнообразный. Перечисленные выше группы элементов они содержат в разной пропорции.

Природная вода состоит из двух стабильных изотопов водорода H и D и трех стабильных изотопов кислорода ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O . Это определяет существование девяти изотопных видов молекул воды. Изотопные виды воды HD^{16}O и D_2^{16}O представляют собой тяжелую воду. В процессе круговорота воды в биосфере происходит фракционирование изотопов водорода и кислорода. Изотопный состав водорода и кислорода природных вод обычно выражается в промиллях степени уплотнения:

$$\delta D = 10^3 \left[\frac{(\text{D/H})_{\text{пр}} - (\text{D/H})_{\text{ст}}}{(\text{D/H})_{\text{ст}}} \right];$$

$$\delta^{18}\text{O} = 10^3 \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{пр}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}} \right],$$

где $(D/H)_{пр}$ и $(^{18}O/^{16}O)$ — отношения в исследуемой пробе; $(D/H)_{ст}$ и $(^{18}O/^{16}O)$ — изотопные отношения в стандарте. По предложению Г. Крейга, в качестве международного стандарта принята средняя океаническая вода (standard mean oceanic water — SMOW), для которой δD и $\delta^{18}O$ равны нулю, $D:H=0,000158$ и $^{18}O:^{16}O=1993,4 \cdot 10^{-6}$.

Изотопный состав водорода природных вод обычно изменяется одновременно с изменением изотопного состава кислорода, поскольку молекулы воды DHO и D_2O , с одной стороны, и $H_2^{17}O$ и $H_2^{18}O$ — с другой, обладают одинаковыми механическими свойствами, следовательно, одинаково подвижны. В природных водах наблюдается линейная корреляция между изменениями изотопного состава водорода и кислорода, которая соответствует отношению $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$. Линейный характер зависимости выражается так называемой прямой Крейга (рис. 18).

Круговорот воды на поверхности Земли можно сравнить с дистилляционной системой, в которой главным резервуаром является океан. Наиболее легкие фракции этой системы представлены атмосферными водами и образованными ими материковыми льдами в полярных районах Арктики и Антарктики. Изотопный состав водорода снега около Южного полюса выражается величиной $\delta D = -440$, а кислорода $\delta^{18}O = -60\%$. В данном случае мы наблюдаем существенное изотопное облегчение воды. Согласно проведенным вычислениям, если бы все ледники Земли растаяли, то изотопный состав океанической воды изменился в сторону облегчения: δD на -10 , а $\delta^{18}O$ на -1% .

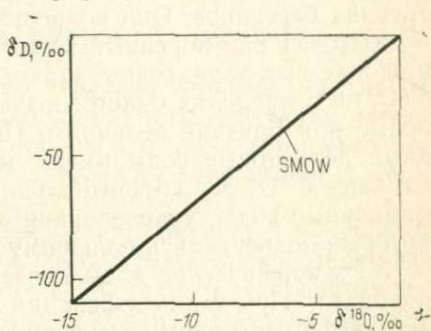


Рис. 18. График зависимости между δD и $\delta^{18}O$ в природных водах (прямая Крейга)

По изотопному составу и происхождению можно выделить следующие виды природных вод: атмосферные, океанические, термальные, реликтовые, метаморфические и магматические. Подразделение это условно, поскольку в природных условиях часто встречается смешивание вод различного происхождения. Следует при этом помнить принцип В. И. Вернадского, указавшего, что все природные воды Земли образуют единую систему гидросферы.

Атмосферные воды формируются в результате испарения с поверхности океанов и других водоемов. В изотопном отношении они наиболее легкие, величины δD и $\delta^{18}O$ имеют отрицательные значения. К атмосферным водам относятся дождевые и грунтовые воды, снега, глетчерный лед, потоки на поверхности суши. По мере удаления от экватора значения δD и $\delta^{18}O$ понижаются и достигают минимума в полярных странах.

Океанические воды характеризуются повсеместно устойчивым

изотопным составом водорода и кислорода, принятым в качестве стандарта. Очень небольшие колебания отмечаются в воде мелко-водных морей.

Термальные воды представляют собой подземные воды с температурой, близкой к точке кипения. Почти во всех случаях они характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O} \gg +5,5\%$, что обусловлено изотопным обменом кислорода воды с кислородом минеральных частей вмещающих пород — преимущественно с карбонатами и силикатами. Но значения δD не изменяются и близки к значениям для атмосферных вод.

Реликтовыми называются подземные воды, сохранившиеся от древних бассейнов. Они подвергаются влиянию вмещающих пород и содержат растворенные вещества. Для реликтовых или формационных вод характерны значительные колебания значений δD и $\delta^{18}\text{O}$, но в пределах одного подземного бассейна они имеют одинаковые или близкие величины. По сравнению с океаническими водами реликтовые воды имеют меньшее значение δD и несколько меньшее $\delta^{18}\text{O}$. Все крупные толщи осадочных пород содержат формационные воды, унаследованные от древних эпох седиментации, которые подвергались большому влиянию атмосферных вод.

Метаморфические воды связаны с метаморфическими горными породами. При метаморфизации находящиеся в породах воды подвергаются изотопному изменению в результате химических реакций с веществом породообразующих минералов при повышении температуры. Измерений изотопного состава метаморфических вод выполнено пока немного. Однако следует отметить, что изотопные равновесия между силикатными минералами и водой наступают при температуре свыше 200°C , когда развивается региональный метаморфизм. Происходит изотопный обмен между образующимися минералами и подземными водами. Для вод с толщ пород, подвергнутым региональному метаморфизму, δD колеблется в пределах от -20 до -65 , а $\delta^{18}\text{O}$ от $+5$ до $+65\%$. В то же время сами гидроксилсодержащие минералы метаморфических пород имеют значение δD -35 до $+90\%$.

Магматические воды находятся в магме и остаются в магматических породах после их кристаллизации. Магмы могут существовать при температурах $700-1100^\circ\text{C}$, поэтому подвижность молекул воды приводит к изотопной гомогенизации. В связи с этим наблюдаются небольшие колебания $\delta^{18}\text{O}$ от $+5,5$ до $+10$ и δD от -50 до -85% . В целом изменения изотопного состава для магматических вод значительно более ограничены по сравнению с колебаниями изотопного состава для метаморфических вод.

Изотопный состав водорода и кислорода природных вод естественно может быть использован для генетических выводов в отношении рудных минеральных ассоциаций и связанных с ними пород. Последние исследования в области геохимии изотопов свидетельствуют о большой роли атмосферных вод в формировании гидротермальных растворов, образующих рудные месторождения. Магматические интрузии в данном случае действуют как генераторы

тепла, возбуждающие циркуляцию водной системы, большая часть которой возникла за счет атмосферных вод. Количество собственно магматических вод в таких системах оказывается очень малым по сравнению с объемом подогретых грунтовых вод, образующихся в результате инфильтрации вод атмосферы в глубокие горизонты геологических структур.

Мировой океан входит в состав биосферы планеты и является уникальным вмещателем живого вещества, которое энергично участвует в геохимическом круговороте элементов. При этом процессе происходит фракционирование изотопов и других биофильных химических элементов.

ПУТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

В связи с плавлением отдельных участков верхней мантии в далеком прошлом на поверхность нашей планеты поступали легкоплавкие и летучие вещества. В основном это были три фракции мантийного материала: магма (базальтовая до андезитовой), растворенная в ней вода и газы.

Однако проблема происхождения океана связана с вопросами происхождения не только воды, но и растворенных в ней ионов разного типа. Вода относится к летучим веществам, и ее происхождение и история неизбежно связаны с судьбой других летучих компонентов. Давно было отмечено, что ряд компонентов, слагающих осадочные горные породы, атмосферу, гидросферу и живое вещество, представляют собой летучие вещества в широком смысле слова. Если сравнить их количество в составе верхних геосфер Земли, включая комплекс осадочных пород — стратисферу, с тем количеством, которое могло освободиться в процессе выветривания и переработки кристаллических изверженных пород земной коры, то получится большая разница, которая может быть названа избытком летучих. Результаты подсчета избытка летучих, выполненного В. Руби, представлены в табл. 24 и 25. Из данных, приведенных в таблицах, видно, что избыток летучих представляет собой внушительную величину, которая по отдельным компонентам в десятки и даже сотни раз превышает количество летучего материала, поступившего в результате выветривания коренных пород литосферы. Так, в избытке летучих углекислого газа в 83 раза, а хлора в 60 раз больше, чем это могло бы поступить из земной коры при интенсивном ее выветривании и переработке. Эти данные убедительно свидетельствуют о том, что природные газы земных глубин играли исключительно большую роль в формировании внешних верхних геосфер, охватываемых современной биосферой. Эта роль становится достаточно очевидной, если сравнить состав глубинных летучих веществ с составом вулканических газов и газов изверженных горных пород (табл. 26). По этой таблице можно проследить несомненное сходство избытка летучих с вулканическими газами, во всяком случае в качественном отношении, а в отдельных случаях и в количественных пропорциях. Отмеченная близость состава послужила серьезным основанием для важного геохимического вывода о

происхождении вод Мирового океана и газов атмосферы в результате дегазации мантии Земли. Это предствление сейчас получило широкое распространение. Однако избыток летучих мантийного происхождения мог обеспечить преимущественно анионную составную часть первичной гидросферы; что касается катионов, то они должны были иметь другой источник.

Таблица 24

Содержание летучих компонентов у поверхности Земли (по В. Руби)

Источник летучих компонентов	Содержание компонентов, 10 ²⁰ г					
	H ₂ O	C в виде CO ₂	Cl	N	S	H, B, Br, F
Современная атмосфера, гидросфера и живое вещество	14 600	1,5	276	39	13	1,7
Древние осадочные толщи	2 199	920	30	4,6	15	15
Итого	16 700	921	306	43	28	16,7

Таблица 25

Отношение избытка летучих компонентов (ЛК) к их содержанию в изверженных породах (по В. Руби)

Летучие компоненты	Количество ЛК, поступивших при выветривании пород, 10 ²⁰ т	Избыток ЛК, не учтенных при выветривании пород, 10 ²⁰ т	Отношение избытка к поступлению
H ₂ O	130	16 600	128
C в виде CO ₂	11	910	83
Cl	5	300	60
N	0,6	42	70
S	6	22	3,7
H, B, Br, F	3,5	13	4

Таблица 26

Сравнение вулканических газов с избытком летучих компонентов

Газы	Массовое содержание летучих компонентов, %				
	Вулканы Килауэа и Мауна-Лоа (26 образцов)	Базальт и диабаз (13 образцов)	Обсидиан, андезит, гранит (17 определений)	Выбросы фумаролов и гейзеров (23 определения)	Избыток летучих компонентов, %
H ₂ O	57,8	69,1	85,6	99,4	92,8
C в виде CO ₂	23,5	16,8	5,7	0,33	5,1
S ₂	12,6	3,3	0,7	0,03	0,13
N ₂	5,7	2,6	1,7	0,05	0,24
Ar	0,3	Следы	Следы	Следы	Следы
Cl	0,1	1,5	1,9	0,12	1,7
F	—	6,6	4,4	0,03	Следы
H ₂	0,04	0,1	0,04	0,05	0,07
Другие	—	—	—	—	Следы
Сумма	100,04	100,00	100,04	100,01	100,04

Выделение летучих веществ связано с магматизмом в широком смысле слова, поэтому каждое излияние базальтовой или андезитовой лавы на поверхность Земли приносило определенную порцию воды (в базальтовой магме могло содержаться до 7% ювенильной воды в виде водяного пара, ранее растворенного в исходном материале). А. П. Виноградов допускал взаимосвязь между количеством излившихся базальтов и объемом поступающей на поверхность Земли ювенильной воды. На поверхность Земли из глубин поступали газы H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , H_2S , H_3BO_3 , HCl , HF , а также небольшие количества инертных газов. По своему количественному распространению на первом месте стояли пары воды и углекислый газ. Если температура поверхности первичной Земли превышала $100^\circ C$, то вода некоторое время сохранялась в атмосфере в паробразном состоянии. Когда температура поверхности упала примерно до $100^\circ C$, преимущественно в полярных областях начались конденсация воды и формирование первых водоемов. Условия поверхности стали подчиняться широтной зональности в связи с солнечной радиацией и началом круговорота воды на поверхности Земли, который приводил к выносу ряда элементов с поверхности первичных участков суши в первичные водоемы.

Мировой океан возник из паров мантийного материала, и первые порции конденсированной воды на поверхности планеты были кислыми. Они характеризовались присутствием тех анионов, которые и сейчас находятся в морской воде, кроме иона SO_4 , который возник позже в связи с формированием в биосфере окислительной обстановки. Отсюда неизбежно следует, что первые конденсированные воды на Земле были минерализованы, а собственно пресные воды гидросферы появились значительно позже, в результате испарения с поверхности первичных водоемов, т. е. в процессе естественной дистилляции при создании в пределах суши замкнутых депрессий.

Сильные кислоты, находящиеся в составе ювенильных вод, интенсивно разрушали первичные алюмосиликатные породы, извлекая из них щелочные и щелочноземельные металлы Na , K , Rb , Cs , Mg , Ca , Sr , Ba , а также катионы двухвалентного железа и марганца. Первичная поверхность суши омывалась кислыми дождями и была местом процессов гидролиза и гидратации соответствующих минералов. Подобные процессы, но в ином масштабе совершались на дне водоемов. При круговороте воды и выносе катионов Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} значительная их часть задерживалась в океане. В связи с этим можно полагать, что большая часть катионов океанической воды является продуктом химического выветривания первичной литосферы. В связи с энергичной миграцией главных ионов гидросферы быстро установились их постоянные соотношения, что характерно и для современного океана.

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОСФЕРЫ

Современная гидросфера Земли, большая часть которой составляют воды Мирового океана, является продуктом длительной

эволюции, связанной с миграцией химических элементов через водную среду, и извлекаемых в разные геологические эпохи из пород и почв суши.

Рассматривая главные этапы эволюции гидросферы, следует отметить ее в высшей степени динамический характер. Так, учитывая современную интенсивность круговорота воды через атмосферу при данных климатических условиях и интенсивность фотосинтеза, нетрудно подсчитать, что в течение 3 000 лет количество испарившейся воды, вовлеченной в круговорот, равно массе мирового океана, а в течение 9 млн. лет сам фотосинтез переработал массу воды, равную всей гидросфере. В общем в течение длительного времени история вод Мирового океана входила как составная часть в историю биосферы. Вместе с атмосферой и стратисферой гидросфера составляет единую систему. Поэтому эволюция гидросферы естественно была и остается связанной с эволюцией других верхних геосфер.

Вопросы истории изменения состава вод гидросферы рассмотрены в работе Е. В. Посохова [19]. Согласно представлениям этого автора, гидросфера первоначально была представлена одним хлоркальциевым типом вод. В процессе роста и формирования земной коры произошло разделение ее на два генетических типа: морской и континентальный. Дальнейшая химическая дифференциация природных вод привела к возникновению на континентах ряда химических типов, число которых все время увеличивалось.

Эволюция гидросферы протекала под влиянием различных факторов. На самых ранних этапах истории Земли ведущая роль, вероятно, принадлежала ювенильному фактору — процессу дегазации и дегидратации мантии в связи с ходом ее дифференциации под влиянием радиогенного нагрева. Со временем роль этого фактора уменьшилась. Вода поверхности планеты прошла через бесчисленное множество круговоротов, по-разному соприкасаясь с минеральной частью литосферы и промывая растущие осадочные толщи. Довольно рано большое значение в эволюции гидросферы стал приобретать биологический фактор — живое вещество биосферы. Основной движущей причиной химической эволюции океана стали два взаимосвязанных фактора — гидрологический (материковый сток) и биологический. При этом роль последнего все время возрастала. Относительно эволюции гидросферы высказывались разные представления.

В. И. Вернадский придерживался мнения о постоянстве состава Мирового океана. Он считал, что с самых древних геологических отложений, с архейской эры, не только состав и формы нахождения воды должны быть аналогичны современным, но и ее количество должно было быть тем же или близким. В пользу этого положения В. И. Вернадский приводил данные о неизменности минеральных ассоциаций в геологическом времени. Однако это положение и представления о постоянстве биомассы в течение истории Земли следует понимать относительно. Общее среднее постоянство состава и количества воды в гидросфере могло в течение геологического вре-

мени колебаться. При неизменности общего количества воды могло меняться распределение ее между фазами, различными подземными бассейнами и водоемами. Относительная стабильность состава природных вод в большей степени присуща водам Мирового океана и в меньшей степени континентальным водоемам.

Вследствие чрезвычайно интенсивной миграции всех химических элементов под действием проточных вод Мировой океан в химическом отношении стабилизировался довольно быстро, поэтому можно согласиться с В. И. Вернадским, который в работе «Биогеохимические очерки» писал: «Огромный материал точного эмпирического наблюдения заставляет думать, что средний состав океанической воды является характерной постоянной планеты, константой, вероятно, являющейся устойчивой в течение геологического времени. Около нее в ту или другую сторону наблюдаются колебания, по-видимому, никогда не достигающие большой величины. Состав тропосферы, величина рН океанической воды, средний состав земной коры являются примерами таких постоянных планеты. Проверка этого положения для гидросферы и биосферы является сейчас одной из очередных задач».

Проблема химической эволюции гидросферы Земли изучалась многими исследователями — А. П. Виноградовым, М. Г. Валяшко, А. Г. Вологдиным, С. В. Бруевичем, В. И. Виноградовым, Е. С. Гавриленко, Е. В. Посоховым. Все они приходят к выводу об изменчивости химического состава океана в течение его истории. Однако главное расхождение существующих представлений заключается в оценке степени этой изменчивости. Одна часть авторов придерживается мнения о небольшой степени изменчивости, другая — о значительном изменении состава вод Мирового океана. Наиболее крайним представителем этой второй группы исследователей является Е. С. Гавриленко, который выделил семь палеогидрогеологических этапов последовательного изменения вод от кислых первичных до современных. Первые три этапа продолжались около 1 млрд. лет. Для этого времени характерна нейтрализация сильных кислот (в основном HCl), которые постепенно заменялись растворами хлоридов, содержащими некоторые количества боратов и фторидов. Только на седьмом, заключительном этапе, охватывающем весь фанерозой, составы вод Мирового океана и атмосферы приобретают стабильный характер. Следует отметить, что выделенные этапы эволюции гидросферы носят в высшей степени гипотетический характер. Они основаны на некоторых общих абстрактных соображениях, а не на строгих эмпирических данных.

Проблема геохимической эволюции гидросферы является сложной научной проблемой, поскольку свидетельства этой эволюции фиксированы преимущественно в осадочных породах морского происхождения и в целом носят косвенный характер. Современные представления об истории изменения состава морской воды базируются на изучении системы атмосфера — океан — литосфера и на выводах, полученных при анализе состава древних осадочных пород и продуктов их метаморфизма. Вся совокупность современных геохими-

ческих и петрологических данных, касающихся состава морской воды в докембрии, не дает указаний на то, что эта вода в то время чем-то существенно отличалась от современной. Вместе с тем имеются некоторые достаточно заметные различия между докембрийскими и фанерозойскими осадочными породами, которые в большинстве случаев каким-то образом отражают среду седиментации. Однако строгая интерпретация этих различий связана со значительными трудностями.

Для решения вопроса об изменчивости состава океанической воды в течение геологической истории недавно стали привлекать данные геохимии изотопов. В частности, повышенное внимание было уделено изучению изотопного состава среды, находящейся в настоящее время в морской воде в составе сульфатного иона.

Глава 5

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ

СОВРЕМЕННАЯ АТМОСФЕРА ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Атмосфера представляет собой газовую оболочку Земли, масса которой оценивается в $5,15 \cdot 10^{15}$ т. Однако эта величина составляет лишь 0,00009% от общей массы планеты. Основное количество воздушных масс на 90% сосредоточено в слое до высоты 16 км. Выше 100 км находится лишь $1/1000000$ часть атмосферного воздуха.

По сравнению с другими планетами земной группы, Земля имеет относительно обширную атмосферу, уступая в этом отношении только Венере. Максимальная высота атмосферы над поверхностью Земли не может быть четко установлена, поскольку плотность воздуха экспоненциально падает с высотой. Некоторые оптические и электрические явления в атмосфере, которые наблюдаются на высотах 1100 км, позволяют судить о присутствии там следов воздуха. Особое место занимают радиационные пояса и разреженная плазма на границе Земли и космического пространства. Относительная молекулярная масса сухого воздуха равна 28,966, а плотность при нормальном атмосферном давлении составляет $0,012928$ г/см³. Плотность воздуха с высотой постепенно понижается и достигает весьма низких значений.

Атмосфера Земли подразделяется на тропосферу, стратосферу и ионосферу. Тропосфера представляет собой приземную зону интенсивного перемешивания воздушных масс от поверхности до высот порядка 5—17 км (в зависимости от географической широты и времени года). В полярных областях высота тропосферы минимальна, а в экваториальной зоне она достигает максимального значения. В пределах тропосферы температура воздуха с высотой равномерно убывает до определенного предела, который называется тропопаузой. Выше тропопаузы находится стратосфера, где перемешивание воздушных масс ослабевает. Выше 80 км

находится обширная разреженная газовая оболочка, значительная часть атомов которой находится в ионизированном состоянии. Она относится к ионосфере и непосредственно граничит с межпланетным пространством.

Химический состав сухого атмосферного воздуха на уровне моря представлен в табл. 27. Данные таблицы показывают резкое преобладание двух компонентов — азота и кислорода. Остальные компоненты, кроме аргона и CO_2 , имеют второстепенное значение. Ничтожное содержание инертных газов и водорода представляет собой резкий контраст с их необычайно высоким распространением на Солнце, в звездах, газовых туманностях и атмосферах внешних планет.

В атмосфере в зависимости от длительности пребывания в ней тех или иных компонентов принято выделять постоянные и переменные компоненты. Постоянные компоненты воздуха представлены в табл. 28, переменные — в табл. 29. Однако такое подразделение носит относительный характер, так как в течение длительных интервалов геологического времени по существу все компоненты атмосферы выступают как переменные.

По устойчивости состава земную атмосферу можно разделить на нижнюю, однородную (гомосфера) и верхнюю (гетеросфера) зоны. Граница между ними находится примерно на высоте 100 км. Данные о составе воздуха в гомосфере представлены в табл. 27.

Таблица 27

Химический состав атмосферы

Компоненты	Относительная молекулярная масса (по отношению к $^{12}\text{C} = 12$)	Содержание компонентов, объемная доля, %	Масса, г
Общая атмосфера	—	—	$(5,136 \pm 0,007) \cdot 10^{21}$
Водяные пары H_2O	18,01534	Изменчиво	
Сухой воздух	28,9644	100,00	$(5,119 \pm 0,008) \cdot 10^{21}$
N_2	28,0134	$78,084 \pm 0,004$	$(3,866 \pm 0,005) \cdot 10^{21}$
O_2	31,9988	$20,948 \pm 0,002$	$(1,185 \pm 0,002) \cdot 10^{21}$
Ar	39,948	$0,934 \pm 0,001$	$(6,59 \pm 0,01) \cdot 10^{19}$
CO_2	44,00995	$0,0315 \pm 0,0010$	$(2,45 \pm 0,08) \cdot 10^{18}$
Ne	20,183	$(1,818 \pm 0,004) \cdot 10^{-3}$	$(6,48 \pm 0,02) \cdot 10^{16}$
He	4,0026	$(5,24 \pm 0,05) \cdot 10^{-4}$	$(3,71 \pm 0,04) \cdot 10^{15}$
Kr	83,80	$(1,14 \pm 0,01) \cdot 10^{-4}$	$(1,69 \pm 0,02) \cdot 10^{16}$
Xe	131,30	$(8,7 \pm 0,1) \cdot 10^{-6}$	$(2,02 \pm 0,02) \cdot 10^{15}$
CH_4	16,04303	$\sim 1,5 \cdot 10^{-4}$	$\sim 4,3 \cdot 10^{15}$
H_2	2,01594	$\sim 5 \cdot 10^{-5}$	$\sim 1,8 \cdot 10^{14}$
N_2O	44,0128	$\sim 3 \cdot 10^{-5}$	$\sim 2,3 \cdot 10^{15}$
CO	28,006	$\sim 1,2 \cdot 10^{-5}$	$\sim 5,9 \cdot 10^{14}$
NH_3	17,0306	$\sim 1 \cdot 10^{-6}$	$\sim 3 \cdot 10^{13}$
NO_2	46,0055	$\sim 1 \cdot 10^{-7}$	$\sim 8,1 \cdot 10^{12}$
H_2S	34,080	$\sim 2 \cdot 10^{-8}$	$\sim 1,2 \cdot 10^{12}$
O_3	47,9982	Изменчиво	$\sim 3,3 \cdot 10^{15}$ *

* Максимальное значение.

Постоянные компоненты атмосферы

Компоненты	Устойчивость компонентов	Химические реакции (спонтанные), определяющие неустойчивость
N ₂	Устойчив	—
O ₂	Неустойчив	Медленно реагирует с FeO, H ₂ S и соединениями углерода
CO ₂	»	Медленно реагирует с силикатами, поглощается при фотосинтезе
Ar	Устойчив	—
Ne	»	—
He	»	—
Kr	»	—
Xe	»	—
H ₂	Неустойчив	2H ₂ +O ₂ →2H ₂ O
CH ₄	»	CH ₄ +2O ₂ →CO ₂ +2H ₂ O

Таблица 29

Переменные компоненты атмосферы

Компоненты	Содержание компонентов, г/г	Происхождение	Вероятные реакции разложения
O ₃	До 0,07·10 ⁻⁶	Радикационное	2 O ₃ → 3 O ₂
SO ₂ *	До 1·10 ⁻⁶	Промышленное	SO ₂ + H ₂ O + 1/2 O ₂ → H ₂ SO ₄
NO ₂	До 0,02·10 ⁻⁶	»	NO ₂ + H ₂ O → H ₂ NO ₃
CH ₂ O*	Неопределенное	Биологическое или окисление CH ₄	Окисление до CO ₂ и H ₂ O
J ₂ *	До 10 ⁻¹⁰	Промышленное	Многие реакции
NaCl*	~10 ⁻¹⁰	Морское	Растворение в воде
NH ₃	До следов	Промышленное	2 NH ₃ + 3/2 O ₂ → N ₂ + 3 H ₂ O
CO	То же	»	2 CO + O ₂ → 2 CO ₂

Примечания. 1. Приведены данные для сухого воздуха. 2. SO₂, CH₂O, J₂, NaCl могут полностью отсутствовать.

Атмосферы планет

Планеты	Давление у поверхности, 10 ⁵ Па	Масса атмосферы, г	Содержание		
			CO ₂	N ₂	⁴⁰ Ar
Венера	100	5,3·10 ²³	98·10 ⁻²	0,02	0,02
Земля	1	5,3·10 ²¹	3·10 ⁻⁴	0,78	9,3·10 ⁻³
Марс	0,006	2,4·10 ¹⁹	96·10 ⁻²	0,025	3,1·10 ⁻⁵

* За единицу принималась масса атмосферы данной планеты.

В гомосфере происходит ряд процессов, связанных с ионизацией газов и образованием свободных атомов в результате диссоциации молекул под действием радиации Солнца. С увеличением высоты в гетеросфере возрастает относительное содержание легких газов.

Под действием ионизирующего излучения Солнца на определенной высоте происходит диссоциация и рекомбинация молекул кислорода, в результате чего образуется озон O₃. На высоте от 10 до 100 км образуется много молекул озона с максимальной концентрацией на высоте около 20 км. При образовании O₃ поглощается большая часть ультрафиолетовой радиации Солнца, достигающая у поверхности Земли минимального значения, что обеспечивает существование живых организмов, для которых ультрафиолетовая радиация губительна.

Химический состав современной атмосферы Земли резко отличается от состава атмосфер других планет земной группы (рис. 19, табл. 30). При анализе данных, приведенных в табл. 30, нетрудно заметить, что по относительному атомному распространению элементов атмосферы Венеры и Марса являются кисло-

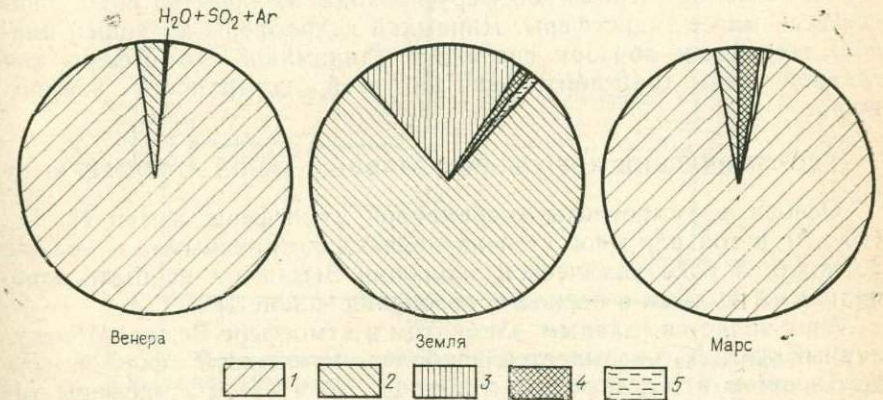


Рис. 19. Диаграммы состава атмосфер планет земной группы:

1 — CO₂; 2 — N₂; 3 — O₂; 4 — SO₂; 5 — Ar

Таблица 30

земной группы

компонентов, доли единицы*					
³⁶ Ar	O ₂	H ₂ O	HCl	HF	CO
—	n·10 ⁻⁶	n·10 ⁻⁶	6·10 ⁻⁷	5·10 ⁻⁹	5·10 ⁻⁵
1,5·10 ⁻²	0,21	До 1	—	—	10 ⁻⁷
5,5·10 ⁻⁶	2,5·10 ⁻³	До 10 ⁻³	—	—	10 ⁻³

родными, а по относительному содержанию газов в молекулярной форме — углекислыми. Атмосфера Земли преимущественно азотная, хотя по общей массе в атмосфере Венеры азота несколько больше, чем на Земле. Среднее относительное содержание воды в

атмосферах Венеры и Марса ниже, чем в атмосфере Земли. Однако в общем количество водяного пара в атмосферах всех планет земной группы всегда мало, независимо от условий на поверхности, масс атмосфер и общих запасов воды на планете.

Тем не менее через атмосферу Земли совершается грандиозный круговорот воды, определяющий интенсивную миграцию химических элементов на поверхности планеты. Испарение воды с поверхности водоемов — это процесс ее естественной дистилляции. Под влиянием солнечной радиации воды гидросферы находятся в процессе непрерывного круговорота. Согласно расчетам М. И. Львовича, 520 000 км³ воды гидросферы приводится в течение года в движение через атмосферу и последующий сток. Учитывая эту массу ежегодно испаряющейся на земном шаре воды, нетрудно подсчитать, что в течение 10 лет через атмосферу проходит такое количество воды, которое равно массе самой атмосферы. На протяжении 3 тыс. лет через атмосферу проходит количество воды, равное всей массе гидросферы. Динамика гидросферы на нашей планете теснейшим образом связана с динамикой атмосферы как главной среды транспортировки по всей поверхности земного шара.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ГЛАВНЫХ ГАЗОВ АТМОСФЕРЫ

Основные компоненты современной атмосферы Земли N₂, O₂, CO₂, Ar в той или иной степени являются вторичными, т. е. они возникли в ходе химической эволюции Земли, а не были изначальными частями в период образования планеты.

Азот является главным элементом в атмосфере Земли. Молекулярный азот N₂ оказывается наиболее устойчивой формой существования этого элемента в природе. Для азота атмосферы характерен непрерывный обмен с живым веществом биосферы. Азотистые соединения — аминокислоты, пурины, пиримидины и порфирины представляют собой главные части живого вещества.

Извлечение азота из атмосферы происходит неорганическим и биологическим (биохимическим) путем. Неорганическое извлечение азота связано с образованием таких его соединений, как N₂O, N₂O₅, NO₂ и NH₃. Они встречаются в атмосферных осадках и образуются в атмосфере под влиянием сильных электрических разрядов во время гроз или фотохимических реакций.

Биологическое связывание азота обусловлено деятельностью некоторых бактерий в симбиозе с высшими растениями в почвах, а также в пресных и морских водоемах. Способностью связывать азот обладают и некоторые водоросли. В количественном отношении биогеохимическое связывание азота намного превосходит его неорганическую фиксацию. Общий биогеохимический цикл азота в пределах биосферы Земли представлен на рис. 20. Обмен всего азота атмосферы в результате его взаимодействия с живым веществом биосферы происходит в течение 10 млн. лет.

Азот давно обнаружен в газах вулканического происхождения и в изверженных горных породах. При нагревании этих пород

и метеоритов азот освобождается в виде молекул N_2 и NH_3 . В вулканических газах последних стадий извержения обнаружен NH_4Cl , поэтому можно предположить, что первичный мантийный аммиак мог образоваться из азота и водорода в результате химических реакций при нагреве. Однако главной формой нахождения азота на Земле, как и в планетах земного типа, является молекулярная. В верхних слоях атмосферы под влиянием кислорода, освобождающегося при фотодиссоциации паров воды, аммиак быстро окисляется до N_2 .

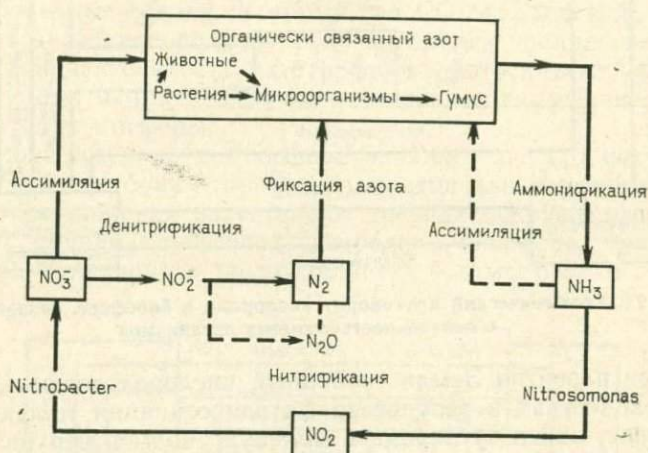


Рис. 20. Геохимический круговорот азота в биосфере, связанный с деятельностью живых организмов. Пунктирными линиями обозначены более редкие пути миграции

В осадочных породах азот захороняется совместно с органическим веществом и находится в повышенном количестве в битуминозных осадочных породах. В процессе регионального метаморфизма этих пород азот в различной форме выделяется в атмосферу.

Кислород — второй по распространенности атмосферный газ, который играет исключительно важную роль в геохимии биосферы. Господствующей формой существования его в атмосфере является молекула O_2 . Однако в верхних слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетовой радиации Солнца происходит диссоциация молекул O_2 , которая свыше 100 км довольно резко возрастает, а на высоте 200 км отношение $O:O_2$ становится равным 10. При взаимодействии молекулярного и атомарного кислорода преимущественно в пределах высот 20—30 км возникает озон O_3 .

Свободный кислород современной атмосферы является побочным продуктом фотосинтеза зеленых растений, протекающего под влиянием солнечной радиации. Общая картина геохимического круговорота кислорода в пределах биосферы Земли представлена на рис. 21. Содержание свободного кислорода в атмосфере

отражает баланс между его фотосинтетической продукцией и процессами поглощения путем гниения, окисления веществ верхних геосфер (см. рис. 21). По данным последних расчетов, кислород обновляется в атмосфере Земли в течение 3—4 тыс. лет. Таким образом, он относится к весьма мобильным компонентам атмосферы.

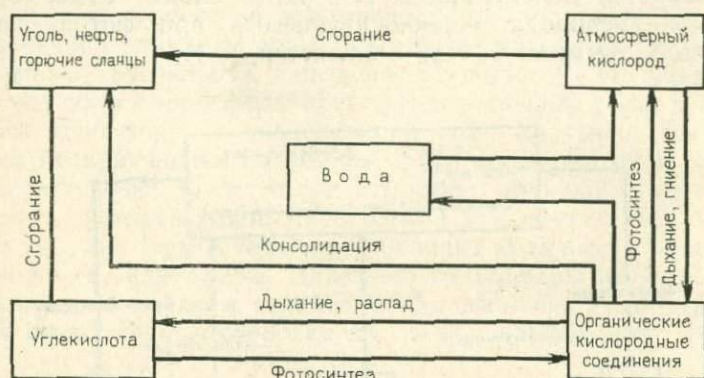


Рис. 21. Геохимический круговорот кислорода в биосфере, связанный с деятельностью живых организмов

На заре развития Земли свободный кислород возникал в очень малых количествах в результате фотодиссоциации молекул углекислого газа, окиси углерода и молекул воды в верхних слоях атмосферы. Но эти малые количества быстро расходовались на окисление других газов. С появлением в океане автотрофных фотосинтезирующих организмов все изменилось. Количество свободного кислорода стало прогрессивно возрастать, активно окисляя многие вещества окружающей среды. Так, свободный кислород быстро окислял CO , CH_4 , NH_3 , а сернистые газы S , SO_2 , H_2S были превращены в сульфаты океанической воды. До накопления значительных масс свободного кислорода в атмосфере кислород стал активно окислять многие вещества, распространенные на поверхности суши и растворенные в морской воде. В частности, первые порции свободного кислорода фотосинтетического происхождения способствовали в первую очередь переходу закисных форм соединений железа в окисные и сульфидов в сульфаты. Поливалентные элементы превращались в соединения с максимально возможными значениями валентности.

Изучение изотопной истории кислорода атмосферы А. П. Виноградовым показало, что свободный кислород образовался главным образом в результате фотосинтетического разложения воды и в меньшей степени — углекислоты. В конце концов количество свободного кислорода в атмосфере достигло определенного уровня и оказалось сбалансированным таким образом, что стало равным количеству поглощаемого. В атмосфере установилось относительное постоянное содержание свободного кислорода. По оценке

Г. Холленда, общее количество свободного кислорода, выделившегося за всю историю Земли, составило $181 \cdot 10^{20}$ г.

Большая часть атмосферного углерода в прошлом (и в настоящем) находилась в виде CO_2 и значительно меньшая — в форме CH_4 . В вулканических газах углерод также встречается преимущественно в форме CO_2 и меньше в форме CO и CH_4 . При дегазации мантии эти газы в большом количестве выделялись в атмосферу, однако концентрация метана, вероятно, была относительно невысокой и не превышала его современной пропорции в вулканических газах. Со времени появления процесса фотосинтеза углекислота быстро связывалась растениями, а также поступала в карбонатные осадки. Угарный газ CO окислялся до углекислого, а метан в кислородной среде окислялся полностью. Таким образом, вся деятельность автотрофных фотосинтезирующих организмов стала направленной на интенсивное извлечение углекислого газа из атмосферы.

Миграция углерода в биосфере начинается с его поступления в виде CO_2 из глубоких горизонтов мантии или в результате термического разложения известняков древних погруженных осадочных толщ. Общий круговорот углерода в биосфере представлен на рис. 22. Углекислота распределяется в атмосфере и гидросфере

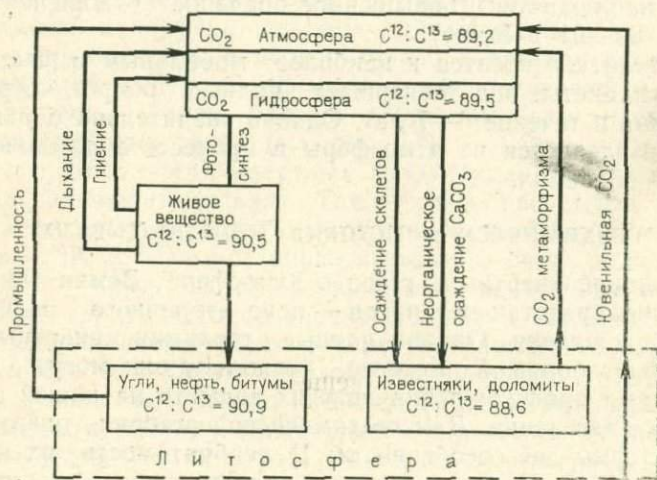
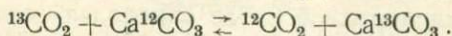
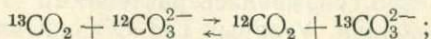
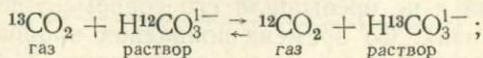


Рис. 22. Геохимический круговорот углерода в биосфере, связанный с деятельностью живых организмов (по В. Гольдшмиду)

ре, образуя сложную карбонатную систему. По мере выщелачивания ионов Mg^{2+} и Ca^{2+} из земной коры проточными водами и поступления их в морскую среду углекислота отлагается чаще всего биогенным путем в виде карбонатов — известняков, доломитов. Некоторая часть углекислоты используется фотосинтезом

с образованием органических веществ, которые в дальнейшем проходят через несколько стадий превращений — от полного разложения до накопления рассеянной органики, углей разного типа, горючих сланцев и нефтей.

В процессе геохимического круговорота углерода в биосфере Земли происходит фракционирование стабильных изотопов ^{12}C и ^{13}C . В карбонатной системе гидросферы происходит обмен изотопов при следующих реакциях:



При этих реакциях изотопное равновесие сдвигается вправо, в результате чего морские карбонаты приобретают повышенное количество ^{13}C , что типично для кальцитовых и арагонитовых скелетов морских животных. Поэтому отношение $^{12}\text{C}:^{13}\text{C}$ в морских карбонатах самое низкое (в среднем около 88,5). В противоположность этому, в процессе фотосинтеза содержание ^{13}C в органических соединениях понижается вследствие того, что скорость усвоения молекул $^{12}\text{CO}_2$ выше, чем $^{13}\text{CO}_2$. В растениях и их производных наблюдается повышенное значение отношения $^{12}\text{C}:^{13}\text{C}$ (порядка 90—91 и выше).

Углекислота относится к наиболее мобильным веществам атмосферы планеты, она совершает полный оборот посредством фотосинтеза в течение 6—7 лет. Однако значительно больше углекислоты извлекается из атмосферы в процессе образования карбонатов в водоемах.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ

Содержание инертных газов в атмосфере Земли ничтожно. Исключение представляет аргон — явно вторичного радиоактивного происхождения. Однако данные геохимии инертных газов представляют большой интерес, поскольку они могут служить показателями происхождения летучих веществ на нашей планете, скорости ее дегазации. Для геохимической истории инертных газов характерны две особенности: 1) необратимость их накопления в атмосфере; 2) тесная связь с радиоактивным ядерным распадом определенных изотопов. Инертные газы находятся вне круговорота большинства циклических элементов в биосфере Земли.

Данные о земной и космической распространенности инертных газов представлены в табл. 31. Приведены значения для ^{36}Ar и ^{38}Ar , поскольку практически весь ^{40}Ar образован в результате распада ^{40}K . Анализируя данные таблицы, можно заметить резкий недостаток инертных газов в пределах нашей планеты.

Все инертные газы Земли можно разделить на первичные и радиогенные. К первичным относятся те газы, которые были

Распространенность инертных газов в атмосфере Земли и на Солнце

Элементы	Распространенность элементов, $Ig Si=6,00$						
	на Солнце				в атмосфере Земли		
	по Г. Зюссу, 1949 г.	по Г. Брауну, 1949 г.	по Г. Зюссу и Г. Юри, 1956 г.	по Л. Аллеру, 1961 г.	в целом	в предположении, что при дегазации мантии в атмосфере перешло	
						50 % объема газов	10 % объема газов
He			9,49	9,50			
Ne	7,26	6,63	6,93	7,20	-4,00	-3,7	-3,0
Ar	5,20	5,0	5,13	5,38	-3,67	-3,4	-2,7
Kr	2,18	1,94	1,71	1,71	-5,17	-4,9	-4,2
Xe	0,83	0,18	0,60	0,56	-6,31	-6,0	-5,3

захвачены Землей в период ее образования. В то же время далеко не все инертные газы можно рассматривать в качестве остатка первичной атмосферы планеты. При исследовании содержания легких инертных газов в метеоритах по характеру распределения изотопов было выделено два типа газов: солнечный и планетарный. Для земли более близок планетарный тип распределения изотопов инертных газов (см. рис. 17).

Значительная часть инертных газов Земли является продуктом радиоактивного распада. Так, гелий образуется в результате распада тяжелых радиоактивных элементов, ^{40}Ar — электронного захвата у ^{40}K , а ^{129}Xe мог образоваться за счет радиоактивного распада ^{129}I . Часть изотопов криптона и ксенона возникает вследствие спонтанного осколочного деления тяжелых ядер. При этом ксенон является более распространенным продуктом деления, чем криптон. Таким образом, все инертные газы, за исключением, может быть, неона, в той или иной мере связаны с ядерным распадом, поэтому концентрация и рассеивание инертных газов в веществе Земли отражают также концентрацию и рассеивание основных радиоактивных изотопов.

Инертные газы диффундируют из пород и почв в атмосферу, выделяются при вулканических извержениях. Они остались в атмосфере, за исключением гелия, большие количества которого навсегда покинули нашу планету. Основные данные о их происхождении, распространении, выходах на поверхность и изотопном составе имеют большое значение для решения некоторых геохимических и космохимических проблем, связанных с происхождением и химической эволюцией Земли.

Гелий является самым легким инертным газом. По распространению в Космосе он занимает второе место после водорода,

однако в пределах Земли и планет земной группы отмечается крайне низким распространением. В условиях Земли гелий образуется преимущественно из α -частиц, которые вылетают при распаде тяжелых радиоактивных элементов, теряют свой заряд, приобретая электроны, и становятся атомами обычного природного гелия. Природный гелий активно мигрирует в пределах биосферы Земли, проникая в верхние горизонты атмосферы. Для него характерна крайняя рассеянность — результат как его геохимических свойств, так и свойств элементов, из которых он образуется.

Максимальная концентрация гелия отмечается в радиоактивных минералах, образующихся в пегматитах, кварцевых жилах и многих гранитах. При накоплении гелия в радиоактивных минералах создается высокое внутреннее газовое давление, что способствует его увеличению путем диффузии. В связи с этим возраст радиоактивных минералов по гелию обычно оказывается ниже возраста по радиогенному свинцу. В сильно радиоактивных минералах удерживается только 10—25% радиогенного гелия. Значительно лучше гелий сохраняется в слаборадиоактивных минералах с плотной кристаллической упаковкой.

Среди пегматитов у берилла впервые было обнаружено повышенное (избыточное) содержание гелия по сравнению с ничтожным содержанием α -активных элементов, рассеянных внутри его кристаллической решетки. В 1941 г. В. Г. Хлопин и Н. А. Абилов установили наличие избыточного гелия у литневых и борных минералов пегматитовых жил, а несколько позже избыточный гелий был обнаружен в титановых минералах пегматитов.

В. В. Чердынцев выдвинул гипотезу о проникновении гелия в кристаллическую решетку минералов при ранних стадиях кристаллизации пегматитов. Гелий, находящийся в магме, в значительной степени концентрируется на ранних стадиях кристаллизации пегматитов и при образовании минералов может проникать в их кристаллическую решетку. Затем гелий сохраняется в минералах с определенными кристаллохимическими свойствами (с плотной упаковкой ионов).

Присутствие гелия в некоторых термальных источниках связано с его диффузией из глубоких горизонтов земной коры. В природных газах содержание гелия довольно разнообразно: в некоторых случаях гелий занимает 1—2% от объема других газовых компонентов, максимальное содержание гелия в газах минеральных источников составляет 7—12%.

Наиболее крупные выделения гелия в атмосферу вместе с другими углеводородными газами и азотом из глубин земной коры наблюдаются в районах некоторых нефтяных месторождений. Присутствие гелия в газовых струях, вероятно, обусловлено глубинным нагревом пород, где он находился в поглощенном состоянии, а затем под влиянием высоких температур перемещался в верхние горизонты земной коры.

Выделение гелия из недр В. И. Вернадский называл «гелиевым дыханием Земли» и допускал, что его можно использовать

в качестве меры радиоактивного распада на нашей планете. Выделившийся в атмосферу радиогенный гелий рассеивается в космическом пространстве, навсегда покидая землю. Еще Г. Ван-Орstrand и В. Г. Хлопин подсчитали, что содержащийся в атмосфере гелий мог возникнуть в результате радиоактивного распада в течение 1 млрд. лет, в то время как возраст Земли значительно выше. При этих расчетах принимался во внимание только распад ^{238}U и Th, без актиноурана ^{235}U , который неизбежно должен был производить дополнительные количества радиогенного гелия. Расчеты подобного рода, выполненные впоследствии другими исследователями, привели к заключению о недостатке гелия на нашей планете по сравнению с его образованием вследствие радиоактивного распада.

Ю. А. Шуколюков и Л. К. Левский отметили, что помимо термической диссипации существует и другая возможность утечки изотопов гелия из атмосферы Земли. Расчетами было показано, что общая скорость фотоионизации атмосферного ^4He солнечной ультрафиолетовой радиацией приближенно равна скорости образования радиогенного ^4He в литосфере. Но в этом случае ионы гелия не могут диссипировать и остаются захваченными магнитным полем Земли, даже если обладают энергией, достаточной для преодоления гравитационного поля, т. е. оказываются в сфере действия электромагнитных «ловушек». Однако подобные геомагнитные ловушки не действуют в полярных областях магнитосферы. Предполагается, что в полярной области, начиная с широты 75° , существует зона, где гелий интенсивно удаляется, составляющая около $1/40$ общей поверхности Земли. Расчеты Ю. А. Шуколюкова и Л. К. Левского показывают, что количество ^4He , выходящее через такую зону, соизмеримо с количеством, теряемым при термической диссипации нейтральных атомов.

Если бы в атмосфере сохранился весь радиогенный гелий, выделившийся из глубин Земли за 4,5 млрд. лет при условии, что выдвинулось около 10% имеющегося гелия, то количество ^4He в атмосфере составило $6 \cdot 10^{41}$ атомов, т. е. в 1000 раз больше, чем отмечается в настоящее время. Это сопоставление несомненно свидетельствует о том, что выделившийся в атмосферу радиогенный гелий непрерывно теряется Землей.

В атмосфере имеется некоторая доля гелия, не связанного с распадом изотопов урана и тория. В радиогенном гелии отсутствует изотоп ^3He . Он образуется в атмосфере в результате действия космических нейтронов на азот и в ходе чрезвычайно редких ядерных реакций рассеянных в земной коре Li и Be под действием естественной α -бомбардировки. Современное значение отношения гелиевых изотопов в атмосфере $^3\text{He}:^4\text{He} = 10^{-6}$ свидетельствует о ничтожном количестве гелия нерадиогенного происхождения. К. Мейн в 1956 г. предположил, что часть изотопа ^3He привносится на Землю с метеоритной пылью, поскольку он образуется под воздействием космических лучей на метеоритное вещество. Определенная доля изотопа ^3He может быть первичной,

попавшей в глубинные зоны Земли и там сохранившейся. Сравнительно недавно было обнаружено, что гелий из мантии Земли отличается аномально высоким значением отношения ${}^3\text{He}:{}^4\text{He} = (3 \pm 1) \cdot 10^{-5}$, что в 20 раз выше, чем в атмосфере. Гелий, поступающий в атмосферу с вулканическими газами, максимально обогащен легким изотопом: отношение ${}^3\text{He}:{}^4\text{He} \approx 10^{-5}$, что почти на порядок превышает значение для воздуха и более чем на два порядка для различных природных газов. Несомненно, что перенос изотопа ${}^3\text{He}$ из глубин Земли имеет место. Для объяснения избытка ${}^3\text{He}$ были высказаны различные предположения, из которых наиболее вероятным следует считать, что вулканические эксгаляции выносят гелий верхней мантии, обогащенный «первозданным» гелием. По данным об изотопном составе гелия в метеоритах, отношение ${}^3\text{He}:{}^4\text{He} \approx n \cdot 10^{-4}$, что может быть принято в качестве индекса для первичного вещества. Вулканические газы по изотопному составу гелия занимают промежуточное положение между первозданным гелием и гелием земной атмосферы.

В связи с новыми данными меняются наши представления о вкладе потока земного ${}^3\text{He}$ в атмосферу. Современные модели дегазации мантии указывают на повышенное содержание поступления ${}^3\text{He}$ в атмосферу.

Данные о распространении, происхождении и изотопном составе гелия позволяют выделить для Земли три резервуара: 1) атмосферу с гелием смешанного происхождения; 2) мантию с гелием преимущественно первичного происхождения; 3) земную кору, которая является наиболее радиоактивной оболочкой Земли, поэтому в ней резко преобладает гелий радиогенного происхождения.

По данным Б. Г. Поляка, И. Н. Толстихина и В. П. Якуцени, избыток ${}^3\text{He}$ вблизи поверхности Земли всегда сопровождается положительными геотермическими аномалиями, которые могут быть обеспечены выносом тепла к поверхности Земли силикатным материалом.

Следует отметить, что «гелиевое дыхание Земли», включающее по современным данным также изотоп ${}^3\text{He}$, носило в ходе геологического времени неравномерный характер, периодически усугубляясь в эпохи интенсивной магматической деятельности.

Неон — инертный газ, сложенный тремя изотопами с относительным распространением (в %): ${}^{20}\text{Ne}$ 90,92; ${}^{21}\text{Ne}$ 0,257; ${}^{22}\text{Ne}$ 8,82. Большая часть его представляет первичный неон, захваченный Землей в период ее образования и выделившийся при дегазации мантии в атмосферу. По расчетам К. Майна, содержание неона в земной коре составляет менее 2% земного неона, остальная часть его находится в атмосфере. Небольшая доля изотопов ${}^{21}\text{Ne}$ и ${}^{22}\text{Ne}$ возникла в земных условиях в результате ядерных реакций, наиболее интенсивно протекавших в радиоактивных минералах. По некоторым расчетам, образовавшееся за время существования земной коры в результате ядерных реакций количество ${}^{22}\text{Ne}$ (от

$3 \cdot 10^{36}$ до $2 \cdot 10^{37}$ атомов) составляет примерно 1—10% присутствующего в атмосфере изотопа неона ^{22}Ne .

Аргон занимает третье место по распространению в земной атмосфере. Аргон атмосферы характеризуется резким преобладанием изотопа ^{40}Ar (99,6%); при этом $^{40}\text{Ar}:^{36}\text{Ar}=296$.

Содержание аргона в горных породах является функцией их возраста и содержания калия. Радиогенный аргон в минералах массивных пород удерживается и сохраняется лучше, чем гелий, поэтому «аргоновое дыхание Земли» при прочих равных условиях более затруднено, чем гелиевое. В настоящее время нет никаких сомнений в том, что радиоактивный процесс — главный источник всего ^{40}Ar в атмосфере и недрах Земли.

Аргон выделяется в атмосферу из земных недр во время вулканических извержений, по трещинам и в виде газовых струй, а также при выветривании минералов, содержащих калий.

В вулканических газах обнаружено присутствие аргона с колебаниями изотопного состава, но с преобладанием ^{40}Ar . Исследования, проведенные Р. Шартманом, Г. Вассербургом и Дж. Рейнольдсом в 1961 г. обнаружили обогащение природных глубинных газов радиоактивным аргоном ($^{40}\text{Ar}:^{36}\text{Ar} \approx 34\,000$). Если принять соотношение радиоактивных элементов в земной коре по современным данным, то соотношение аргона и гелия, образованных при радиоактивном распаде, будет иметь следующий вид $^{40}\text{Ar}:^4\text{He} \approx 0,12—0,16$. Однако для атмосферы это отношение несравненно выше ($^{40}\text{Ar}:^4\text{He} \approx 1900$), что подтверждает накопление аргона в атмосфере Земли и потерю гелия в космическое пространство.

Отношение $^{40}\text{Ar}:^4\text{He}$ в природных газах должно быть, вообще говоря, меньше указанных значений, так как потеря гелия минералами происходит с большей скоростью, чем потеря аргона, и величина отношения $^{40}\text{Ar}:^4\text{He} \approx 0,14 \pm 0,02$ должна достигаться при переплавлении или глубоком метаморфизме горных пород. Нетрудно заключить, что изотопный состав аргона и отношение его к гелию могут служить показателями происхождения природных газов.

Изучение природных газов показало, что значительная часть подземного аргона имеет радиоактивное происхождение. Однако наблюдаются колебания, в вулканических газах Камчатки преобладает аргон воздушного происхождения, что свидетельствует о сильном разбавлении глубинных газов земной коры газами воздушного происхождения. В противоположность этому в вулканических газах Италии обнаружено значительное содержание радиоактивного аргона, достигающее половины всего аргона.

Поступление аргона в атмосферу связано главным образом с формированием в недрах мантии и земной коры при высоких температурах магматических очагов, которые в процессе вулканической деятельности теряют газы. Согласно расчетам, выполненным П. Даймоном и Дж. Калпом, гелий и аргон в современную эпоху преимущественно накапливаются в земной коре и в

сравнительно малых количествах поступают в атмосферу. Скорость поступления обоих радиогенных газов в современную эпоху настолько мала, что не могла бы в течение $4,6 \cdot 10^9$ лет обеспечить наблюдаемое содержание их в атмосфере, поэтому остается допустить, что большая часть аргона атмосферы поступила из недр Земли на ранних этапах ее истории и значительно меньше добавилось впоследствии в процессе вулканизма и при выветривании калийсодержащих горных пород.

Таким образом, в течение геологического времени у гелия и аргона разные судьбы миграции. «Гелиевое дыхание Земли» более облегчено, и гелий улетучивается в мировое пространство, «аргоновое дыхание» тяжелое, и аргон остается в пределах атмосферы планеты.

Криптон и ксенон по распространению на Земле и в метеоритах занимают последние места. Сравнительно небольшая их часть возникает в результате спонтанного деления тяжелых атомных ядер. Согласно расчетам, проведенным В. Г. Хлопиным, за геологическое время преимущественно вследствие спонтанного деления урана образовалось 10^7 м³ криптона и 0,5% ксенона земной коры.

Несмотря на столь мизерные величины, изучение содержания и изотопного состава криптона и ксенона в различных природных объектах представляет большой интерес.

В отношении криптона мы имеем еще очень скудные данные. Он состоит из шести стабильных изотопов, среди которых максимальным распространением отличается ^{84}Kr (56,90%). Локальные вариации изотопного состава криптона в пределах литосферы и атмосферы практически не обнаружены. По некоторым ориентировочным подсчетам количество криптона — продукта осколочного деления урана в литосфере — в 10^4 раз меньше содержания криптона в атмосфере Земли.

Ксенон состоит из девяти стабильных изотопов, из которых повышенным распространением выделяются ^{129}Xe и ^{132}Xe . Данные по изотопному составу ксенона некоторых природных образований представлены в табл. 32. Среди приведенных в этой таблице данных наиболее резкие колебания в сторону увеличения обнаруживает изотоп ^{129}Xe , максимум содержания которого наблюдается в хондритовых метеоритах. Этот максимум содержания в метеоритах хорошо коррелирует с содержанием иода в соответствующих образцах, что подтверждает образование ^{129}Xe в результате распада вымершего радиоактивного иода ^{129}I . В земных образцах, особенно в подземных газах, также сохраняется некоторый избыток ^{129}Xe , и совсем не исключена возможность, что значительная часть атмосферного ^{129}Xe возникла от былого распада радиоактивного иода. В. В. Чердынцев допускал, что в недрах Земли, в ее мантии и, возможно, в металлическом ядре первичное отношение ксенона к иоду и его радиоактивному изотопу было иным, чем во внешних слоях планеты, и отсюда иным было количество ^{129}Xe . Возможно, что интенсивные процессы эксгаля-

ции вещества мантии на земную поверхность выносят ксенон глубинного состава, обогащенный радиогенным изотопом ^{129}Xe , хотя его предок ^{129}I во всех частях Земли уже давно полностью вымер.

Какая-то часть тяжелых изотопов ксенона ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe , ^{136}Xe как в атмосфере, так и в глубинных частях Земли имеет осколочное происхождение за счет изотопов ^{238}U , ^{244}Pu и, возможно, еще более тяжелых трансурановых изотопов. В 1960 г. П. Курода высказал предположение о том, что на ранних стадиях существования Земли в ней имелось некоторое количество ^{244}Pu , который подвергался осколочному делению и к настоящему времени вымер. Допуская, что атмосферный ксенон состоит из двух компонентов — первичного захваченного ксенона и ксенона как продукта деления, — и принимая в качестве первичного ксенон углистых хондритов, можно рассчитать изотопный состав и долю ксенона деления в атмосферном ксеноне. Однако по последним экспериментальным данным ксенон углистых хондритов также содержит ксенон осколочного происхождения, поэтому разница между изотопным составом атмосферного ксенона и ксенона углистых хондритов дает только минимальное содержание ксенона, возникшего в результате осколочного деления и находящегося в атмосфере Земли. Согласно расчетам Ю. А. Шуколюкова и Л. К. Левского, ксенон от осколочного деления составляет лишь 3,3% всего ксенона, содержащегося в атмосфере нашей планеты [32].

Данные по геохимии изотопов инертных газов дают указания относительно скорости дегазации земной мантии и времени этой дегазации, следовательно, позволяют выделить период формирования первичной атмосферы в целом. ^{129}Xe как продукт распада недолговечного вымершего ^{129}I присутствует в глубинных горизонтах литосферы. Таким образом, в недрах нашей планеты сохраняется радиогенный ^{129}Xe , возникший там от короткоживущего ^{129}I , а в атмосфере планеты этого изотопа значительно меньше (см. табл. 32). Это приводит к выводу, что большая часть атмосферного ксенона была дегазирована из мантии в атмосферу на самых ранних этапах развития Земли, еще до того как радиогенный ^{129}Xe успел накопиться.

По мнению Ю. А. Шуколюкова, эта дегазация типичного летучего элемента Земли произошла в течение первых десятков миллионов лет существования планеты. При этом сходство изотопного и элементарного состава благородных газов железных метеоритов и земной атмосферы, дефицит ^{129}Xe в атмосфере Земли по сравнению с веществом углистых и энстатитовых хондритов могут быть объяснены следующими способами: 1) была ранняя, очень быстрая дегазация Xe из мантии, в состав которой он был привнесен веществом углистых хондритов типа C3V или энстатитовых хондритов; 2) была ранняя и очень быстрая дегазация Xe из вещества типа железных метеоритов в ходе начальных стадий резко гетерогенной аккреции Земли, причем значи-

Изотопный состав ксенона различных природных образований ($^{130}\text{Xe}=1,00$)

Источник ксенона	Содержание изотопов, доли единицы							
	^{124}Xe	^{125}Xe	^{128}Xe	^{129}Xe	^{131}Xe	^{132}Xe	^{134}Xe	^{136}Xe
Земля:								
Атмосфера	0,024	0,022	0,47	6,47	5,19	6,59	2,56	2,17
Подземные газы из скважин, США:								
проба 1	0,023	0,022	0,47	7,11	5,21	6,77	2,78	2,41
проба 2	0,024	0,023	0,47	7,07	5,24	6,76	2,79	2,45
Вулканические газы, Гавайские о-ва:								
проба 1	0,02	0,02	0,47	6,64	5,18	6,50	2,56	2,17
проба 2	0,06	0,06	0,46	6,56	5,18	6,56	2,56	2,18
Оливиновый фенокрит из лавы вулкана Килауэа	0,06	0,06	0,46	6,58	5,18	6,50	2,54	2,12
Хондритовые метеориты:								
Брудергайм	0,03	0,03	0,55	0,40	5,05	6,21	2,36	2,00
Ричардтон	0,03	0,03	0,52	8,57	5,05	6,12	2,36	1,99
Индарх	0,03	0,02	—	21,58	5,07	6,28	2,45	2,10
Аби	0,02	0,02	0,56	39,5	5,03	6,21	2,37	1,99
Потер	0,02	0,02	0,56	6,73	5,00	6,35	2,49	2,10
Меррей (углистый)	0,03	0,03	0,51	6,43	5,02	6,12	2,33	1,97
Ахондриты:								
Иовинас	0,02	0,03	0,80	6,30	5,30	6,34	4,44	4,33
Питерсберг	0,04	0,06	1,10	4,73	4,78	6,20	4,00	3,93
Кимберлэнд Фоллс	0,03	0,04	0,52	7,91	5,25	6,65	2,56	2,19

тельная часть Хе не диссипировала, создав первичную «ксеноновую атмосферу».

Привнесенный на завершающей стадии аккреции Хе сохранился в веществе нижней мантии Земли. Независимо от справедливости первого или второго предположений о дегазации, мы можем сделать общий вывод о том, что первичная атмосфера нашей планеты и других планет земной группы возникла преимущественно на самых ранних стадиях развития. Об этом свидетельствует вся совокупность данных по геохимии и космохимии благородных газов. Эта ранняя дегазация и дегидратация Земли и, вероятно, ее первичной мантии была естественно связана с ранним разогревом планеты от совместного действия остаточного тепла от аккреции, радиогенного тепла от распада ныне сохранившихся и вымерших ранее радиоактивных изотопов.

МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

Судя по всем геохимическим и космохимическим данным, первичная атмосфера Земли имела восстановительный характер и практически была лишена свободного кислорода. Только незначительное его количество формировалось в результате фотодиссоциации паров воды в верхних слоях атмосферы Земли. В какой-то мере он соответствовал составу современной атмосферы Венеры (см. табл. 20 и 30) или «избытку» летучих, согласно представлениям В. Руби. Некоторые качественные изменения атмосферы в течение геологической истории можно проследить по основным газовым компонентам.

Можно считать установленным, что решающее значение в изменении химического состава первоначальной атмосферы и океана имело развитие жизни на Земле — начало фотосинтеза примитивных зеленых растений. Первичными фотосинтезирующими организмами были, вероятно, синезеленые водоросли или их предки, возникшие в верхних зонах первичных водоемов на определенных глубинах. Условия, необходимые для развития фотосинтезирующих автотрофных организмов, оказались наиболее благоприятными в тех слоях морей, куда проникал солнечный свет, а ультрафиолетовая радиация поглощалась.

Изучение миграции изотопов кислорода в растениях показало, что свободный кислород возникает главным образом в результате фотосинтетического разложения воды. Таким образом, первые химические изменения в связи с эволюцией жизни наступили в верхних слоях первичных водоемов. С появлением в них фотосинтезирующих автотрофных организмов количество свободного кислорода на Земле стало прогрессивно возрастать. Началось активное окисление многих веществ окружающей среды — биосферы. Так, свободный кислород быстро окислял CO , H_2 , NH_3 , CH_4 . При этом сернистые соединения превращались в сульфаты морской воды. Поступая в атмосферу, свободный кислород стал окислять многие минералы поверхности континентов, что способствовало переходу закисных форм соединений железа

в окисные, а сульфидов в сульфаты. Для этих процессов, для насыщения недоокисленных веществ, понадобилось огромное количество кислорода, поэтому первоначальное его содержание в атмосфере было небольшим. Г. Холленд приводит общий баланс продукции и потребления кислорода у поверхности Земли:

<i>Общая продукция кислорода</i>	10^{20} г
Кислород, выделенный фотосинтезом	181
Кислород от фотодиссоциации паров воды	1
 <i>Современное распределение выделенного кислорода</i>	10^{20} г
Свободный кислород атмосферы	12
Израсходовано на окисление железа	
$FeO \rightarrow Fe_2O_3$	14
$CO \rightarrow CO_2$	15
$SO_2 \rightarrow SO_3$	8
$H_2 \rightarrow H_2O$	140

По поводу этих данных следует отметить, что значение вулканического водорода в поглощении свободного кислорода явно завышено. Более точные расчеты, проведенные М. Шидловским в 1980 г., вносят существенные изменения в представленный баланс свободного кислорода. Из данных Г. Холленда следует, что главными потребителями свободного кислорода были преимущественно вулканические газы, которые поступали в биосферу. Поэтому можно полагать, что интенсивность вулканической деятельности была главным фактором, регулирующим содержание свободного кислорода в биосфере. М. И. Бudyко и А. Б. Ронов в 1979 г. отметили, что в биосфере все время существовала зависимость общей биомассы живого вещества от концентрации углекислого газа, который поставлялся вулканической деятельностью. Естественно, что это могло отражаться на балансе свободного кислорода в атмосфере планеты. От начала фотосинтеза количество свободного кислорода достигло определенного уровня и оказалось сбалансировано таким образом, что количество освобождаемого кислорода стало равным количеству поглощаемого при химических реакциях. В атмосфере Земли установилось относительное постоянство содержания свободного кислорода, что постепенно изменяло физико-химическую обстановку в биосфере.

Химическая эволюция атмосферы Земли прошла через ряд этапов, которые предположительно были выделены рядом исследователей. По мнению А. П. Виноградова, состав атмосферы изменялся непрерывно и регулировался как процессами дегазации мантии, так и теми физико-химическими факторами, которые имели место на поверхности Земли, включая остывание поверхности и соответствующее снижение температуры среды.

Несколько другую модель эволюции земной атмосферы предложил Г. Холленд, который также выделил три этапа. На первом этапе раннего развития Земли, по его мнению существовала весьма тонкая атмосфера в результате поступления из глубин сильно восстановленных вулканических газов, сложенная главным образом метаном и небольшим количеством водорода. Второй

этап характеризовался поступлением вулканических газов гавайского типа, свободный кислород присутствовал в малых количествах или отсутствовал вовсе. Время процессов фотосинтеза еще не наступило.

Третий этап отличался активным влиянием жизни на эволюцию атмосферы. За последние 3 млрд. лет парциальное давление кислорода атмосферы выросло от 0 до современной величины. Однако, по мнению Г. Холленда, содержание кислорода в атмосфере, близкое к современному, установилось в течение последних 300 млн. лет. Состав атмосферы для трех отмеченных этапов представлен в табл. 33.

Таблица 33

Эволюция химического состава атмосферы Земли (по Г. Холленду, 1964 г.)

Этапы (интервалы давления, Па)	Компоненты		
	главные	малые	редкие
Первый ($>10^3$)	CH_4, H_2 (?)	H_2 (?), $\text{H}_2\text{O}, \text{H}_2\text{S},$ NH_3, Ar	He
Второй (10^3-10)	N_2	$\text{SO}_4, \text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2, \text{Ar}$	Ne, He, $\text{CH}_4,$ NH_3 (?)
Третий ($10-10^{-1}$)	N_2, O_2	Ar, $\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$	Ne, He, CH_4, Kr

Первый этап, по Г. Холленду, в настоящее время представляется как нереальный, поскольку игнорируется содержание CO_2 . Кроме того, состав атмосферы первого этапа характерен для безжизненной Земли. Газы хондритов и атмосферы планет Земной группы противоречат первичной метановой атмосфере нашей планеты.

Химическая эволюция атмосферы и гидросферы были тесно связаны в общем балансе вещества. Вероятно, наиболее объективно подошел к решению проблемы В. Руби, наметивший два варианта модели с основными чертами истории океанической воды. По первому варианту весь «избыток летучих» находился в первичной атмосфере в результате сильной и резкой дегазации Земли на начальных стадиях ее развития. При этом парциальное давление CO_2 было очень высоким и превышало 14 МПа. Согласно второму варианту, только часть летучих находилась в атмосфере и океане, при этом парциальное давление CO_2 было близким к 1 МПа (табл. 34).

В настоящее время утвердилось общее единое представление о том, что первоначально углекислая атмосфера Земли на определенном этапе развития перешла в азотно-кислородную. Однако спорным остается вопрос относительно времени и характера этого перехода: в какую эпоху докембрия произошел этот перелом и был он быстрым или постепенным? Поэтому необходимо критически осветить имеющиеся представления по этому вопросу.

Довольно распространенным было представление Ч. Ван-Хайза

Изменения состава атмосферы и морской воды согласно двум

Гипотезы	Стадии формирования	Содержание компонентов в атмосфере, объемная доля, %			
		N ₂	CO ₂	H ₂ S	O ₂
Весь «избыток» летучих находится в примитивной атмосфере и океане (начальное давление CO ₂ очень высокое)	Первичная — перед выветриванием пород	9	89	2	—
	Средняя — начало осаднения CaCO ₃	9	89	2	—
	Поздняя — начало жизни (при давлении CO ₂ 10 ⁵ Па)	50	47	3	—
Только часть летучих компонентов находится в примитивной атмосфере (начальное давление CO ₂ = 1 × 10 ⁵ Па). Жизнь началась рано	Первичная — перед выветриванием пород	7	90	3	—
	Средняя — начало осаднения CaCO ₃	7	90	3	Следы
	Поздняя — современные условия	78	0,03	—	22

и ряда других геологов о том, что свободного кислорода в докембрийской атмосфере Земли не было вовсе или было очень мало. Это отражалось на способах миграции и осаднении железа — его миграция совершалась не в окисной, а в более растворимой закисной форме. Допускалось, что железо осаждалось в виде лептохлоритов и карбонатов, которые были первичной минеральной формой железа в докембрийских джеспилитах. Предполагалось, что окисленные гематитовые и магнетитовые их разновидности возникли позднее в результате диагенетического окисления. К. Ранкама, отмечая в 1955 г. высокое отношение закисного железа к окисному в цементирующей смеси диоритового конгломерата Суоденниemi в Финляндии как проявление процессов выветривания в ботнийское время, считал, что свободный кислород в ботнийское время (1,9—2 млрд. лет назад) отсутствовал в атмосфере Земли. По мнению Г. Холленда, накопление свободного кислорода в атмосфере Земли началось лишь на третьем этапе развития, примерно 2 млрд. лет назад. Л. Беркнер и Л. Маршал относили начало фотосинтеза и появление свободного кислорода в гидросфере, а затем и атмосфере Земли ко времени около 2,7 млрд. лет назад.

Главная аргументация в пользу бескислородной атмосферы в докембрии основывается на состоянии окисления поливалентных элементов в древних осадочных породах. В современную эпоху Fe²⁺ в гипергенной зоне быстро переходит в Fe³⁺ в процес-

гипотезам об их формировании (по В. Руби, 1951 г.)

Атмосферное давление 10 ⁵ Па	Масса океана, 10 ²⁰ г	Содержание главных компонентов в морской воде, г/кг							Соленость, %	Значение pH	Содержание CaCO ₃ , 10 ²⁰ г	Масса изверженных пород 10 ²⁰ г
		Cl, F, Br	S+B	CO ₂	Ca	Mg	Na					
14,2	16 600	18,3	0,8	14,3	—	—	—	33,9	0,3	—	—	
13,8	16 600	18,3	0,8	15,8	5,9	1,3	3,1	46,4	5,1	—	4 200	
2,1	16 600	18,3	1,3	25,2	Следы	5,2	12,5	67,2	7,3	980	17 000	
1,1	990	18,3	0,1	1,1	—	—	—	20,0	0,3	—	—	
1,1	990	18,3	0,1	1,7	5,5	1,2	2,9	30,8	5,7	—	240	
1,0	14 250	19,4	2,8	0,1	0,4	1,3	10,8	35,2	8,2	1 500	11 000	

се окисления первичных соединений закисного железа; U⁴⁺ переходит в U⁶⁺ или ураниловый ион (UO₂)²⁺; сера S²⁻ в составе сульфидов быстро переходит в S⁶⁺ в составе сульфатов. Подобным образом ведут себя медь, марганец и другие поливалентные элементы, переходя в окислы высокой степени окисления. Если свободный кислород действительно отсутствовал в раннем и среднем докембрии, то эти элементы должны встречаться в соответствующих минеральных формах, лишенных признаков окисления. Действительно, в древних докембрийских золотоносных конгломератах Блайнд-Ривер в Северной Америке и Витватерсранд в Южной Африке находятся кластические, окатанные зерна уранинита и пирита без признаков окисления. Этот факт был основой для заключения о бескислородной атмосфере в эпохи древнее 2000 млн. лет тому назад.

Однако в то же время имеются данные, свидетельствующие о глубокой древности свободного кислорода в докембрии. По мнению Г. Юри, осаднение довольно большого количества известняков трудно объяснить с позиции гипотезы о длительном существовании восстановительной атмосферы. Присутствие высокоокисленного железа в красных полосах гематитовых железных руд также свидетельствует о наличии свободного кислорода. Крупные железорудные окисленные массы отлагались в гуроне (средний докембрий), но железорудные месторождения кряжа Вермилльон намного древнее гуронских железорудных формаций и

относятся к раннему докембрию. О значительной древности свободного кислорода в докембрийской атмосфере Земли свидетельствуют также составы древних пород Швеции. Полосчатые гематитовые руды центральной Швеции по высокому процентному содержанию железа во всех остальных отношениях подобны хорошо известным железистым отложениям оз. Верхнего (Канада), Кривого Рога и Курской магнитной аномалии. Они залегают в слоях лептитовой формации, которая сложена вулканогенным материалом и образует древнюю единицу Свионийского цикла с возрастом свыше 2 млрд. лет. Наиболее обстоятельная информация получена для детально изученного месторождения Стрипа. По мнению П. Гейера, данные по этому месторождению показывают, что первичный материал осаждения был представлен гематитом или, вероятно, гидроокислами железа.

По материалам изучения железистых формаций оз. Верхнего Г. Джеймс в 1954 г. установил, что гематитовые полосчатые кварциты как первичные осадки встречаются в значительных количествах. Как отмечал в 1963 г. Н. М. Страхов, установленные сейчас факты первичного накопления гидроокислов железа в пелагической зоне протерозойских морей с несомненностью доказывают, что уже в те далекие времена (около 2—2,8 млрд. лет назад) кислородный потенциал на поверхности Земли был достаточно высок и позволял осуществляться миграции и осаждению железа в гидроокисной форме. По мнению А. П. Виноградова, образование кислородной атмосферы Земли произошло очень давно. По сумме геохимических и биологических данных образование окислительной биосферы произошло примерно 3 млрд. лет назад, причем в масштабе геологического времени процесс этот протекал очень быстро.

Таким образом, к настоящему времени сформировалось два взаимоисключающих представления относительно времени появления свободного кислорода в докембрии. Одни авторы относят это событие к среднему докембрию (2—2,5 млрд. лет назад), а другие — к более отдаленному времени (3 млрд. и более лет назад). Для оценки справедливости того или другого представления необходимо выяснить достоверность фактического материала, на котором они обоснованы.

Наличие кластических уранинита и пирита в конгломератах с возрастом 2—2,5 млрд. лет, на первый взгляд, явилось серьезным доводом в пользу бескислородной атмосферы в докембрии. Однако быстрое современное окисление пирита и уранинита происходит в обстановке гумидного климата при участии микроорганизмов, но если учесть основные черты нивального климата, то наличие кластогенных минералов типа пирита возможно и в современную эпоху. Так, в частности в аллювии горных рек с ледниковым питанием часто встречается галька пирита без признаков окисления.

Некоторые геологи, изучавшие разрез Витватерсранд, выдвинули предположение о ледниковом или флювиогляциальном про-

исхождении окатанного материала. В этих условиях пирит, уранинит не успели бы окислиться и вошли в состав переотложенного кластогенного материала без существенных изменений. В ту далекую эпоху жизнь на суше практически отсутствовала, поэтому реальное наличие неокисленных минералов (пирит и уранинит) в древних разрезах докембрия не обязательно должно означать отсутствие свободного кислорода в атмосфере Земли 2—2,5 млрд. лет назад. Тем более что некоторые биологические и геохимические данные противоречат заключению о полном отсутствии свободного кислорода в то время. Речь может идти о малых его количествах, а не о полном отсутствии. Опыты по изучению скорости окисления и растворения уранинита показали, что при умеренной продолжительности воздействия докембрийской атмосферы во время выветривания и транспортировки и отложения уранинит может сохраниться, если давление кислорода будет менее $4 \cdot 10^2$ Па.

Увеличение содержания свободного кислорода в атмосфере в течение всей геологической истории Земли определялось путем построения соответствующих моделей различной степени достоверности. Согласно модели Дж. Уолкера, происходило относительно постепенное вытеснение углекислой атмосферы кислородсодержащей (рис. 23) [49].

В качестве основы для расчетов обычно принимается распространность захороненного органического углерода, как прошедшего фотосинтетический этап в круговороте (см. рис. 22), связанный с освобождением кислорода в биосфере. По стехиометрическим элементарным реакциям фотосинтеза следует, что фиксация каждого атома углерода в органическом веществе связана с выделением одной молекулы O_2 свободного кислорода. Изучение изотопного состава ископаемого углерода показывает, что доля C_{org} в общем количестве захороненного углерода составляет примерно 0,18 (от всего углерода земной коры), что очень близко к коэффициенту распределения, предложенному А. Б. Роновым. Иначе говоря, на органический углерод всегда должна была приходиться одна пятая часть общего количества осадочного углерода, начиная по крайней мере с 3,8 млрд. лет назад.

Согласно расчетам, проведенным И. Ли [42], предполагается, что стационарная масса осадочных горных пород в течение геологического времени асимптотически приближалась к современной в связи с экспоненциальным уменьшением скорости дегазации. При этом 1/5 от общего углерода приходилась на органический углерод осадочных толщ. М. Шидловский, исходя из указанных предпосылок, рассчитал рост содержания свободного кислорода в течение геологического времени (рис. 24). Согласно предложенной модели, примерно 39% всего выделившегося при фотосинтезе кислорода оказалось связанным в Fe_2O_3 , 56% сосредоточилось в SO_4^{2-} и 5% непрерывно остается в свободном состоянии в биосфере Земли. В раннем докембрии практически весь фотосинтетически освобожденный кислород быстро поглощается земной

корой в результате реакций окисления. Наиболее вероятно, что процессы образования полосчатых железистых кварцитов в раннем и среднем докембрии привели к поглощению значительной части свободного фотосинтетического кислорода. Закисное железо в древних докембрийских морях являлось главным поглотителем кислорода, когда фотосинтезирующие морские автотрофы поставляли молекулярный кислород непосредственно в морскую среду. В течение большей части докембрия биогеохимический круговорот был органически связан с океаном. Это определило высокую

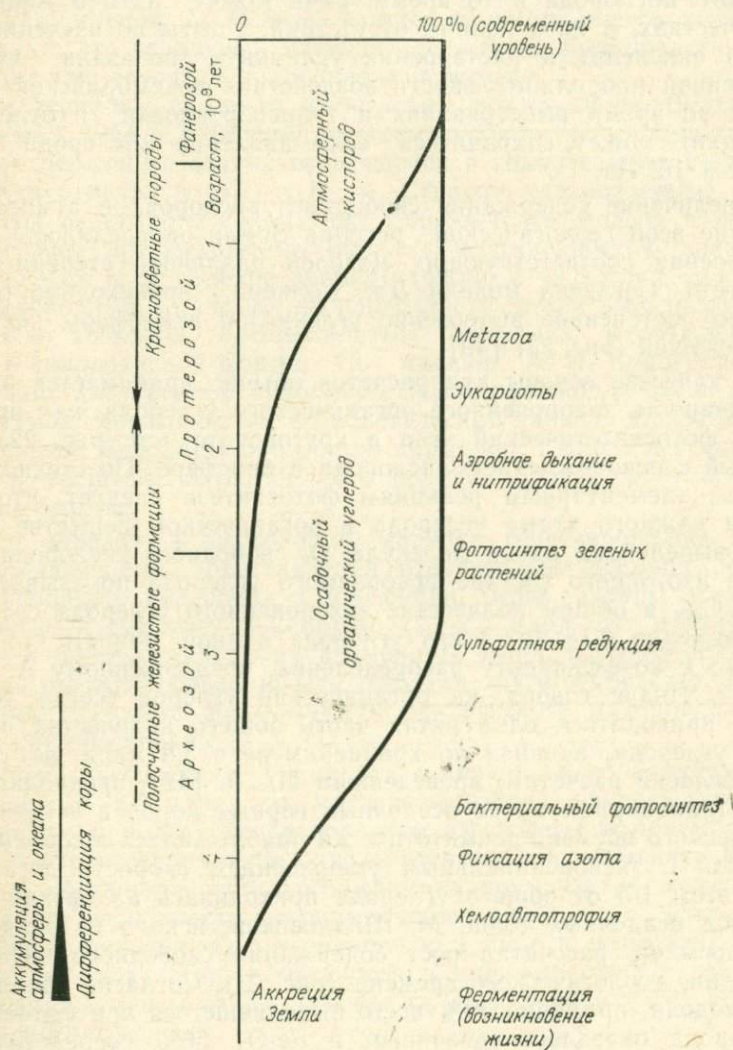


Рис. 23. Примерное расположение на шкале геологического режима эволюции метаболизма вещества, связанного с развитием жизни и атмосферного кислорода [49]

интенсивность поглощения ионами закисного железа освобождающегося кислорода в верхних зонах древних водоемов. После того, как докембрийские океаны очистились от растворенного железа, свободный кислород стал накапливаться в гидросфере, а затем в атмосфере.

Новый этап выразился в увеличении давления свободного кислорода в атмосфере 1,8—2 млрд. лет назад, что фиксировалось появлением древних красцветов (см. рис. 24). В связи с увеличением количества свободного кислорода в атмосфере окисление ионов двухвалентного железа переместилось на поверхность древних континентов в область коры выветривания. Поступление

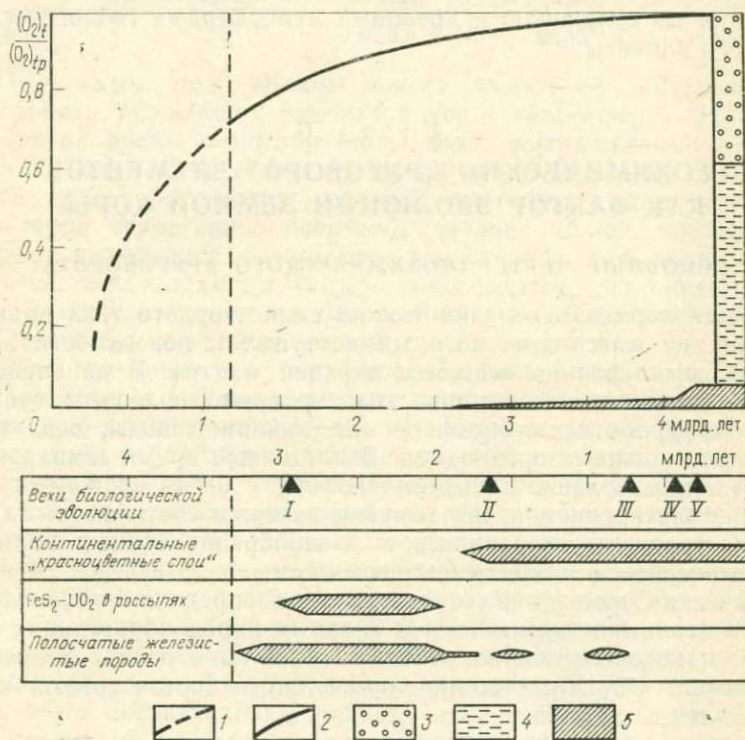


Рис. 24. График зависимости содержания земного кислорода фотосинтетического происхождения от времени:

1, 2 — график; 3 — O₂, связанный в Fe₂O₃ (~39%); 4 — O₂, связанный в SO₄²⁻ (~56%); 5 — O₂ в системе атмосфера — океан (~5%). I — появление древнейших водорослевых биогерм (фотосинтезирующие синезеленые водоросли); II — появление эвкарриотов; III — появление древнейшей многоклеточной фауны; IV — жизнь распространяется на сушу (верхний силур); V — появление континентальной флоры (по М. Шидловскому)

в океаны двухвалентного железа уменьшилось, и соответственно понизилось поглощение свободного кислорода морской средой. Все большее количество O₂ стало поступать в атмосферу, где постепенно установилось определенное постоянство его содержа-

ния. Скорость его образования стала соизмеримой со скоростью поглощения путем окисления различных веществ, среди которых существенное значение приобрели массы органического вещества — продукты отмирания растительности в разных зонах земного шара, и особенно в зонах тропических экваториальных лесов с развитыми процессами гниения. Кора выветривания на континентах становится все менее активным потребителем свободного кислорода. В общем балансе атмосферного кислорода планеты возрастает роль биохимических процессов живого и отмирающего вещества биосферы. Современный этап в истории атмосферного кислорода наступил с появлением растительности на континентах, что привело к значительному увеличению его содержания по сравнению с древними атмосферами геологического прошлого планеты.

Глава 6

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ЭЛЕМЕНТОВ КАК ФАКТОР ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА

Земная кора как верхний тонкий слой твердого тела планеты возникла из материала, который поступил к поверхности в результате выплавки вещества верхней мантии. В дальнейшем, в ходе геологической истории этот материал подвергся существенной переработке в биосфере под влиянием воды, воздуха и деятельности живых организмов. В настоящее время земная кора представляет верхнюю твердую геосферу с очень сложным геологическим строением и чрезвычайно пестрым составом в отдельных участках, что выразилось в разнообразии горных пород и сосредоточенных в них полезных ископаемых.

Химические изменения в земной коре определяются главным образом геохимической историей главных породообразующих элементов, к которым можно отнести элементы с распространенностью свыше 1%. Химический элементарный состав земной коры представлен в табл. 35.

Обращают на себя внимание малые различия в оценке распространенности элементов разными авторами. Во всяком случае, представленные в табл. 35 элементы составляют 98% массы земной коры. Все эти элементы по классификации В. И. Вернадского относятся к циклическим, для которых характерны многочисленные геохимические обратимые процессы. Согласно В. И. Вернадскому, можно считать эмпирическим обобщением господство обратимых циклов в истории главной массы элементов земной коры. Миграция циклических элементов теснейшим образом связана с водными растворами, в гипергенной зоне они образуют минералы путем осаждения из этих растворов. Геохимический баланс химических элементов в океане был представлен в табл.

Средняя распространенность главных элементов земной коры

Элемент	По Ф. Кларку и Г. Вашингтону	По А. Е. Ферсману	По А. П. Вино- градову	По С. Тейлору
O	49,52	49,13	47,0	46,40
Si	25,75	26,00	29,00	28,15
Al	7,51	7,45	8,05	8,23
Fe	4,70	4,20	4,65	4,63
Ca	3,29	3,25	2,96	4,15
Mg	1,94	2,25	1,87	2,33
Na	2,64	2,40	2,50	2,36
K	2,40	2,35	2,50	2,09
Сумма	97,75	97,03	98,53	98,34

23. По данным этой таблицы можно судить об интенсивности круговорота важнейших элементов через гидросферу. Наиболее длительное время в океанической воде задерживаются K, Na, Mg, Ca. Чисто химическим путем миграция Si, Al, Fe в океанической среде протекает с меньшей скоростью и для них более характерно терригенное осадкообразование вблизи континентов, включая коллоидное осаждение, характерное для пелагических областей. Эти элементы быстро извлекаются из океанической воды и осаждаются преимущественно в виде гидроокислов.

Химическая эволюция земной коры совершалась как процесс векового геохимического круговорота, связанного с формированием осадочных, метаморфических и магматических горных пород как физико-химических систем с их непрерывными и прерывистыми переходами. Особенно интенсивно геохимический круговорот элементов протекал в континентальном сегменте Земли, где возникали мощные осадочные формации. Подавляющая часть гранитов этого сегмента возникла в результате гранитизации этих древних осадочных формаций при усиленном метаморфизме и переплавлении, что происходило во время их погружения в глубины с высокими температурами. В. И. Вернадский рассматривал гранитный слой земной коры как область былых биосфер. Современные геохимические данные лишь подтверждают справедливость этого представления, поэтому в общем небольшую пропорцию осадочных горных пород в земной коре следует рассматривать лишь как ту часть осадочной оболочки (стратисферы), которая уцелела от метаморфизма и гранитизации в течение прошлых геологических эпох.

Наиболее распространенные химические элементы верхних частей Земли — O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K — являются главными элементами земной коры, участвующими в большом глобальном круговороте вещества: магматическая порода → осадочная порода → метаморфическая порода → переплавление и новое образование магмы. Разные участки земной коры по существу представляют собой отдельные звенья этого глобального круговорота. Такое представление о большом круговороте вещества в

верхних горизонтах нашей планеты, охватывающем горные породы различного происхождения, было впервые высказано Дж. Геттоном (рис. 25). Затем оно было развито И. Д. Лукашевичем в его учении о метаморфизме. На более высоком уровне знаний это учение о крупных геохимических циклах было разработано В. И. Вернадским и Т. Бартом. Относительно земной коры В. И. Вернадский писал: «Большая часть материи в ней находится в

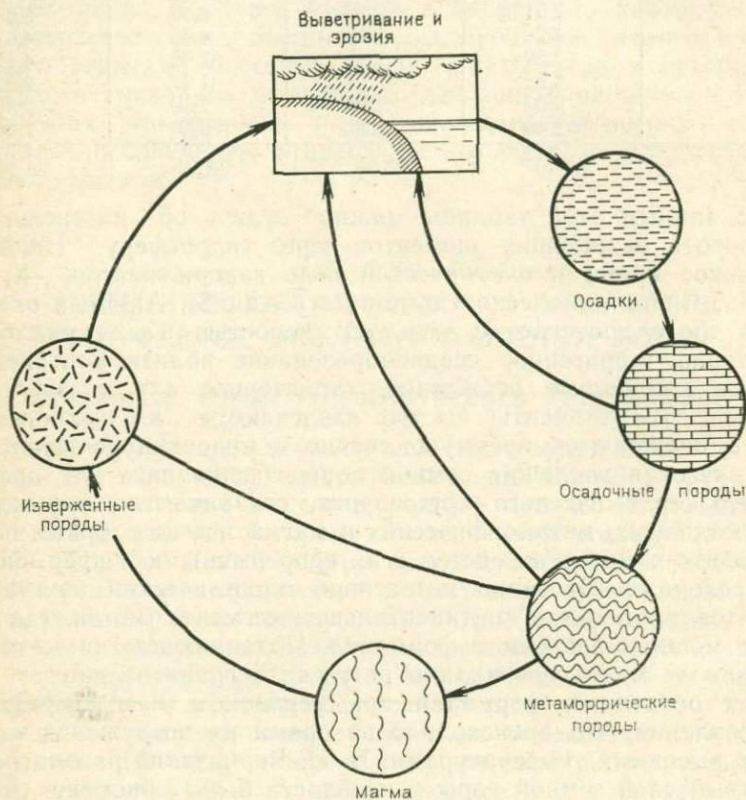


Рис. 25. Геологический цикл горных пород на Земле по представлениям Дж. Геттона

непрестанном движении — в миграциях — и образует обратимые замкнутые циклы, всегда возобновляющиеся и тождественные (геохимические циклы). Они возобновляются на поверхности энергией Солнца, поглощенной живым веществом, а в глубинах — атомной энергией, обусловленной радиоактивным распадом». Большой круговорот вещества в пределах верхних горизонтов Земли представлен на рис. 26.

В процессе геохимического круговорота легкие молекулы, радикалы и атомы проходят более короткие пути и затрачивают меньше времени на перемещение, чем более тяжелые вещества. Так, наиболее интенсивному круговороту подвергаются легкопод-

вижные вещества — газовые части и вода. Значительно более медленный круговорот совершает вещество континентов. Материал континентов путем выветривания и денудации удаляется с поверхности суши за 80—100 млн. лет. Отсюда можно заключить, что если бы отсутствовали вековые поднятия в континентальном полушарии планеты, то за несколько геологических периодов вся суша была бы снесена в океан, и наша планета покрылась сплошной водной оболочкой. В современную эпоху средняя высота суши над уровнем моря составляет 825 м, а средняя глубина Мирового океана равна 3795 м. Объем океана в 12 раз превышает объем суши. Можно полагать, что объем современной суши есть отражение относительного равновесия между ее образованием путем поднятий и разрушением путем сноса внешними геологическими агентами.

Материал континентов в результате денудации сносится в океан, определяя весьма своеобразным способом его состав. По Т. Барту, состав океана находится в состоянии относительного динамического равновесия, что фиксируется постоянством его солевого состава. Это также означает, что вещество осадков, отлагаемое в океанической среде, возвращается из моря на континенты с такой же скоростью, с какой продукты выветривания сносятся с континентов в море. Следовательно, средний химический состав горных пород континентов должен быть близок к составу осадочных горных пород.

Вещество, которое является продуктом выветривания, совершало круговорот через морскую среду. О скорости этого круговорота можно судить по данным для отдельных элементов (см. табл. 23).

Чтобы лучше представить основные тенденции химической эволюции земной коры, следует кратко остановиться на геохимии отдельных порообразующих элементов.

КИСЛОРОД

Природный кислород состоит из трех стабильных изотопов, причем основным является ^{16}O , который распространен в количестве 99,8%. Он является дважды магическим ($Z=N=8$) и об-



Рис. 26. Большой круговорот вещества в пределах верхних оболочек Земли, возникающий под влиянием действия солнечной энергии и энергии распада радиоактивных веществ

разует максимально устойчивую ядерную систему. Как в космических системах, так и на Земле обнаруживаются небольшие колебания изотопного состава кислорода, которые выражаются в разных значениях изотопных отношений $^{17}\text{O} : ^{16}\text{O}$ и $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$. Некоторые из этих колебаний еще не нашли достаточно убедительного объяснения.

По космическому распространению кислород занимает третье место после водорода и гелия. Но если принять во внимание только вещество Солнца, то при полном соединении всего кислорода с водородом отношение $\text{H}_2\text{O}:\text{H}_2$ составит примерно 0,002; избыток водорода таким образом сохранится. Кислород — главный элемент земной коры и мантии Земли: по Т. Барту, он занимает 92% объема литосферы. Все другие атомы, на долю которых приходится 8% объема, занимают свободные места в кислородных каркасах, слагающих кору и мантию Земли. Подавляющее большинство атомов кислорода в земной коре прочно соединено ковалентной связью с кремнием в кремне-кислородных комплексах (тетраэдрах), а также с водородом в группах ОН. Распространенность кислорода и атомные отношения $\text{O}:\text{Si}$ в различных природных системах представлены в табл. 36.

Таблица 36

Распространение кислорода

Природная система	Массовое содержание, %	Отношение $\text{O}:\text{Si}$
Земная кора	47,0	2,8
Осадочные породы	52,8	3,89
Магматические породы:		
кислые	48,7	2,64
средние	46,0	3,1
основные	43,5	3,18
ультраосновные	42,5	3,9
Каменные метеориты	35,0	3,43
Земля	30,0	3,52
Атмосфера	—	28,8

Анализируя данные этой таблицы, можно отметить весьма небольшие колебания атомного отношения $\text{O}:\text{Si}$, что подчеркивает тесную химическую связь этих элементов во всех оболочках нашей планеты. Комплексные ионы SiO_4^{2-} , прочно связанные преимущественно ковалентной связью, образуются и мигрируют в природных процессах как самостоятельные частицы, входящие в состав многих порообразующих минералов.

Кислород образует соединения со всеми химическими элементами, кроме инертных газов. В условиях биосферы кислород выступает как мощный окислитель, образующий максимальное известное число минеральных видов (свыше 1500). В большинстве своем это кислоты и соли кислородных кислот. Окисление элементов сопровождается выделением тепла и представляет собой экзотермический процесс. По данным о распределении кислорода в различных

типах пород земной коры Т. Барт пришел к выводу, что распределение кислорода в отдельных земных оболочках поддерживает термодинамическое равновесие, и его содержание закономерно увеличивается в направлении к верхним оболочкам планеты. Г. Рамберг в 1948 г. высказал предположение о том, что в гравитационном поле Земли миграция кислорода в основном определяется давлением. Он допускал возможность «выжимания» крупных атомов кислорода из глубинных зон земного шара в верхние оболочки. Однако данные экспериментальной петрологии и геохимии противоречат этому предположению.

Кислород играет выдающуюся роль в биосфере. Подавляющая часть кислорода Земли химически связана с другими элементами: в гидросфере с водородом, а в земной коре с кремнием и металлами. В свободном состоянии практически весь кислород находится только в атмосфере, где он по распространению занимает второе место после азота. Распределение свободного и химически связанного кислорода в верхних оболочках Земли представлено в табл. 37.

Таблица 37

Распределение кислорода в верхних оболочках Земли

Оболочка	Массовое содержание кислорода, %		Общее количество кислорода, 10 ²⁰ г	
	химически связанного	свободного	химически связанного	свободного
Атмосфера	0,3*	23,15	0,15*	11,841
Гидросфера	85,82	~0,001	12,090	0,141
Литосфера**	47,00	—	202,100	—

* Химически связанный кислород атмосферы — водяные пары и углекислый газ.

** Масса литосферы принята 43·10²⁴ г.

Кислород, химически связанный в гидросфере и земной коре, участвует в круговороте вещества биосферы. Он мигрирует в составе воды, других комплексных ионов и окислов, кислородсодержащих солей (рис. 27). В неорганическом круговороте кислород редко выходит из состояния химической связи с другими катионами.

Свободный кислород биосферы планеты возникает как побочный продукт реакций фотосинтеза зеленых растений при поглощении энергии солнечной радиации. Свободный кислород в гипергенной зоне выступает как необычайно активный геохимический фактор. Геохимическая активность свободного кислорода развивается в двух направлениях: неорганическом и биохимическом. Общий круговорот кислорода в биосфере с участием биологических факторов представлен на рис. 21.

Свободный кислород атмосферы участвует в процессах химического выветривания горных пород. В пределах коры выветривания на материках происходит окисление различных соединений: сульфидов в сульфаты, переходных двухвалентных металлов в высшие формы валентности. В целом, по В. И. Вернадскому, в земной коре происходят сотни химических реакций, связывающих свободный

кислород атмосферы. Процессы окисления минералов и природных газов происходили в течение всей геологической истории Земли со времени появления процессов фотосинтеза. Они связали большое количество свободного кислорода атмосферы, которое В. Гольдшmidt предложил назвать «ископаемым кислородом». По его оценке масса ископаемого кислорода составляет $(25-40) \cdot 10^{22}$ г, что

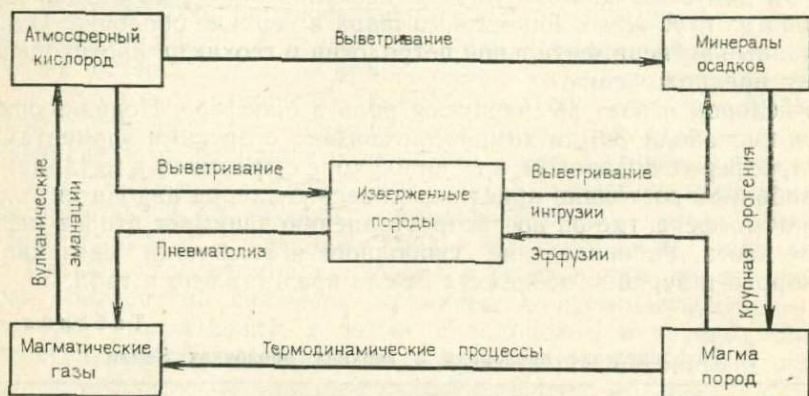


Рис. 27. Геохимический круговорот кислорода, в верхних геосферах связанный с неорганическими процессами

на два порядка выше современного содержания свободного кислорода в биосфере. Однако в свете современных данных оценку В. Гольдшmidt следует считать скорее заниженной, чем завышенной. Необходимы новые расчеты.

Биохимическое значение свободного кислорода состоит также в том, что он является преобладающим (по массе) биофильным элементом, необходимым для дыхания огромному числу организмов. Круговорот кислорода в биосфере естественно связан с биогеохимическим круговоротом углерода, так как процесс усвоения $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ в ходе реакций фотосинтеза приводит к построению органических соединений в тканях живых существ с одновременным выделением свободного кислорода в окружающую среду.

В течение истории Земли геохимический баланс кислорода существенно изменялся. Согласно геохимической модели М. Шидловского, количество свободного кислорода в биосфере увеличивалось по экспоненциальному закону (см. рис. 24). Однако подавляющая часть его в течение докембрия расходовалась на окисление железа и серы, причем окисление железа совершалось преимущественно при формировании железистых кварцитов в морских условиях. Окислялась преимущественно сера вулканического происхождения. Значительные количества свободного кислорода, превышающие точку Пастера, появились в атмосфере лишь в верхнем докембрии. В современных условиях свободный кислород атмосферы расходуется преимущественно на окисление вулканических газов и органических веществ, и в меньшей степени на окисление железа, серы и других поливалентных элементов.

КРЕМНИЙ

Кремний относится к основным элементам Космоса и представляет собой важную часть планет земной группы и метеоритов. Природный кремний состоит из трех стабильных изотопов, из которых наибольшим распространением отличается ^{28}Si , с относительной распространенностью 92,27%. В процессе геохимического круговорота кремния в биосфере наблюдается смещение изотопных отношений, однако это небольшие колебания. Значения отношения $^{28}\text{Si} : ^{30}\text{Si}$ колеблются от 29,37 до 30,10.

Верхний твердый слой Земли резко обогащен кремнием. Это очевидно при сравнении земной коры с космическими объектами. Повышенная концентрация кремния отмечается в каменных метеоритах и в силикатной фазе железо-каменных. В железных метеоритах кремний обнаружен в небольших количествах порядка 0,004—0,005%, однако в металлической фазе некоторых каменных метеоритов отмечается повышенное распространение кремния. Например, в металлической фазе энстатитовых хондритов, которые характеризуются высокой степенью восстановления, атомное содержание кремния может достигать 6%. П. Рамдор предполагал присутствие железо-никелевого силицида в двух энстатитовых хондритах. Однако подавляющее количество метеоритного кремния находится в виде кислородных соединений, преимущественно силикатов: оливинов и пироксенов.

Геохимические свойства кремния обусловлены характером строения электронной оболочки его атомов, которая легко теряет четыре электрона в процессе окисления. При этом кремний переходит в ион Si^{4+} , который приобретает восьмизлектронную конфигурацию и становится типичным литофильным элементом. Четырехвалентный ион кремния представляет собой главный катион литосферы и в сочетании с анионами кислорода создает ряд кристаллохимических структур, которые являются основой едва ли не всех породообразующих минералов. С анионами кислорода кремний образует комплексные анионы SiO_4^{4-} в виде тетраэдров. Комбинации этих тетраэдров образуют все известное разнообразие радикалов силикатных минералов и окислов кремния.

В условиях биосферы кремний образует свыше 500 минеральных видов, большая часть которых представлена силикатами. Силикаты проявляются как главные строители горных пород земной коры: изверженных, метаморфических и значительной части осадочных горных пород. Исключительно велико значение в химии земной коры окиси кремния SiO_2 , которая в зависимости от термодинамических условий выступает в разных полиморфных модификациях. Для высоких давлений характерны полиморфные модификации, представленные коэситом, кититом и стишовитом. По всей вероятности, они могут играть существенную роль в составе нижней мантии Земли, где не исключено повышенное распространение стишовита, образованного в результате разложения обычных силикатов. Наиболее распространенной разновидностью оксида кремния в земной коре является кварц, чистая разновидность которого

названа горным хрусталем. Окрашенные разновидности кварца представлены морионом (черный), раухтопазом (дымчатый), амethystом (фиолетовый) и цитрином (желтый). В земной коре широко распространены скрытокристаллические (халцедон, агат, яшма, кремь) и аморфные (опал, гейзерит) формы кремнезема. Данные по некоторым свойствам кремнезема и его распределению в различных частях биосферы приведены ниже:

<i>Растворимость</i>		мг $\text{SiO}_2/\text{л}$
Кварц при 5°C		6
при 25°C		8
Аморфный кремнезем	при 0°C	60—80
	при 25°C	100—140
	при 90°C	300—380
<i>Распространенность Si</i>		%
Кора		28,2
Гранит		32,3
Базальт		24,0
Сланец		23,8
<i>Средние значения Si для природных вод</i>		10 ⁴ , %
Океаны		4—6
поверхностные воды		0,5—2
придонные воды		4
Проточные воды		14
Озера		1—48
Щелочные озера		>100
Подземные воды		17
Воды в карбонатных породах		7
Термальные воды		>100
Реликтовые воды		20—60
Дождь и снег		0,1—0,2

По мере остывания магмы, в которой первоначально присутствовали тетраэдры SiO_4^{4-} , комбинации их все время усложняются. Согласно реакционной схеме Розенбуша — Боуэна, последовательность кристаллизации породообразующих минералов из магмы начинается с магнезиального оливина, построенного из ортосиликатного аниона SiO_4^{4-} . За ним следуют метасиликатные цепи $[\text{SiO}_3]_n^{2n-}$ пироксенов и затем амфиболы с более сложными структурами радикалов $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6n-}$ и параллельно сети $[\text{Al}, \text{Si}]_n\text{O}_{2n}$ полевых шпатов и фельдшпатоидов. На заключительных этапах кристаллизации магмы выделяется кремнезем Si_nO_{2n} в виде кварца.

По мере кристаллизации магмы в кристаллических структурах главных породообразующих минералов происходит уменьшение отношения $\text{O}:\text{Si}$. При этом имеет место постепенное усложнение форм связи кремнекислородных тетраэдров: от островных (ортосиликаты) к островным группам и кольцам, затем цепочкам и поясам у амфиболов, к плоскостям (слюды) и в конце концов к каркасам (кремнезем, полевые шпаты). Эти изменения, по В. Гольдшмидту, можно проиллюстрировать табл. 38.

При кристаллизации магмы усложняющим фактором является замещение алюминием части кремния в кислородных тетраэдрах, которое способствует возрастанию отрицательного заряда. Моле-

Сочетания кремния в минералах

Отношение O:Si	Форма силикатных анионов	Заряд аниона	Заряд на атом кремния	Минералы
4:1	SiO_4 — тетраэдр	-4	-4	Форстерит Mg_2SiO_4
7:2	Si_2O_7 — двоянный тетраэдр	-6	-3	Тортвейтит $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$
3:1	Si_3O_9 — кольцо	-6	-2	Бениотит $\text{BaTiSi}_3\text{O}_9$
3:1	Si_6O_{18} — кольцо	-12	-2	Берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$
3:1	$(\text{SiO}_3)_\infty$ — цепи	-2n	-2	Диопсид $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$
11:4	$(\text{Si}_4\text{O}_{11})_\infty$ — лента	-6n	-1,5	Тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$
5:2	$(\text{Si}_2\text{O}_5)_\infty$ — лист	-2n	-1	Тальк $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})_2(\text{OH})_2$
2:1	$(\text{SiO}_2)_\infty$ — пространственная вязь — каркас	0	0	Кварц SiO_2

кулы воды, определяющие присутствие водородных ионов в магме, и гидроксильной группы, также усложняют заключительные этапы кристаллизации магмы: образуются гидротермальные растворы, несущие растворенный кремнезем, который в дальнейшем отлагается в виде кварцевых жил различного типа в контактовых и приконтактных зонах интрузивов и вызывает иногда окварцевание вмещающих пород. Кварц выступает в качестве главного породообразующего минерала во многих рудных жилах.

В магматических процессах иногда играют роль фтористые соединения кремния SiF_4 , выступающие как летучие компоненты. Но они оказываются неустойчивыми и переходят в силикаты, содержащие изоморфные примеси фтора, что наблюдается у топаза $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})_2$.

На поверхности суши в гумидном климате коренные породы, сложенные главным образом силикатами, подвергаются химическому выветриванию, которое сопровождается выносом кремнезема. Кремнезем разложившихся силикатов в аморфной форме представляет собой наиболее подвижную разновидность кремнезема, переходящую в растворы природных вод. По Б. Б. Польшову, SiO_2 разложившихся силикатов относится к подвижным компонентам в миграционных рядах главных породообразующих элементов. Миграция кремнезема в гипергенной зоне связана с деятельностью воды. По данным К. Краускофа, аморфный кремнезем более растворим, чем его кристаллическая форма. Так, при 0°C в воде растворяется $(5-8) \cdot 10^{-3} \%$ аморфного SiO_2 , при 25°C — $1 \cdot 10^{-2} \%$, при 100°C — $(3,6-4) \cdot 10^{-2} \%$. Растворы с такими концентрациями находятся в равновесии с кремниевыми гелями или с коллоидами кремнезема. В природных водах кремнезем также находится в форме молекулы ортокремниевой кислоты H_4SiO_4 . При $\text{pH} > 9$ в связи с диссоциацией H_4SiO_4 на ионы растворимость кремнезема резко возрастает. Если насыщенный раствор охлаждается, то избыток кремнезема относительно равновесной величины может оставаться

во взвешенном состоянии в виде коллоида, не осаждаясь. В кислых растворах этот коллоид довольно устойчив.

Процессы растворения и полимеризации аморфного кремнезема протекают весьма медленно. С этим связана длительность существования в природных условиях неравновесных растворов кремнезема с последующей его миграцией. Коллоиды SiO_2 несут отрицательный заряд. Для коагуляции коллоидного кремнезема наиболее благоприятны условия, когда электролиты нейтрализуют заряд его частиц. Кремнезем из истинных растворов может осаждаться при реакции с катионами, например с Al^{3+} , а также благодаря деятельности живых организмов, строящих кремниевые скелеты.

При выветривании горных пород в условиях гумидного климата кварц остается в коре выветривания в виде нерастворимого остатка, а кремнезем силикатов удаляется природными водами. В процессе круговорота воды на поверхности земного шара реки выносят огромные количества кремнезема в виде аморфных разновидностей, взвесей глинистых частиц и растворов ортокремниевой кислоты. В морской воде значительная часть грубых взвесей быстро выпадает в осадок, преимущественно в области шельфа. Растворимость аморфного кремнезема в морской воде увеличивается с повышением значения рН. В толще вод Мирового океана устанавливается определенное закономерное распределение Si (см. выше). Минимальное количество кремнезема находится в поверхностных слоях воды. Особенно низкие концентрации его отмечаются в летний период, когда кремний интенсивно поглощается организмами планктона для построения кремниевых скелетов. С увеличением глубины до 2000 м количество растворенного кремнезема возрастает ниже кислородного минимума. Наиболее богаты кремнеземом глубинные воды Тихого океана, особенно в Северном полушарии. В Атлантическом океане воды высоких широт более богаты кремнеземом, чем низких. Кремний в морской воде находится преимущественно в виде аморфной кремнекислоты, часть которой растворена в виде H_4SiO_4 . Растворимость ее повышается с увеличением температуры.

В воде океанов совершается сложная миграция кремнезема. Основное его количество в верхних горизонтах быстро поглощается организмами планктона. В частности наиболее интенсивно поглощают кремнезем из морской воды диатомовые водоросли для построения своего скелета. Кремниевые скелеты образуют также радиоларии и губки. Опыты А. П. Виноградова показали, что диатомовые водоросли, вероятно, с участием некоторых бактерий извлекают из воды кремнезем алюмосиликатных частиц (глин). Диатомовые водоросли являются главными агентами геохимических преобразований кремнезема в Мировом океане, если не считать кварц олового происхождения. После гибели они медленно опускаются на морское дно, при этом до глубин 2—2,5 м происходит их медленное растворение, и кремний переходит в растворимую форму. Нерастворенные части их осаждаются на морское дно и покрывают обширную поверхность в виде диатомовых илов.

В водной среде кремнезем формирует скопления коллоидных образований, известных как опалы. При этом возникают разновидности опалов от бедных водой твердых опалов до жидких водных коллоидных систем кремнезема. Состав их может быть выражен формулой $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$, где SiO_2 соответствует кварцу.

Кремний играет важную роль в процессе формирования осадочных горных пород, их диагенезе и эпигенезе. В большинстве осадочных пород кремний присутствует в составе глинистых минералов и кварца, возникшего первоначально преимущественно в результате выветривания кварцсодержащих кислых изверженных пород. Образование отложений кварца в виде песков связано с интенсивностью выветривания и перемывом первичного материала. Очень чистые кварцевые пески и песчаники как мономинеральные породы встречаются относительно редко. В большинстве случаев в них присутствуют примеси полевых шпатов и некоторых других устойчивых к химическому выветриванию минералов. Грубозернистые песчаники образуют отложения, относимые к аркозам, грауваккам и спаргамитам.

АЛЮМИНИЙ

По распространению в земной коре он занимает третье место среди всех элементов и первое место среди металлов. Каменные метеориты содержат в среднем около 1,3% алюминия. Природный алюминий состоит из одного стабильного изотопа ^{27}Al . Некоторые данные по изотопным аномалиям магния в каменных метеоритах свидетельствуют о наличии радиоактивного изотопа ^{26}Al на ранних этапах развития Солнечной системы, вполне возможно его вхождение в очень небольших количествах в состав ранней Земли.

Во всех естественных процессах алюминий проявляет себя как трехвалентный элемент, образующий прочные связи с кислородом. В условиях биосферы Земли алюминий чрезвычайно редко порывает связи с кислородом, образуя в некоторых пегматитах редкий минерал криолит 3NaFAlF_3 . Наиболее часто алюминий образует с кислородом комплексный анион $[\text{AlO}_4]^{5-}$, причем алюминий находится в четверной координации, образуя алюмоокислородные тетраэдры, близкие по размерам к кремнекислородным тетраэдрам $[\text{SiO}_4]^{4-}$. С этим связано главным образом парагенетическое взаимоотношение алюминия с кремнием в земной коре и широкое распространение алюмосиликатов.

Алюминий можно отнести к распространенным элементам Космоса, хотя как элемент нечетный он уступает своим соседям по таблице Менделеева магнию и кремнию примерно на один порядок. Среди магматических пород Земли и Луны алюминий наиболее типичен для средних и основных пород, где он находится главным образом как составной элемент плагиоклазов. Резко снижается концентрация алюминия в ультраосновных породах.

Геохимические свойства алюминия обусловлены характером строения электронной оболочки его атома, легко теряющего валентные электроны. Близость ионных радиусов Al^{3+} и Si^{4+} опреде-

ляет широкие вариации их изоморфных замещений в алюмосиликатах в условиях четверной координации. Как химически активный элемент алюминий формирует большое число минералов: насчитывается свыше 350 минеральных видов, в состав которых он входит в качестве главного компонента. Большая их часть относится к силикатам.

В магматических горных породах наиболее важными минералами алюминия выступают полевые шпаты, содержание которых повышено в основных породах. Чистый ортоклаз $[KAlSi_3O_8]$, альбит $[NaAlSi_3O_8]$ и анортит $[CaAl_2Si_2O_8]$ содержат соответственно 9,7; 10,3 и 19,4% алюминия. Второе место по распространению занимают такие алюминийсодержащие минералы, как фельдшпатоиды — нефелин $NaAlSiO_4$ и лейцит $KAlSiO_4$ (17 и 12,4% Al). К важным минералам алюминия относятся также слюды — мусковит (16% Al) и биотит (от 6 до 12% Al). Амфиболы в изверженных породах обычно не являются минералами алюминия, однако роговые обманки могут содержать его до 8%. Для нормальных пироксенов алюминий не характерен, но титановые авгиты могут содержать до 5,5% Al.

В процессе формирования пегматитов, богатых летучими компонентами, алюминий естественно входит в состав таких минералов, как гранат, сподумен, топаз, берилл и хризоберилл. На последних стадиях магматической деятельности при формировании пегматитов образуются минералы алюминия, не связанные с кремнеземом: амблигонит $LiAl(PO_4)F$, криолит $3NaAlF_6$, родицит $KNaLi_4Al_4Be_3V_{10}O_{27}$. При действии сернистых паров на риолиты, трахиты и другие породы образуется алунит $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$.

Минимальное содержание алюминия отмечается в дунитах и перидотитах, которые почти полностью потеряли алюминий в процессе выплавления его соединений из мантии. В то же время кимберлиты и пикриты, которые могут быть наиболее глубинными выплавками ультраосновной магмы, отличаются от всех ультраосновных горных пород максимальным накоплением алюминия. Среди изверженных пород максимальная концентрация алюминия отмечается в габбро-базальтах. Однако интрузивные породы отличаются от своих эффузивных аналогов более высокой дисперсией распределения алюминия. Содержание алюминия незначительно снижается при переходе от основных пород к средним. В то же время какого-либо различия в распределении алюминия в интрузивных и эффузивных средних породах в зависимости от геологического положения региона не наблюдается. Содержание алюминия довольно монотонно убывает от средних пород к кварцевым диоритам и гранодиоритам. Более резкое снижение наблюдается в гранитах и особенно в кислых эффузивных породах. Таким образом, распределение алюминия в ряде магматических пород литосферы заключается в потере его ультраосновными породами в процессе выплавления алюминийсодержащих расплавов из мантии, которое сменяется максимальным накоплением в основных породах. Далее в сторону кислых пород содержание алюминия

снижается, достигая минимума в гранитах и кислых эффузивах, в которых отмечается максимальная концентрация кремния.

По экспериментальным данным Д. Грина и А. Рингвуда, формирование высокоглиноземистых базальтовых расплавов происходит в мантии на сравнительно небольшой глубине (примерно 30 км), в то время как относительно бедные алюминием толеитовые базальты формируются на больших глубинах (около 60 км). Эти авторы указывают также на возможность появления высокоглиноземистых базальтов — их расплавов в результате дифференциации глубинной базальтовой магмы на промежуточных глубинах (20—30 км). В связи с этим можно полагать, что относительно обогащенная алюминием габбровая магма может быть продуктом оплавления из верхних горизонтов мантии на меньших глубинах, чем толеитовых и щелочных базальтовых расплавов.

Геохимическое поведение алюминия в ряде случаев связано с изменением его ионного радиуса от соединений с четверной координацией к соединениям с шестерной координацией. Алюминий ведет себя по-разному в зависимости от структурного положения в кристаллической решетке минерала. Эффективный ионный радиус $0,57 \cdot 10^{-8}$ см относится к структуре корунда Al_2O_3 , в котором Al находится в шестерной координации. В шестерной координации в качестве катиона Al^{3+} находится аналогично другим катионам в некоторых силикатах, как это наблюдается в лейците, нефелине и гранатах. Его соединения с кислородом или гидроксильной группой OH являются основаниями. Они представлены диаспором $HAIO_2$, бемитом $AlOON$, гидраргиллитом $Al(OH)_3$. В четверной координации атом алюминия находится в центре кислородных тетраэдров, что имеет место в алюмосиликатах типа полевых шпатов. В природе встречаются минералы, полимерные модификации которых связаны со структурным положением алюминия. Так, в кианите Al_2SiO_5 алюминий находится в шестерной координации, а в силлиманите того же состава половина ионов Al^{3+} находится в четверной координации, а другая половина — в шестерной. Четверная координация алюминия дает соединения, имеющие свойства алюмината алюминия, и образует ангидрит — комплекс алюмокислоты.

Алюминий в четверной координации встречается преимущественно в минералах, образующихся при высоких температурах, и шестерной координации — в минералах низкотемпературных. Однако имеют место и исключения из этого правила. Например, корунд, в структуре которого Al находится в шестерной координации, образуется при высоких температурах, а аутигенные полевые шпаты в осадочных породах — при низких. В гранатах алюминий находится в шестерной координации, и поэтому может изоморфно замещаться ионами Fe^{3+} и Cr^{3+} .

В процессе формирования щелочных пород относительная концентрация алюминия возрастает. Так, самое высокое значение отношения Al/Si характерно для щелочных изверженных пород. Большинство изверженных горных пород относится к плюмазито-

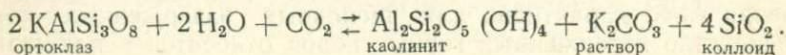
вому типу последовательности кристаллизации, для которого характерно отношение $(Na+K) < Al$. При плюмазитовой последовательности сперва выделяется ортоклаз, а затем другие минералы. Крайний продукт плюмазитового процесса — плагиоклазово-корундовая порода — собственно плюмазит состоит из 75% олигоклаза, 23% корунда и 2% второстепенных минералов. Очевидно, что плюмазит — порода, наиболее богатая алюминием. Породы этого типа редко образуются из гранитных пегматитов путем их десилификации.

Анализируя распределение алюминия в магматических горных породах, нетрудно видеть, что в отличие от кремния, накапливающегося в гранитном слое земной коры преимущественно совместно с кислородом, алюминий в максимальной степени концентрируется в пределах базальтового слоя. Главным минералом — носителем алюминия в этом слое выступает плагиоклаз — широко распространенный минерал пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. А. А. Беус считает, что в энергетических особенностях основных плагиоклазов следует искать разгадку тенденций накопления алюминия в базальтовом слое земной коры.

В данном случае автором приводятся некоторые кристаллохимические соотношения, исходящие из того, что в анортитах часть алюминия входит в кремне-кислородный тетраэдр, замещая один ион кремния. В результате такого замещения в полевом шпате понижается общее содержание кислорода и уменьшается объем элементарной ячейки (около 3% на каждый ион кислорода). Следовательно, можно предположить, что накопление алюминия в базальтовом слое земной коры имеет вполне определенный энергетический смысл и должно рассматриваться в тесной связи с общим процессом установления термодинамического равновесия в кремнекислородном каркасе верхних слоев земной коры. В нижних частях базальтового слоя вблизи границы с верхней мантией роль плагиоклаза как носителя алюминия должна переходить к омфациту и гранату эклогитов.

Среди осадочных пород, возникших в результате переработки материала магматических пород в биосфере, максимальная концентрация алюминия наблюдается в глинах. Среднее содержание алюминия в осадочной оболочке континентов оценивается в 6,3%. Содержание алюминия в минералах осадочного происхождения представлено в табл. 39.

Во время выветривания горных пород в условиях умеренного гумидного климата при хорошем дренаже основные алюминийсодержащие минералы переходят в глинистые минералы. Переход этот совершается выносом кремнезема. При нормальных условиях химического выветривания полевые шпаты путем гидролиза распадаются на глинистые минералы и растворимое вещество. В некоторых условиях диагенеза реакция может быть обратимой и приводить к образованию аутигенного полевого шпата:

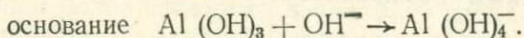
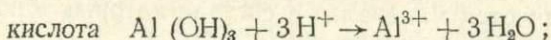


Осадочные минералы алюминия

Минерал	Содержание, %	
	Al ₂ O ₃	Al
Аллофан	31,12	16,5
Каолинит	38,52	20,4
Галлуазит	39,20	20,70
Монтмориллонит	19,76	10,5
Вермикулит	10,68	5,65
Иллит	28,97	15,3
Глауконит	5,78	3,06
Хлорит	25,20	13,3
Гиббсит	65,5	34,6
Бемит	85,0	45,0

Глинистые минералы каолинит, монтмориллонит, иллит и хлорит представляют собой водные алюмосиликаты со слоистой структурой кристаллической решетки.

По данным полевых наблюдений, разложение полевых шпатов как главных минералов алюминия в условиях жаркого тропического гумидного климата представляет собой двухстадийный процесс. В первую стадию образуются глинистые минералы, подобные каолиниту, иллиту и галлуазиту, а во вторую — по мере дальнейшего выноса кремнезема образуются гиббсит Al(OH)₃, бемит и диаспор — основные минералы бокситов. Гидроксид алюминия является амфотерным, он сочетает свойства кислоты и основания



Из-за своих амфотерных свойств Al(OH)₃ растворяется в водных растворах с крайними значениями концентрации водородных ионов при pH более 10 и менее 4. При pH от 4 до 10 окислы алюминия в гипергенных условиях растворяются очень незначительно, в то время как кремнезем при pH 8 растворяется в заметных количествах. С этим различием растворимости, по всей вероятности, связано разделение кремнезема и глинозема при химическом выветривании алюмосиликатов. Таким образом, значительное количество алюминия при химическом выветривании изверженных горных пород остается в новообразованных минералах и только незначительная часть переходит в раствор, поэтому в речных водах наблюдаются незначительные следы алюминия. В присутствии органических веществ растворимость природных соединений алюминия несколько повышается. Кислые почвенные растворы содержат заметные количества алюминия в связи с его выщелачиванием из верхних горизонтов и переносом в нижние.

В условиях активного химического выветривания в зоне тропического гумидного климата кремнезем из силикатов усиленно удаляется. На месте выветривания остаются бокситы и латериты как

сочетание устойчивых гидроокислов алюминия и железа. По У. Келлеру, минералы алюминия, которые слагают бокситы, могут возникать из любой алюминийсодержащей материнской породы изверженного, метаморфического или осадочного генезиса. Небольшая часть гидроокислов алюминия выносится в виде золь почвенными и грунтовыми водами в океан. Золь гидроокиси $Al(OH)_3$ имеет положительный заряд. В целом алюминий особенно интенсивно мигрирует в условиях кислых почв. В океан алюминий поступает главным образом в составе глинистых минералов и в виде коллоидных взвесей.

Распределение алюминия в составе глинистых осадочных пород разного возраста имеет определенную направленность. Так, работами А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова была установлена четкая тенденция уменьшения содержания алюминия в глинистых осадках чехла древних платформ от протерозоя до кайнозоя. Это, вероятно, обусловлено весьма широким развитием основного вулканизма в докембрийских геосинклиналях и резким снижением интенсивности излияний основной магмы после консолидации платформ.

Геохимический круговорот алюминия охватывает зоны метаморфизма. При метаморфизме пелитовых гидролизованых пород алюминий входит в состав слюд. При региональном метаморфизме возникает гранат как алюминийсодержащий минерал наряду с минералами, более богатыми алюминием.

В процессе метаморфизма горных пород образуются такие богатые алюминием минералы, как кордиерит, андалузит, силлиманит, шпинель и корунд. При всех ступенях метаморфизма глинистых толщ формируются минералы, в составе которых алюминий является непременным компонентом.

ЖЕЛЕЗО

Природное железо состоит из четырех стабильных изотопов, из которых наиболее распространенным является ^{56}Fe (91,66%). Этот изотоп характеризуется максимальным значением ядерной связи, что определяет повышенное его распространение во многих природных системах. В пределах земной коры железо по распространению занимает четвертое место, а в земном шаре и метеоритах — первое. По общим оценкам химического состава Земли содержание в ней железа находится в пределах от 30 до 37%. Ниже представлено распределение железа в магматических горных породах (в %): граниты 1,85; гранодиориты 3,30; кварцевый диорит 4,86; диориты 6,10; габбро 7,85; перидотиты 8,68; дуниты 8,90. Наиболее богаты железом ультраосновные изверженные горные породы, а среди внеземных объектов — железные метеориты. Во всех метеоритах в целом железо присутствует в качестве главного компонента в трех фазах — силикатной, сульфидной и металлической. Таким образом, в данном случае железо ведет себя как элемент, сочетающий литофильные, халькофильные и сидерофильные свойства.

Большая близость кристаллохимических параметров железа,

кобальта и никеля приводит к их совместному нахождению в метеоритных минералах. Обогащенное никелем метеоритное железо образует тенитовую фазу, представляющую собой гранцентрированные кристаллы с содержанием никеля свыше 14%. В этих кристаллических структурах может быть до 100% никеля, однако в реальной природной обстановке встречаются кристаллы, имеющие до 64% никеля, поскольку железо во всех природных скоплениях вещества более распространено, чем никель. Другая разновидность парагенезиса никеля и железа представлена камаситовой фазой железных метеоритов, которая характеризуется объемно-центрированной решеткой и содержанием никеля около 5%.

Железо относится к переходным химическим элементам. Атом его имеет недостроенную M-оболочку (15 электронов вместо 18), способную отдавать один электрон в сильно окислительной обстановке, наряду с двумя электронами наружной оболочки. С этим связано существование трехвалентного железа в природе. Из всех главных породообразующих элементов только железо обладает переменной валентностью. Это свойство в значительной мере определяет исключительную роль железа в переносе кислорода в глубокие горизонты земной коры в процессе погружения окисленных осадков в геосинклинальных зонах. В земной коре железо находится в минералах в виде двух- и трехвалентных ионов. Самородное железо встречается редко. Его выделение связано с застыванием основных и ультраосновных магм. При наличии в них углерода железо восстанавливается из окислов и сульфидов.

Железо относится к химически активным металлам. Однако химические свойства двух- и трехвалентного железа существенно различаются между собой. Соединения двухвалентного железа более растворимы и более подвижны в биосфере планеты. В земной коре железо образует свыше 300 минеральных видов. Минералы железа представлены оксидами, сульфидами, силикатами, фосфатами, карбонатами и арсенатами. Наиболее характерны соединения железа с кислородом. К числу наиболее распространенных минералов железа относятся магнетит, гематит, вюстит FeO (предполагается в нижней мантии Земли), гетит, ильменит, сидерит, пирит и пирротин. В магматических горных породах большая часть железа сосредоточена в темноцветных силикатах: оливинах, пироксенах и амфиболах.

Среди силикатов осадочно-метаморфических пород можно отметить железосодержащие: миннесотант, стильпноелан, гриналит, грюнерит, которые особенно развиты среди докембрийских железо-кремнистых формаций. В осадочных толщах более молодого возраста обычно распространены шамозит, тюрингит, глауконит.

В процессе круговорота в биосфере железо наиболее часто, по сравнению с другими металлами, образует концентрированные формы в осадочных, метаморфических и магматических горных породах, представляющие рудные месторождения различного генезиса. Главные черты геохимического круговорота железа представлены на рис. 28. Миграция и формы нахождения железа в магма-

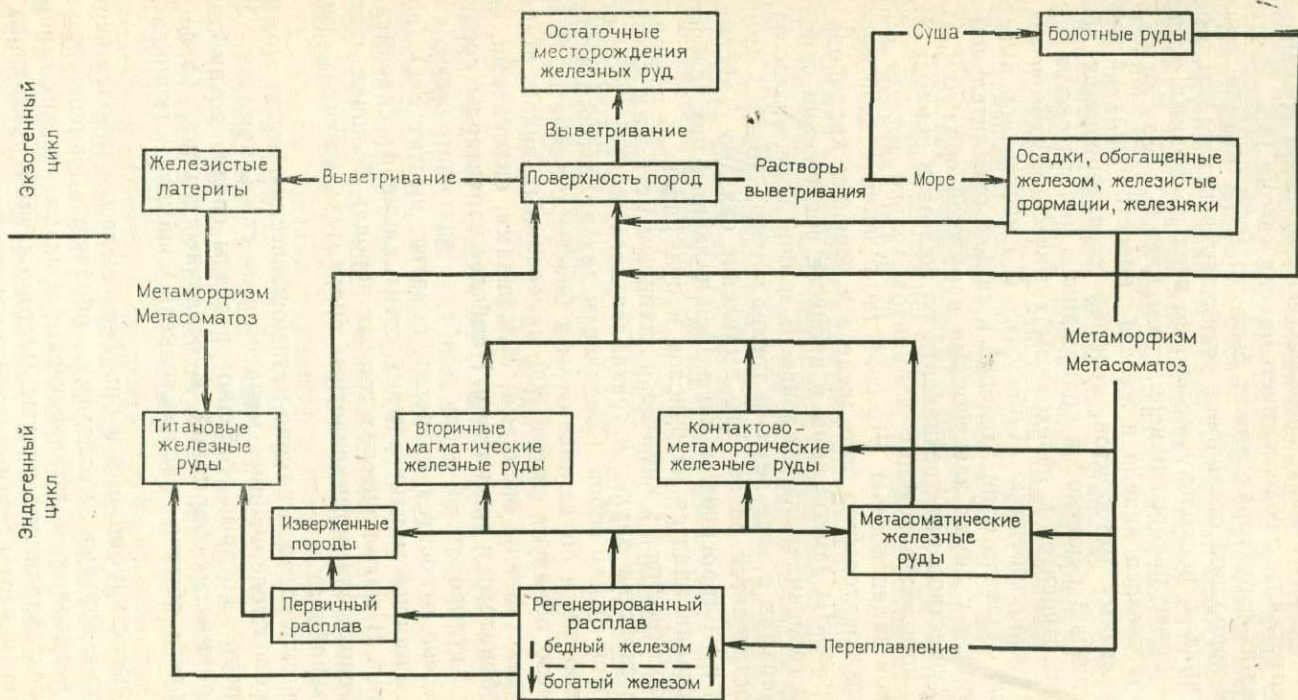
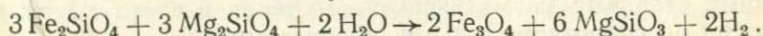


Рис. 28. Геохимический круговорот железа, в верхних геосферах связанных с различными процессами (по С. Ландергрену)

тических породах теснейшим образом связаны с процессами окисления. В основных и ультраосновных породах железо находится преимущественно в закисной форме. При повышении парциального давления кислорода возникает окисная форма железа в виде гематита. Окисление магмы, вероятно, происходит в верхних горизонтах литосферы. Агентом окисления может быть вода, поступающая из атмосферы в виде подземных вод.

Осаждение в магме магнетита представляет собой первую стадию магматического окисления. По В. Гольдшмидту, этот процесс связан с поглощением воды путем следующей реакции:



При этой реакции происходит выделение свободного водорода, который обнаруживается в газах вулканического происхождения. В отдельных благоприятных случаях при формировании интрузивов основных пород окислительное осаждение магнетита достигает больших масштабов, что приводит к образованию слоистых магнетитовых руд в лежащих боках лополитов.

Процессы выделения железа из магматических расплавов значительно усложняются, если магматическая система состоит не только из Fe, FeO, Fe₂O₃, но и включает сульфидную систему: FeS, Fe_nS_n, FeS₂. В этом случае происходит воздействие окисления на смесь силикатов и сульфидов железа. В магматических породах и метеоритах мы наблюдаем различную степень сульфидизации и окисления материала, которая выражается в том, что присутствие троилита всегда ассоциируется с самородным металлическим железом, а образование пирротина происходит там, где железо находится в окисленной форме. Пирит как сульфид железа преобладает там, где значительная часть железа представлена окисными соединениями. В зависимости от конкретных геологических условий в основных магмах возникают значительные количества сульфидной фазы, которая отделяется от силикатной путем ликвации. При застывании образуются скопления пирротина с повышенным содержанием меди, никеля и металлов платиновой группы, которые иногда дают рудную концентрацию.

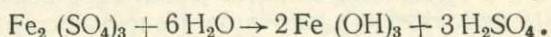
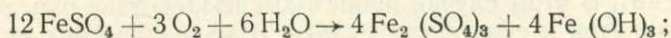
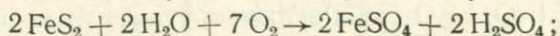
Вариации состава различных сульфидов железа в магматических породах ограничены двумя крайними пределами — пирротин и пиритом. Пирротин преобладает в габбровых и связанных с ними породах, возникших в обстановке высоких температур кристаллизации. Пирит формируется без избыточного давления серы при более низких температурах остывания, когда происходит кристаллизация диоритов, гранодиоритов и гранитов. Пирротин редко встречается в гранитах и родственных с ними породах ввиду относительно высокой степени окисления железа, достаточного для того, чтобы сера соединялась с железом в виде дисульфида.

С процессами эволюции магматических пород связаны значительные концентрации железа, образующие высококачественные рудные месторождения магматического генезиса. Закисные руды — в общем наиболее ранние выделения магмы. К ним относятся хромитовые руды (хромшпинелиды) с FeCr₂O₄, MgAl₂O₄, FeAl₂O₄, а

также высококачественные ильменитовые руды, состоящие из ильменита FeTiO_3 .

Заокисно-окисные руды представлены магнетитом, который при гравитационно-кристаллизационной дифференциации осаждаются в нижние горизонты магматических образований. Окисные руды представлены гематитом, маггемитом $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ и псевдобрукитом $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{TiO}_2$. Закисные руды связаны главным образом с ранними магматическими выделениями — диоритами, пироксенитами, норитами. Заокисно-окисные руды образуются на более поздних этапах. Окисные железные руды связаны преимущественно с еще более поздними стадиями магматической эволюции и часто с пневматолитовыми и гидротермальными процессами.

На поверхности суши миграция железа начинается с процессов выветривания, зависящих от климата и химических форм нахождения железа в коренных породах. Наиболее легко подвергаются химическому выветриванию сульфиды (пирротин, пирит, марказит), которые под действием воды и свободного кислорода первоначально переходят в сульфаты (ярозит и др.), а затем в окислы и гидроокислы железа. В обстановке химического выветривания сульфиды железа подвергаются следующим процессам:



Силикаты с закисным железом также легко выветриваются, особенно в связи с действием углекислых вод, когда железо переходит в бикарбонатные растворы. Наиболее устойчиво в коре выветривания сохраняются такие окислы железа, как магнетит, ильменит, гематит и хромит.

В биосфере Земли миграция железа подчиняется определенным закономерностям. Так, окислительные условия приводят преимущественно к осаждению железа, а восстановительные — к его растворению. Кислая реакция среды с низкими значениями рН в общем способствует растворению железа. Щелочные условия (рН ~ 8) обуславливают осаждение железа в форме гидроокислов. С этими процессами связано формирование различных рудных концентраций железа в осадочных толщах разного типа. В целом окислительные условия на земной поверхности определяют более высокое отношение окисного железа к закисному.

В связи с процессами выветривания и круговоротом воды железо в огромных количествах переносится в моря и океаны. В морской воде концентрация железа в среднем составляет 0,01 мг/л ($1 \cdot 10^{-6}\%$). Столь значительный дефицит железа в морской воде связан с плохой растворимостью окисных форм его в окислительной обстановке воды. Железо выносится реками в океан в различных формах — в виде грубых взвесей обломков минералов и пород, содержащих железо в кристаллической решетке; в форме коллоидов, содержащих железо в адсорбированном состоянии; в виде гидратов, гуматов и органических соединений закисного железа.

В морской воде можно выделить нефилтрирующиеся и филтрирующиеся формы нахождения железа.

К нефилтрирующимся относятся грубые взвеси — глинистые частицы с размерами до 1 мм, несущие железо и быстро осаждающиеся у берегов и в долинах рек. Частицы размером 0,01 мм, которые могут состоять из смеси $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$, FeS_2 , гуматов и других органических соединений железа, по всей вероятности, относятся к основным формам его нахождения в морской воде.

К филтрирующимся относятся ионные формы, растворимые комплексы, в том числе органические соединения железа, а также железо детритовых частей планктонных организмов. По мере гибели и растворения этих частей определенное количество железа переходит в раствор в виде гидратов и других форм, которые проходят через фильтр.

В природных водоемах находятся определенные реагенты, способствующие осаждению железа в виде известных минералов. К

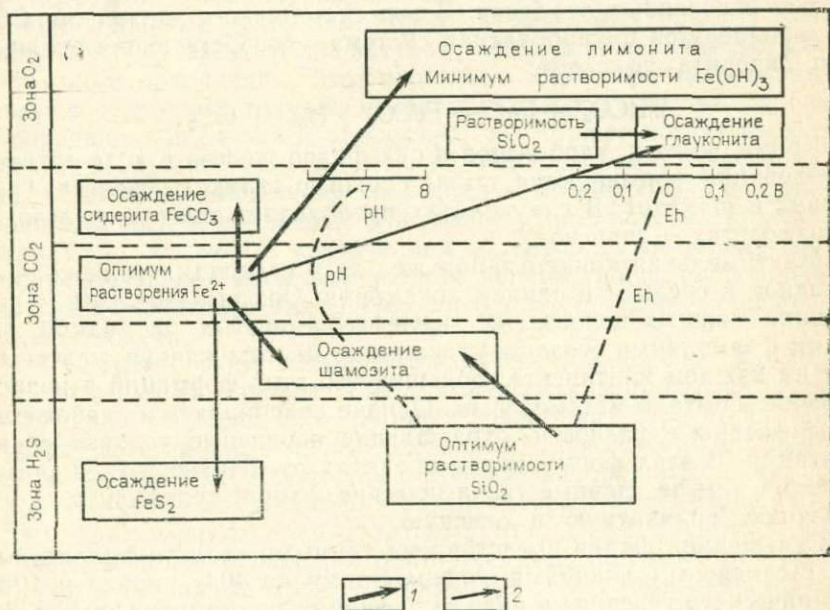
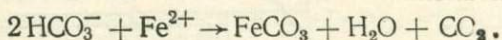


Рис. 29. Условия миграции и осаждения железа. Стрелки показывают направление миграции (по Г. Борхерту)

этим реагентам относятся растворенные в воде O_2 , CO_2 , H_2S . Как в морских, так и в континентальных водоемах наиболее растворимы формы закисного железа с низкими значениями pH и Eh и с повышенным содержанием растворенного CO_2 .

Условия миграции и осаждения железа в природных водоемах в зависимости от физико-химических условий представлены на рис. 29. Зоны с повышенным содержанием CO_2 могут возникать в некоторых замкнутых водных бассейнах при слабой вертикальной

циркуляции воды, способствующей установлению химической стратификации. В этих условиях масса органического вещества сохраняется на дне, образуя гитину или сапрпель. В морской воде сульфаты бактериально восстанавливаются до элементарной серы, которая переходит в H_2S с последующей диффузией в верхние горизонты. В относительно застойных водоемах при поступлении растительных остатков и их захоронении в вертикальном разрезе водоема образуются три зоны: 1) глубинная, сероводородная; 2) средняя, углекислая; 3) верхняя, кислородная. В соответствии с этой стратификацией формируются устойчивые соединения окисного железа в верхней кислородной зоне, закисного в углеродной зоне и сульфидного в нижней сероводородной зоне. Наиболее благоприятна для миграции железа средняя часть углекислой зоны. В этих условиях железо может растворяться непосредственно из донных отложений. В природных условиях естественно возникают разные сочетания физико-химических обстановок — от хорошо стратифицированных водоемов с придонной зараженностью H_2S до полностью окисленных водоемов. В зоне устойчивого заражения CO_2 устанавливается бикарбонатная система, способствующая осаждению сидерита по схеме:



Кроме окислов, карбонатов и сульфидов железа в ходе осадкообразования формируются также сложные силикаты железа: глауконит и шамозит. В глауконитах преобладает окисное железо, а в шамозитах — закисное.

Максимальная концентрация железа в осадочных толщах происходила в среднем и раннем докембрии. Она выразилась в образовании мощных полосчатых железо-кремнистых формаций. С этими формациями связаны уникальные месторождения железных руд на каждом континенте. Большинство этих формаций в разной степени испытало метаморфизм. Однако сохранились и слабометаморфизованные разности, отражающие первичные условия седиментации. В этих формациях в пределах оз. Верхнего Г. Джеймс выделил четыре главные геохимические фации: сульфидную, карбонатную, силикатную и окисную.

Сульфидная фация представлена темными углисто-филлитовыми (аспидными) сланцами, содержащими до 40% пирита и 10% органического углерода в виде аморфной разности и графита. Карбонатная фация представлена сидерито-кремнистыми породами, состоящими из карбоната (60%), кремнезема (30%) и небольших количеств графита, фосфата и хлорита. Силикатная фация пород состоит из сидерита, магнетита, железистых хлоритов и кремнезема. Окисные фации почти целиком образованы из тонких переслаиваний гематита и кварца. Все четыре фации в общем соответствуют окислительно-восстановительным условиям осаждения соединений железа, что регулировалось наличием органического вещества, сохранившегося в глубинах бассейнов осадконакопления.

Характерной чертой докембрийских железистых пород является их ритмичная слоистость — чередование кремнезема и железистых пород.

стых слоев. Причина ритмичного накопления остается неясной, но большинство авторов считает, что в данном случае существенное влияние оказывал сезонный фактор. По Н. М. Страхову, вынос растворимых соединений железа с суши происходил в основном зимой, когда питание рек осуществлялось главным образом в результате поступления грунтовых вод, выщелачивающих железо из почвенных и более глубоких горизонтов. Летом с поверхности суши выносился прежде всего кремнезем.

В течение геологической истории наблюдается постепенная смена железорудных формаций. В раннем докембрии преобладают преимущественно вулканогенно-осадочные формации Киватинского типа. В среднем докембрии отмечается господство железо-сланцевых и железо-карбонатных типов. Причем средний докембрий в интервале 2,6—1,7 млрд. лет назад наиболее богат железорудными формациями и ассоциированными с ними месторождениями. Этот интервал представляет собой выдающуюся металлогеническую эру, железорудного накопления. В позднем докембрии появляются оолитовые железные руды, отмечаемые в различных районах материков. В это же время резко затухает процесс джеспилитового железорудного накопления. Этот перелом в характере накопления железа в осадочных толщах, вероятно, связан с ростом количества свободного кислорода в атмосфере, что хорошо согласуется с моделью эволюции атмосферы по М. Шидловскому. Значительный рост давления свободного кислорода атмосферы 2—1,8 млрд. лет назад привел к появлению древних континентальных красноцветных толщ. В связи с увеличением содержания кислорода в атмосфере окисление закисного железа переместилось на поверхность суши. В результате этого уменьшилось поступление закисного железа в океан.

Оолитовые руды позднего докембрия и фанерозоя формировались в результате привноса железа в разных формах с континентов. Миграция на различных глубинах в водоемах с разными окислительно-восстановительными условиями, определяемыми присутствием органического вещества и других факторов, приводила к оседанию железа вокруг тонких зерен кластических минералов и образованию шаровидных оолитовых отложений. Наиболее благоприятными для отложения оолитовых руд местами были заливы, бухты и островные моря со сложными очертаниями береговой линии. Выделяются два литологических типа вмещающих пород: терригенный и известковый. Для докембрия более характерен терригенный ряд, для фанерозоя — известковый. В отдельных случаях оолитовые руды начинаются в зоне морских песков, затем простираются в алевритовую полосу и заканчиваются, выклиниваясь, в зоне отложения глин. При переходе рудных слоев из песчаной зоны в алевритовую, а затем глинистую происходит изменение их минерального состава в сторону увеличения содержания более закисных форм соединений железа. В песчаной зоне в оолитах и в цементе широко развиты гидрогетит или гематит. В алевритовой зоне количество гематита понижается и он замещается хлоритом или сидеритом. В самой глубокой части рудных слоев широко развит

сидерит, образующий основу, в которой располагаются шамозитовые оолиты. Однако указанная выше зональность представляет собой идеальный случай. В действительности наблюдаются различные отклонения от нее. Общая направленность миграции железа и его осаждения в прибрежной зоне водных бассейнов представлена на рис. 30.

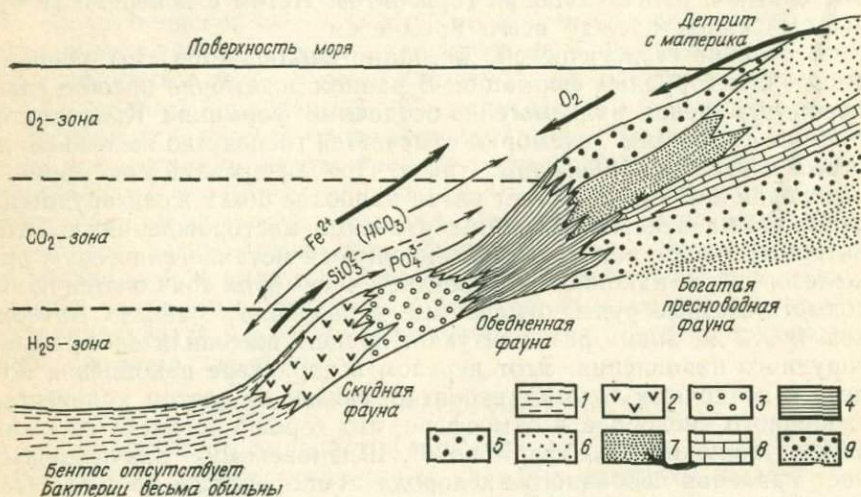


Рис. 30. Фациальные типы осадков в морской среде в соответствии с значениями Eh и pH. Толщина стрелок означает интенсивность миграции (по Г. Борхерту) 1 — пирит-сапропелевый мергель; 2 — кремнистые осадки; 3 — шамозит; 4 — железистая глина; 5 — лимонитовые оолиты; 6 — лимонит с грубозернистым песком; 7 — глауконит с тонкозернистым песком; 8 — известковый песчаник; 9 — лимонитовые оолиты и грубозернистый детрит

КАЛЬЦИЙ

Кальций представляет собой важнейший катион литосферы, весьма активно мигрирующий в биосфере в связи с деятельностью живых организмов. Нуклиды кальция содержат магическое число протонов ($Z=20$), что определяет прочность постройки ядерной системы и отражается на изотопном составе. Так, кальций сложен максимальным числом изотопов, равным шести, из которых наиболее распространен ^{40}Ca (96,97%). Доминирующее положение этого изотопа, определяющее относительно повышенное распространение кальция в природе, связано с его характером как дважды магического ($Z=N=20$). Очень небольшая часть этого изотопа возникла в результате радиоактивного распада ^{40}K .

По А. Е. Ферману, кальций относится к основным элементам Космоса. Его распространенность в метеоритах уступает только магнию и железу. В каменных метеоритах он присутствует главным образом в составе пироксенов и плагиоклазов. В большинстве хондритов содержание CaO находится в пределах от 1 до 2,5%. По отношению к своим соседям в таблице Менделеева кальций по рас-

пространению значительно преобладает над натрием и скандием. Особенно резкий контраст отмечается по сравнению со скандием ($Z=21$), который на кривой космической распространенности элементов образует так называемый скандиевый провал.

В природе кальций проявляет свойства типичного литофильного элемента, ведет себя как химически активный металл, легко окисляется. В геохимических процессах он выступает в качестве катиона Ca^{2+} . Химическая активность кальция в земной коре проявляется в образовании многочисленных минеральных видов, число которых достигает 400. Он относится к главным минералообразующим элементам и по числу образуемых минералов занимает четвертое место после водорода, кислорода и кремния. Главные минералы кальция представлены окислами, карбонатами, сульфатами, фосфатами, вольфраматами, молибдатами, боратами, силикатами и галогенами. Редкий сульфид кальция ольдгамит встречен в метеоритах.

Среди магматических пород кальций занимает ведущее место в средних и основных, где он входит преимущественно в состав основных плагиоклазов. Меньше кальция в кислых и ультраосновных породах. Максимальное накопление кальция, поступившего из верхней мантии, отмечается в базальтовом слое земной коры, а также в основных интрузиях и эффузиях, проникающих в континентальную земную кору. В целом минеральные формы нахождения кальция в изверженных горных породах отличаются большим разнообразием. Среди них выделяется шесть групп: 1) плагиоклазы — наиболее распространенные минералы кальция. В ряду плагиоклазов анортитовый компонент начинает кристаллизоваться первым; 2) кальциевые моноклинные пироксены, представляющие собой метасиликаты кальция, магния и железа (диопсид, геденбергит, авгит); 3) моноклинные амфиболы, представителем которых является тремолит; 4) апатиты, которые встречаются почти во всех изверженных породах (фтор- и хлорапатиты); 5) минералы эпидот-цоизитовой группы и сфен; 6) особые минеральные ассоциации в основных породах. В некоторых особых типах габбро-базальтовых пород, имеющих щелочной характер, встречается меллит как изоморфная смесь акерманита $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ и геленита $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$. Другие кальциевые минералы в породах этого типа представлены монтичеллитом CaMgSiO_4 и перовскитом CaTiO_3 . Следует отметить, что указанный парагенезис минералов оказывается первым конденсатом при охлаждении газовой туманности солнечного состава.

В ходе гидротермального процесса формируются такие минералы кальция, как флюорит, цеолиты и кальцит. Существенной особенностью кальциевых минералов в процессе гидротермальной деятельности является сосюритизация. Она, как известно, заключается в расщеплении плагиоклазов на два минерала с образованием гидроксильного комплекса анортита. Сосюритизация превращает первичный плагиоклаз в псевдоморфозы, в которых альбит остается неизменным, а анортит превращается в минералы цоизитовой группы, которые имеют общую формулу.

Размеры ионного радиуса кальция (0,104 нм) в минералах принципиально создают возможности широких изоморфных замещений по линиям изовалентного и гетеровалентного изоморфизма, например: одновалентный — Na, Ag; двухвалентный — Mn, Cd, Yb, Hg, Sm, Eu, Sr, Pb; трехвалентный — Lu, Tm, Er, Tl, Ho, Dy, Tb; четырехвалентный — Ce, U, Th. Наиболее часто встречается изоморфизм Na — Ca в плагиоклазах. Остальные типы изоморфных замещений имеют место преимущественно в аксессуарных минералах кальция, преимущественно в апатитах. Геохимический круговорот кальция представлен на рис. 31.

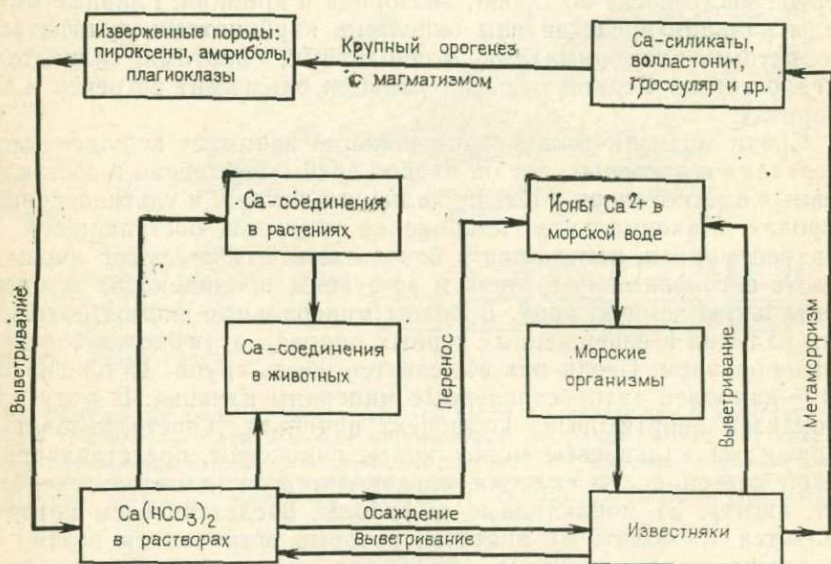


Рис. 31. Геохимический круговорот кальция в верхних геосферах, связанный с жизнедеятельностью организмов

В гипергенной зоне при выветривании горных пород и последующих процессах геохимическая миграция кальция приобретает новые черты. Кальций ведет себя как отчетливо выраженный биофильный элемент. Сам процесс биогенной миграции кальция, в отличие от других главных породообразующих элементов, в обстановке седиментации является главной особенностью геохимии этого элемента, которая привела к изменению его истории по мере эволюции земной коры и биосферы в целом.

В биосфере в ходе химического выветривания коренных пород кальций относительно легко выщелачивается природными водами из породообразующих минералов. По отношению к химическому выветриванию кальциевые минералы образуют такую последовательность: плагиоклаз < кальциевый авгит < кальциевый амфибол. В ряду плагиоклазов богатые кальцием разности выветриваются скорее, чем натриевые.

В растворах природных вод, интенсивно удаляющих кальций, содержится значительное количество гидрокарбонатного иона HCO_3^{1-} , но в почвах гумидных зон выветривания отмечается дефицит кальция. Кальций в очень малых количествах остается в корках выветривания и проявляет себя в обстановке гипергенеза как элемент с высокой степенью подвижности.

В ионном стоке с материков кальций занимает первое место среди катионов. Геохимическая история кальция в Мировом океане связана с карбонатной системой равновесия, температурой и деятельностью ряда живых организмов. Воды высоких широт и морских глубин недонасыщены углекислым кальцием в связи с низкими температурами и значениями рН. В этой обстановке CO_2 в морской воде образует сильную кислоту, растворяющую CaCO_3 донных отложений. В экваториальной зоне между 30° с. ш. и 30° ю. ш. в морской среде образуется область пресыщения CaCO_3 , поэтому здесь проявляется массовый рост коралловых рифов с известковым скелетом. Кальций является характерным элементом для огромного числа организмов от одноклеточных глобигерин до высших многоклеточных млекопитающих.

Миграция кальция в океане с участием живых организмов — наиболее важное звено в цепи его геохимического круговорота. Живые организмы моря накапливают кальций в виде арагонита и кальцита. Арагонит неустойчив и со временем переходит в кальцит. В карбонатных породах древнее мела присутствие арагонита не установлено. В морской среде мы сталкиваемся с уникальными низмах. В некоторых раковинах двухстворчатых моллюсков встречаются монокристаллы кальцита длиной свыше 7 см. В тропических морях обитают ежи, имеющие длинные иголки из кальцита. Вообще у многих иглокожих наблюдается адаптация живого тела организмов к форме кристалла. По В. Гольдшмидту, в этом случае имеет место особый род симбиоза между организмами и кристаллами.

Сравнительно небольшая часть кальция морской воды осаждается в замкнутых водоемах химическим путем в качестве эвапоритов (доломит, ангидрит и гипс). При относительно низких температурах осаждается ангидрит, который кристаллизуется из концентрированного раствора. При вторичных процессах гидратации образуется гипс.

Попадая в зону метаморфизма, осадочные минералы кальция, преимущественно кальцит и доломит, взаимодействуют с растворами и силикатными минералами. Возникают новые минеральные ассоциации, в которых кальций находится в иной минеральной форме. При термальном метаморфизме доломит превращается в сочетание кальцита и периклаза: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2$. Особое значение имеют реакции, связанные с термальным метаморфизмом известняков и формированием силикатного кальция. В простом случае происходит реакция между кальцитом и крем-

незесом с образованием волластонита и выделением углекислоты:
 $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$.

Еще в 1912 г. В. Гольдшмидт вычислил давление равновесия образования волластонита, используя теорему Нернста, и построил соответствующую диаграмму зависимости устойчивости различных минеральных ассоциаций от температуры и давления. Одно поле на диаграмме соответствовало равновесию кальцита и кварца, другое — волластонита и CO_2 с более высокими значениями температуры и давления. Аналогичные диаграммы могут быть построены и для других кальцийсодержащих силикатов. При процессах контактового метаморфизма образуются скарны, представляющие собой сложные минеральные ассоциации Са-пироксенов и Са-гранатов.

Таким образом, можно считать, что известняки являются главными агентами переноса углекислоты в глубинные зоны земной коры, где происходит ее освобождение с последующим выходом в атмосферу. Происходит процесс векового рециклирования CO_2 с участием кальция.

В течение истории Земли миграция кальция в биосфере заметно менялась, приобретая все более биогенный характер. На рубеже венда и раннего кембрия возникли разнообразные скелетные животные, представляющие новые типы и классы (трилобиты, брахиоподы, моллюски, губки, эхинодерматы, археоциаты). Они широко расселились в раннекембрийских морях. Снижение парциального давления CO_2 в атмосфере, по-видимому, уменьшило растворимость кальция и магния в океанической воде, что привело к насыщению этими элементами и создало возможность построения известковых скелетов у беспозвоночных, которые ранее их не имели.

МАГНИЙ

Магний относится к основным элементам Космоса и составляет значительную часть массы нашей планеты. Он состоит из трех стабильных изотопов, причем преобладающим является четночетный ^{24}Mg (78,6%). Преобладание этого изотопа в основном определяет относительно высокую распространенность магния в природе. В веществе метеоритов магний относится к ведущим металлам. В каменных метеоритах — хондритах разного типа по распространению магний занимает третье место после кислорода и кремния, сосредоточиваясь в форме оливинов и пироксенов. Кроме этих силикатов, в углистых хондритах магний находится в составе серпентина.

Во всех соединениях магний выступает как двухвалентный металл, химически весьма активный. Магний легко окисляется и образует очень устойчивый окисел — периклаз с температурой плавления 2800°C . Магний входит в состав свыше 220 минеральных видов. В геохимическом отношении в глобальном масштабе он подобен железу и является характерным элементом мантии Земли. Однако в отличие от железа, магний гораздо более подви-

жен, и его среднее содержание в различных типах ультраосновных пород колеблется в широких пределах (табл. 40).

Таблица 40

Отношения Fe:Mg и Si:Mg в ультрабазитах

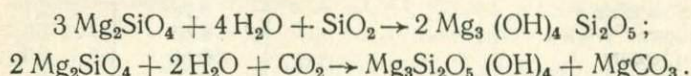
Породы	Fe:Mg	Si:Mg
Пироксенит	0,78	2,1
Пикрит	0,65	1,3
Кимберлит	0,56	1,3
Перидотит платформенный	0,55	1,1
Дунит платформенный	0,45	0,75
Перидотит геосинклинальный	0,32	0,83
Дунит геосинклинальный	0,26	0,72
Перидотит океанического дна	0,24	—

Анализируя данные, приведенные в таблице, можно заметить общую закономерность уменьшения величины отношения Fe:Mg от пикритов и платформенных перидотитов через кимберлиты и платформенные дуниты к ультраосновным породам геосинклиналей. Такую же тенденцию уменьшения имеет величина отношения Si:Mg. Таким образом, в рассмотренной последовательности пород увеличивается роль магния и уменьшается роль железа.

Радиус иона Mg^{2+} в шестерной координации 0,074 нм близок к ионному радиусу железа Fe^{2+} 0,08 нм, что в известной мере определяет их общую судьбу в геохимической истории, в глубинных магматических процессах. Поскольку ион железа имеет большие размеры, чем ион магния, замещение магния железом в кристаллической решетке энергетически является менее выгодным, поэтому при выделении железисто-магнезиальных минералов из магмы (оливины, пироксены, шпинели, ферромагнезиальные слюды) первыми выделяются минералы, обогащенные магнием, а последними, — обогащенные железом. Оливин из дунитов содержит только 6% FeO. В перидотитах и дунитах встречаются пироксены, состоящие преимущественно из $MgSiO_3$. Молекулярное содержание железистого компонента $FeSiO_3$ составляет в них лишь 10%. Но в остальных магматических породах этой серии мы встречаем преимущественно пироксен гиперстеновой группы с молярной долей $FeSiO_3$, равной 40%. Подобным образом от дунитовых пород к перидотитовым и габброидным и к еще более кислым изменяется состав шпинелей: $MgAl_2O_4 \rightarrow FeAl_2O_4$. Кристаллохимические параметры позволяют замещать в кристаллических постройках магний различными ионами, причем наиболее типичным и распространенным является вхождение никеля в состав ранних магнезиальных силикатов. Никель отличается большей прочностью связи в силикатах, чем магний. Межатомные расстояния между центрами ионов у Ni_2SiO_4 меньше, чем у Mg_2SiO_4 . Никель относится к сидерофильным элементам и его содержание в 10—100 раз больше в верхней мантии, чем можно было бы предположить в случае установления равновесия верхней мантии с металлическим железом, погружившимся впоследствии в ядро. Магнезиальные

силикаты являются главными носителями сидерофильных элементов верхней мантии.

При гидротермальных процессах происходит изменение первичных магнезиальных силикатов изверженных пород. В этом случае имеет место гидратация, приводящая к образованию серпентина и талька. Процесс серпентинизации оливина может быть выражен следующими реакциями:



Гидратация магнезиальных пироксенов приводит к образованию талька $\text{Mg}_3(\text{OH})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$. При гидратации диопсида образуются серпентин и тальк. Из диопсида может также возникать тремолит.

При химическом выветривании магнийсодержащих минералов возникают новые минералы и совершается вынос магния. Первым продуктом выветривания оливина является серпентин, а пироксена — тальк. При дальнейшем химическом выветривании из силикатных минералов под воздействием углекислых растворов освобождается ион магния. При осаждении магния карбонатным ионом образуются магнезиты, а в присутствии кальция — доломиты. Значительные количества оливинсодержащих коренных пород превращаются в магнезиты. Этот процесс сопровождается выносом кремнезема. Часть SiO_2 осаждается на месте в виде аморфного опала.

Ионы магния выносятся природными водами в моря и океаны, куда также поступают обломки минералов и пород, в которых магний находится внутри кристаллической решетки. При образовании коллоидов в процессе выветривания ультрабазитов возникают такие минералы, как монтмориллонит, сепиолит и палыгорскит. В осадочных породах магний встречается в составе детритовых минералов и карбонатов. Однако в общем составе осадочных толщ содержание магния ниже, чем в земной коре. Так, по данным А. Б. Ронова, среднее значение отношения $\text{MgO}:\text{CaO}$ в земной коре составляет примерно 0,8, а в осадочной оболочке — около 0,17. Это отчасти объясняется выносом магния в гидросферу, где он в ряду катионов занимает второе место после натрия. Отношение $\text{Mg}:\text{Ca}$ в морской воде составило 3,18, в то время как в речных водах материкового стока оно равно 0,21. В континентальном стоке речных вод в современную эпоху $\text{Mg}:\text{Na}$ близко к единице, но в геологическом прошлом оно, по всей вероятности, было выше. Вынос магния из океанической воды при осаждении его солей в прошлом был более интенсивным, что отразилось на массовом образовании доломитов в докембрийское время.

Осаждение магния из морской воды связано с образованием доломитов и захватом магния морскими организмами. Осаждение доломитов в современных водоемах происходит в мелководных условиях в связи с испарением и возникновением пересыщенных растворов. Образование доломита из пересыщенных растворов идет по пути замещения твердого кальцита: $2 \text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 \rightarrow$

→CaSO₄+CaMg(CO)₂. Происходит обмен между CaCO₃ и ионами насыщенного раствора. С этим связано частичное фракционирование изотопов магния. В доломитах отношение ²⁴Mg:²⁶Mg=7,55, в то время как нормальное отношение составляет 7,43. Доломит обогащается более легким изотопом магния. Это процесс также сопровождается фракционированием изотопов кислорода и отчасти углерода. Происходит обогащение доломита ¹⁸O (δ ¹⁸O=5‰) по сравнению с исходным кальцитом. Эти данные изотопной геохимии указывают, что образование доломитов происходит из морских растворов, по составу близких к морской воде. Доломит выпадает в осадок также в содовых и сульфатных озерах в качестве первой фазы. В древние эпохи происходило непосредственное осаждение доломитовой фракции карбонатов из морской воды.

При изучении древних геологических разрезов была установлена общая тенденция изменения в содержании Ca и Mg. Так, в докембрийских известняках в среднем обнаружено 12% Mg, а в современных до 1%. Таким образом, древние известняки оказываются более магниезальными. По А. Б. Ронову, эта тенденция присуща не только карбонатам, но и всем осадочным породам континентов. В основном она является функцией изменений состава областей сноса материков, что отмечается параллельным увеличением отношения Ca:Mg в материнских породах и производимых осадках.

Магний концентрируется в условиях образования эвапоритовых отложений фанерозоя не только в виде доломита. Большинство соединений магния кристаллизуется из пересыщенных растворов морской воды во время испарения и представлено гидратированными хлоридами и сульфатами в виде бишофита, карналлита, кизерита, гексагидрата, эпсомита. Они выпадают из морской воды по мере ее испарения позднее, чем основная масса ангидрита и поваренной соли. Это связано с преобладанием натрия над магнием в морской воде и повышенной растворимостью магниевых соединений по сравнению с сульфатом кальция. Только в относительно немногих месторождениях поваренная соль и гипс захватывают соли магния и калия.

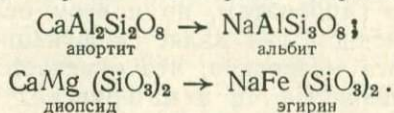
Магний присутствует в составе скелетной части многих живых организмов, входит в состав хлорофилла, участвует в образовании углеводов, эфирных масел в растениях. Однако биогенный характер магния проявляется значительно менее интенсивно и ярко, чем кальция.

НАТРИЙ

Натрий относится к важнейшим щелочным металлам литосферы и широко распространен в биосфере вообще, включая океан и живое вещество. В атмосфере отмечается крайне незначительное содержание натрия. Присутствие следов натрия обнаружено в верхних слоях земной атмосферы. Природный натрий представлен лишь одним стабильным изотопом с массовым числом 23. По срав-

нению со средним веществом метеоритов содержание натрия в литосфере Земли заметно повышено, что определенно свидетельствует о его концентрации в верхних горизонтах нашей планеты. Он широко распространен в основных изверженных породах преимущественно в составе кислых плагиоклазов. Максимальная его концентрация среди изверженных пород наблюдается в их щелочных разностях.

Натрий относится к типичным литофильным элементам. После потери электрона атом натрия переходит в ион Na^+ с электронной конфигурацией атома неона. Натрий в природных условиях ведет себя как химически активный металл, образуя свыше 220 минеральных видов. Минералы с существенным его содержанием мы находим среди карбонатов, сульфатов, фосфатов, боратов и силикатов. Наиболее распространены силикаты натрия, представленные альбитом, олигоклазом и андезином. Геохимические преобразования натрия при формировании магматических горных пород определяется близостью ионных радиусов Na^+ (0,098 нм) и Ca^{2+} (0,106 нм). Соотношение натрия и кальция в минералах изверженных пород выражается серией твердых растворов:



Конечный член плагиоклазовой серии имеет радикал $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$ в виде одновалентного комплексного иона, который в конце магматической дифференциации связывается однозарядным катионом натрия. Пироксеновая серия представлена линейными структурами состава $n[\text{SiO}_3]$. Каждый комплексный ион этого типа имеет заряд -4 , который компенсируется в эгиринах ионами окисного железа и натрия.

Содержание щелочей в ходе магматической эволюции в общем возрастает, достигая в конечных членах щелочных пород (нефелиновцы сенинты, уртиты) 10—12% Na_2O и в конечных членах кварц-диоритовой серии (трондьемиты) около 6,7% Na_2O и в гранитах 3—4%.

Гидротермальные растворы, связанные с магматическими процессами, содержат растворимые соединения натрия и ион Na^+ . Из этих растворов осаждаются альбит или цеолиты в занорышах и пустотах. Среди натровых цеолитов может быть отмечен анальцит $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$, образующийся на последних стадиях кристаллизации пород. Гидротермальные растворы, обогащенные натрием, в ряде случаев вызывают изменение более древних боковых вмещающих пород. В. Гольдшмидт выделил несколько типов метаморфизма, связанных с привносом натрия. Один из них заключается в превращении аргиллитовых пород или их метаморфизованных эквивалентов — сланцев и филлитов — в полевошпатовые породы. Сущность процесса заключается в изменении координации алюминия от шести в слюдах и глинистых минералах до **четырех** в полевых шпатах. Этот тип реакции является резуль-

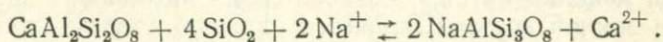
татом фиксации возрастающего количества привнесенного натрия в сериях пород от кварц-биотитовых, серицитовых филлитов и слюдяных сланцев с альбитом до олигоклаз-биотитовых гнейсов и в конце концов до гнейсов, содержащих натровый плагиоклаз и калиевый полевой шпат. С миграцией натрия в гипогенных условиях связано образование различных типов щелочных пород, проблема генезиса которых до сих пор во многом остается дискуссионной.

При химическом выветривании горных пород натрий интенсивно выносится из коры выветривающейся. Важнейшие минералы натрия — фельдшпатоиды, а также плагиоклазы — легко поддаются такому выветриванию. Подобно кальцию, натрий, взаимодействуя с природными водами, образует легко растворимые соли, которые уносятся в океан. Присутствие натрия в почвах и коре выветривания контролируется климатическими условиями. В условиях аридного климата соли натрия накапливаются в почвах, засоляя их. В условиях гумидного климата натрий легко выщелачивается из коренных пород и уносится водами в Мировой океан. Из всех катионов морской воды натрий отличается максимальной концентрацией.

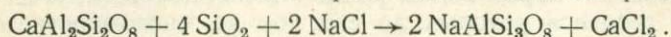
Геохимия натрия в процессе седиментации характеризуется резкими контрастами. Максимальная его концентрация проявляется в пластах каменной соли как эвапоритовых образований. В обычных осадочных породах наблюдается небольшое содержание и неравномерное распределение натрия. Во всех осадочных породах концентрация натрия значительно ниже, чем в исходных материнских породах. Весовое отношение $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в средней изверженной породе составляет примерно 1,3, в то время как в средней осадочной породе — около 0,4. Натриевые минералы редко встречаются в терригенных отложениях, где они представлены малыми зернами альбита и дают концентрацию порядка 1%. В илах и глинах морского дна распределение натрия очень изменчиво. Терригенные илы морского дна по содержанию натрия сходны с древними морскими глинами, в красных глинах $\text{Na}:\text{K} \approx 0,6$.

Значительные количества натрия фиксируются разными способами в осадках и осадочных горных породах. Поровое пространство свежих океанических осадков, составляющее 10—20% их объема, заполнено морской водой, содержащей натрий. В этом положении он проявляет химическую активность, участвуя в ионном обмене с веществом осадков, и при повышении температуры и давления происходит взаимодействие с глинистым веществом, в порах которого он содержится. Таким образом, он входит в минералы будущих метаморфических образований — филлитов, слюдяных сланцев и других пелитовых пород.

При погружении осадочных толщ в геосинклинальных областях развивается преимущественно основной магматизм, продуктом которого являются спилиты. Образование спилитов, по Т. Барту, сопровождается поглощением натрия из морской воды:



Скорость этой реакции зависит от концентрации кремнезема и ионов натрия. Сочетание спилитов с кремнистыми сланцами отчетливо указывает на наличие при этом процессе кремнезема. При повышении температур до 500°C обогащенные натрием полевые шпаты более устойчивы, чем богатые кальцием, поэтому спилитизация базальта может происходить согласно реакции:

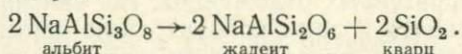


Таким образом, в результате ионного обмена $\text{Na}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+}$ натрий морской воды попадает в формирующиеся изверженные породы подводных излияний.

Согласно представлениям Т. Барта, источником образования филлитов являются не обычные окаменелые осадочные породы, обедненные натрием, а богатые натрием осадки в глубинах геосинклиналей. Так, эти свежие осадки в морской среде содержат достаточное количество натрия, необходимое для формирования парасланцев.

В условиях ультраметаморфизма и анатексиса натрий ведет себя как подвижный элемент. При этом происходит геохимическая миграция щелочей с глубоких уровней в верхние горизонты. В модели Барта источник щелочей расположен в глубинных геосинклинальных осадках с высоким содержанием натрия и калия, которые впоследствии фиксировались в метаморфических минералах при перекристаллизации на глубине. С процессом вертикальной миграции натрия и калия в орогенных зонах связаны явления щелочного метасоматоза.

При метаморфизме осадочных толщ натрий входит в состав новых минералов. При высоких давлениях альбит как ведущий натриевый минерал изверженных пород распадается с образованием жадеита и кварца:



В течение истории Земли заметно изменялась роль натрия в процессе формирования осадочной оболочки. Так, содержание натрия существенно снижается в осадочных породах от раннего докембрия до мезозоя. По А. Б. Ронову, эта тенденция связана с взаимодействием двух генетически разнородных, но одинаково направленных во времени процессов. Первый из них знаменовался последовательным затуханием эффузивного вулканизма, который был источником натрия в процессе формирования осадочных пород. Развитие второго процесса связано с вовлечением исходного докембрийского геосинклинального материала в циклы выветривания и седиментации; в результате прохождения через них терригенный материал постепенно очищался от подвижного натрия, который выносился речным стоком с континентов и накапливался в океане.

КАЛИЙ

Калий, подобно натрию, относится к важнейшим щелочным металлам земной коры и является важной частью живого ве-

щества. Он представлен смесью трех изотопов с относительным распространением (в %): ^{39}K — 93,08; ^{40}K — 0,0119; ^{41}K — 6,91. Ведущее значение изотопа ^{39}K определяет распространение калия в природе. Центральный изотоп ^{40}K является неустойчивым и превращается путем β -распада в ^{40}Ca и путем электронного захвата — в ^{40}Ar .

Космическая распространенность калия как элемента нечетного значительно уступает соседним аргону и кальцию. В веществе метеоритов распространенность калия значительно уступает натрию. Обычные хондриты содержат от 0,075 до 0,1% калия.

Ион калия имеет электронную конфигурацию аргона. Радиус иона 0,133 нм — наибольший среди всех породообразующих катионов литосферы, объемный кларк калия занимает второе место после иона кислорода. Большие размеры и значительный удельный объем иона калия, вероятно, являются главными факторами, определяющими миграционную тенденцию калия из мантии и глубоких частей литосферы в гранитный слой. Калий по своим кристаллохимическим параметрам находится в неустойчивом положении в глубинах мантии.

Калий — химически активный одновалентный металл. Его химическая активность в земной коре проявляется в образовании свыше 115 минеральных видов, которые относятся к галондам, нитратам, карбонатам, сульфатам, боратам и силикатам. В изверженных горных породах он находится преимущественно в составе четырех важнейших минералов: 1) полево шпате — ортоклазе или микроклине; 2) фельдшпатоидном минерале лейците KAlSi_2O_6 ; 3) мусковите; 4) биотите.

Распространенность калия в изверженных породах в общем пропорциональна их кислотности. Ультраосновные породы (дуниты) выделяются минимальным средним содержанием калия, кимберлиты более богаты им, максимально обогащены калием кислые породы, в частности граниты, и их эффузивные эквиваленты. По химическим свойствам калий близок к натрию, что отражается на совместной миграции этих элементов в магматических расплавах и изоморфизме при высоких температурах. Однако при резком различии размеров их ионов при образовании твердых растворов калий и натрий разделяются, образуются пертитовые и антипертитовые структуры плагиоклаза в калиевых полевых шпатах.

Геохимия калия, связанная с процессами магматизма, выражается в формировании двух возможных калиевых минералов: безводного полевого шпата KAlSi_3O_8 и биотита. Биотит содержит гидроксильный анион $(\text{OH})^-$, который может замещаться фтором. Образование K-полевого шпата или биотита в большинстве случаев зависит от содержания воды в магме. Из габброидных магм, содержащих молекулы воды в рассеянном состоянии, выделяются гидроксилсодержащие биотиты. В данном случае ионы калия способствуют образованию последовательной серии пород от биотитового норита и биотитового габбро до биотитового диорита и кварц-биотитового диорита трондjemитового типа. В кислых маг-

мах ввиду обилия кремнекислоты формируется главным образом К-полевой шпат и в меньшем количестве слюды.

В ходе магматических процессов калий иногда фиксируется в форме фельдшпатоидного минерала лейцита $KAlSi_2O_6$. В глубинных плутонических породах он встречается редко. В вулканических породах он иногда замещает биотит. Если выделение лейцита происходит в основных магмах, то кристаллы лейцита ввиду малой плотности всплывают вверх и обуславливают образование крупнозернистых пород типа италитов.

Гидротермальное выщелачивание и переотложение калиевых минералов под воздействием подземных вод приводит к образованию адуляра в альпийских жилах. Во многих случаях гидротермальные растворы, выносящие калий, преобразуют калиевые полевые шпаты в мусковит.

В гумидном климате выветривание калийсодержащих минералов приводит к быстрому выщелачиванию калия и переносу его водными растворами. Однако вынос калия из коры выветривания происходит менее интенсивно, чем кальция, магния и натрия. Эта задержка калия связана с тем, что его ионы в большей степени сорбируются тонкодисперсными минералами в коре выветривания. Давно известно, что ионы калия легче адсорбируются некоторыми коллоидами (например, гидроокислами алюминия и железа), чем ионы натрия. В связи с большими размерами ионы K^+ он легче деформируется под влиянием электрически заряженных коллоидных частиц. Реакции катионного обмена с глинистыми минералами также способствуют фиксации калия. Указанные выше факторы в общем приводят к разделению геохимической истории двух важнейших щелочных металлов в биосфере. Значительная часть калия задерживается в почвах, в то время как значительная часть натрия выносится в океан. В составе материкового стока натрия намного больше, чем калия. Калий в значительной мере поглощается наземной растительностью, а впоследствии и морскими растениями.

В осадочных породах калий концентрируется в разной степени. Чаще всего он встречается в глинах и глинистых породах в виде сорбированных ионов. Значительно меньше его в терригенных кластических отложениях, где он присутствует в обломках полевых шпатов. Почти совершенно лишены калия карбонатные породы — известняки и доломиты. Поступление калия в Мировой океан менялось в течение геологического времени. Первоначальные континенты были сложены базальтовым материалом с низким содержанием калия, поэтому вынос его был незначительным. По данным А. Б. Ронова, кривая распределения калия в осадочных породах отражает рост его содержания в ходе геологического времени вплоть до раннего палеозоя, а затем отмечается резкое снижение его в более молодых осадочных породах. Можно полагать, что эта тенденция является результатом взаимосвязанных процессов гранитизации, последующего размыва гранитизированных пород, накопления аркозовых ассоциаций в платформенных песках и захвата калия глинистыми минералами (преимущественно

но гидрослюдями). Далее, по мере перекрытия фундамента и значительной части щитов палеозойскими осадками, привнос на платформы терригенного материала, обогащенного калием, стал ослабевать. Прохождение материала осадков через повторные циклы выветривания и седиментации привело в конце палеозоя, в мезозое и кайнозое к очищению песков и глин от калия в результате разрушения калиевых полевых шпатов в песчаных породах и замещения гидрослюды монтмориллонитом в глинах.

Калий — важнейший элемент живых организмов, которые содержат его в количестве от 0,1 до 0,01%. Однако некоторые живые организмы способны накапливать калий в значительных количествах. Например, в гигантской водоросли *Macrocystis* содержание калия достигает 3% от живой массы. Наземные растения поглощают калий из почвенных растворов, он показывает влияние на обмен веществ и необходим растениям для осуществления процесса фотосинтеза. При избытке или недостатке калия интенсивность фотосинтеза снижается, а интенсивность дыхания повышается.

Глава 7

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

ОБЪЕМ И ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ

В настоящее время осадочные горные породы покрывают около 500 млн. км² поверхности Земли. На континентах их площадь равна 119 млн. км², а в океане 381 млн. км². Средняя мощность стратисферы оценивается в 2,2 км. В распределении мощности осадочных пород наблюдаются определенные ярко выраженные закономерности. Главная из них сводится к прогрессивному уменьшению мощности стратисферы от континентов (5 км) к шельфу, континентальному склону (2,5 км) и океаническому ложу (0,4 км). На континентах максимальные мощности осадочных пород приурочены к геосинклинальным областям и краевым платформенным прогибам. В сторону древних щитов осадочные породы выклиниваются. В океане мощность стратисферы растет с приближением к континентальным блокам и уменьшается в сторону срединных океанических хребтов.

По современным оценкам, общий объем осадочных горных пород составляет от 710 до 1100 млн. км³. Однако эти цифры существенно расходятся, когда речь идет о распределении объемов в пределах крупнейших глобальных структур. Наиболее достоверными и логически обоснованными являются подсчеты, выполненные А. Б. Роновым и его сотрудниками. Согласно их данным, около 81,8% объема пород осадочной оболочки сосредоточено в пределах континентального сегмента Земли, включая шельф и материковый склон, и лишь 18,2% приходится на Мировой океан. Контрастность в распределении объемов и масс пород при рассмотрении глобальных структур отражает асимметрию и

глубокую неоднородность строения планеты. Это — асимметрия первого рода. Асимметрия второго рода связана с делением материков на два блока — Гондвану и Лавразию. На материках Лавразии сосредоточено $\frac{3}{4}$ объема пород континентального сегмента, на Гондванских материках лишь $\frac{1}{4}$.

Наконец, асимметрия третьего рода определяется делением каждого из материков на геосинклинальные и платформенные области. Около $\frac{3}{4}$ объема континентальных пород приурочено к геосинклиналям и $\frac{1}{4}$ — к платформам.

Непосредственные измерения объемов и масс различных типов осадочных пород показали, что наибольшим распространением пользуются глины и глинистые сланцы. На их долю приходится около 42%. Песчаные породы составляют 21%, карбонатные 20%, вулканические 15%, кремнистые породы и эвалориты 0,9%.

Распределение петрографических групп осадочных горных пород по континентам неодинаково. Для Гондванского сектора более характерны терригенные формации при высокой доле континентальных образований и наземных вулканитов. Лавразийские материка характеризуются более широким распространением карбонатных пород, эвалоритов, продуктов подводного вулканизма (табл. 41).

Заметные отличия в наборе типов пород прослеживаются также при сравнении геосинклинальных и платформенных формаций. По данным, приведенным в табл. 42, можно видеть, что в отложениях платформ более высок процент карбонатных пород и эвалоритов, в отложениях геосинклиналей — глинистых и кремнистых пород.

В 1951 г. В. Руби обратил внимание на то, что в осадочных породах, гидросфере и атмосфере содержание летучих компонен-

Таблица 42

Объем, масса, средняя мощность и распространенность важнейших типов пород фанерозоя и верхнего протерозоя в осадочной оболочке континентов (по А. Б. Ронову, 1980 г.)

Геотектонические зоны материков	Объем, 10^6 км ²	Масса, 10^{24} г	Средняя мощность, км	Распространенность пород, % от общего объема оболочки						Всего
				Песчаные породы	Глины и глинистые сланцы	Карбонатные породы	Соли, гипсы, ангидриды	Кремнистые породы	Эффузивы	
Платформы	220	0,54	2,4	22,3	46,3	24,3	2,5	0,2	4,4	100,0
	210	0,51	2,3	23,3	48,5	25,4	2,6	0,2	—	100,0
Геосинклинали	540	1,35	12,4	19,2	40,9	19,2	0,2	1,1	19,4	100,0
	430	1,06	9,7	23,8	50,7	23,8	0,3	1,4	—	100,0
Материки в целом	760	1,89	5,0	20,1	42,4	20,7	0,9	0,9	15,0	100,0
	640	1,57	4,3	23,6	50,0	24,3	1,1	1,0	—	100,0

Примечание. В числителе даны значения для осадков и эффузивов, в знаменателе — только для осадков.

Объем, масса и распространенность формаций в осадочной оболочке материков (фанерозой и верхний протерозой)
(по А. Б. Ронову, В. Е. Ханну, А. Н. Балуховскому и К. Б. Сеславинскому, с дополнениями А. Б. Ронова, 1980 г.)

Материки или группы материков	Геотектонические зоны	Общий объем отложений, 10^6 км^3	Масса отложений, 10^{22} г	Распространенность формаций, % от общего объема отложений								
				Обломочные				Карбонатные	Солевые	Кремнистые	Вулканогенные	
				Континентальные	Угленосные	Ледниковые	Морские				Наземные	Подводные
Евразия	Платформы	106,7	2,63	24,5	3,7	0,2	34,1	30,6	3,2	0,5	3,2	—
	Геосинклинали	308,5	7,75	5,7	1,5	—	50,5	23,4	0,2	1,0	2,4	15,3
	В целом	415,2	10,38	10,6	2,1	0,1	46,2	25,3	1,0	0,8	2,6	11,3
Северная Америка	Платформа	29,7	0,73	13,0	3,4	0,1	48,3	27,0	4,7	—	3,5	—
	Геосинклинали	109,0	2,78	7,3	3,8	—	39,9	19,2	0,3	1,1	2,5	25,9
	В целом	138,7	3,51	8,5	3,7	0,03	41,8	20,8	1,2	0,9	2,8	20,3
Лавразия	Платформы	136,4	3,36	22,0	3,6	0,2	37,2	29,8	3,5	0,4	3,3	—
	Геосинклинали	417,5	10,53	6,2	2,1	—	47,7	22,3	0,3	1,0	2,4	18,0
	В целом	553,9	13,89	10,0	2,5	0,05	45,1	24,2	1,1	0,9	2,6	13,6
Южная Америка	Платформа	19,5	0,48	41,2	1,4	7,1	32,8	8,4	0,5	—	8,6	—
	Геосинклинали	61,8	1,54	18,6	0,9	1,6	52,0	8,1	0,4	1,9	6,5	10,0
	В целом	81,3	2,02	24,0	1,0	2,9	47,5	8,2	0,4	1,4	7,0	7,6
Африка	Платформа	50,5	1,24	41,6	1,4	2,6	30,5	16,7	1,1	—	6,1	—
	Геосинклинали	28,5	0,70	10,1	1,3	0,1	69,2	12,8	0,02	1,0	0,3	5,2
	В целом	79,0	1,94	30,0	1,3	1,7	44,4	15,3	0,7	0,4	4,0	1,9
Австралия	Платформа	14,4	0,35	20,2	4,7	5,1	46,2	20,8	0,04	—	3,0	—
	Геосинклинали	29,5	0,74	8,9	2,3	1,4	59,5	4,0	—	1,5	2,3	20,1
	В целом	43,9	1,09	12,6	3,1	2,6	55,2	9,5	0,01	1,0	2,5	13,5
Гондвана	Платформы	84,4	2,07	37,9	1,9	4,1	33,7	15,4	0,8	—	6,2	—
	Геосинклинали	119,8	2,98	14,2	1,3	1,2	58,0	8,2	0,2	1,6	4,0	11,3
	В целом	204,2	5,05	24,0	1,6	2,3	48,0	11,2	0,4	0,9	4,9	6,7
Совокупность материков	Платформы	220,8	5,43	28,1	3,0	1,7	35,8	24,3	2,5	0,2	4,4	—
	Геосинклинали	537,3	13,51	7,9	1,9	0,3	50,0	19,2	0,2	1,1	2,8	16,6
	В целом	758,1	18,94	13,8	2,2	0,7	45,9	20,7	0,9	0,9	3,2	11,7

тов оказалось выше, чем могло бы образоваться в результате выветривания исходных кристаллических пород (см. табл. 24). Тем самым была обнаружена взаимосвязь между процессами, происходящими в глубинах Земли и стратифере. Стало ясным, что геохимическая эволюция стратиферы в значительной мере определяется эволюционными процессами недр планеты.

При общих колебательных движениях земной коры (вверх и вниз) части первичной коры временами поднимались выше уровня океана и подвергались разрушению под влиянием химически активных газов первичной атмосферы, воды и других физических агентов. Продукты разрушения сносились в пониженные участки суши и водоемы, образуя осадочные породы с механической сортировкой частиц по величине и минеральному составу. Из полевых шпатов возникали первые глины, из железо-магнезиальных силикатов выносились в океан магний и железо, а из кремнезема образовались кремнистые осадки — тонкодисперсные коллоидные отложения и грубообломочные пески, также включавшие химически неразложившиеся обломки минералов и горных пород.

Процессы выветривания коренных изверженных пород, затем разделение продуктов выветривания при сносе, транспортировке и осаждении в разных физико-химических условиях биосферы проводили огромную работу по перераспределению химических элементов. В результате в осадочных породах химические элементы сосредоточивались в минеральных ассоциациях, отличающихся от таковых в изверженных породах. Изменение главных компонентов в осадочных породах различного типа можно представить при сравнении данных табл. 43. Переход главных породообразующих элементов в новые минеральные формы в процессе образования осадочных пород связан с устойчивостью породообразующих минералов при химическом выветривании. Так, наиболее устойчивыми минералами изверженных пород, которые сохраняются в осадочных породах, являются кварц, магнетит, отчасти слюды и полевые шпаты. Но большая часть полевых шпатов переходит в глинистые минералы (каолинит, иллит и др.).

По данным табл. 43 можно видеть, что средняя изверженная порода, соответствующая в общем гранодиоритам, по составу главных компонентов мало чем отличается от средней осадочной породы. Поэтому при усиленном метаморфизме и переплавлении осадочных толщ возникают кристаллические породы, близкие по составу к гранодиоритам, гранитам и гнейсам. Содержание основных минералов в средней изверженной и средней осадочной породах представлено в табл. 44.

Сравнивая данные табл. 44, можно заключить, что концентрация магния и натрия в осадочной оболочке Земли ниже, чем в изверженных породах, поскольку значительная часть этих элементов уносится и задерживается в Мировом океане. Повышенное содержание CO_2 , Fe_2O_3 , SO_3 , H_2O и отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} > 1$ в осадочных породах связано с тем, что значительная их часть формировалась с участием углекислого газа атмосферы и гидро-

Химический состав осадочных горных пород

Компоненты	Массовое содержание компонентов в породах, %					Все осадочные (в среднем), по Л. Суйков- скому
	по Ф. Кларку, 1924 г.					
	Изверженные (в среднем)	Осадочные				
Глинистые		Песчаные	Известняки	В среднем		
SiO ₂	59,14	58,10	78,33	5,19	57,95	59,17
TiO ₂	1,05	0,65	0,25	0,06	0,57	0,77
Al ₂ O ₃	15,34	15,40	4,77	0,81	13,39	14,47
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,03
Fe ₂ O ₃	3,08	4,02	1,07	0,54	4,47	6,32
FeO	3,80	2,45	0,30	—	2,08	0,99
NiO	—	—	—	—	—	0,02
MnO	—	—	—	—	—	0,80
MgO	3,49	2,44	1,16	7,89	2,65	1,85
CaO	5,08	3,11	5,50	42,57	5,89	9,90
BaO	0,06	0,05	0,05	0,13	0,1	0,12
SrO	—	—	—	—	—	0,04
Na ₂ O	3,84	1,30	0,45	0,05	1,13	1,76
K ₂ O	3,13	3,24	1,31	0,33	2,86	2,77
H ₂ O	1,15	5,00	1,63	0,77	3,23	—
P ₂ O ₅	0,30	0,17	0,08	0,04	0,13	0,22
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,10	2,63	5,03	41,54	5,38	—
SO ₃	—	0,64	0,07	0,05	0,54	—
C	—	0,80	—	—	0,66	—

Таблица 44

Массовое содержание (в %) нормативных минералов в средней изверженной и средней осадочной породах [5]

Минерал	Средняя порода	
	изверженная	осадочная
Ферросилит FeSiO ₃	6	—
Энстатит MgSiO ₃	7	—
Волластонит CaSiO ₃	3	—
Анортит Ca ₂ Al ₂ Si ₂ O ₈	18	—
Альбит NaAlSi ₃ O ₈	28	6
К-полевоы шпат KAlSi ₃ O ₈	19	6
Гематит Fe ₂ O ₃	3	4
Кварц SiO ₂	16	35
Кальцит CaCO ₃	—	7
Доломит CaMg(CO ₃) ₂	—	4
Иллит K _{0,6} Mg _{0,3} Al _{2,2} Si _{2,5} O ₁₀ (OH) ₂	—	27
Хлорит Mg ₂ Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	—	7
Монтмориллонит Na _{0,33} Al _{2,33} Si _{3,67} O ₁₀ (OH) ₂	—	3

сферы, а также свободного кислорода атмосферы, окисляющего Fe до трехвалентного состояния и S — до шестивалентного.

Важной особенностью химизма осадочных образований является высокое содержание в них кальция. По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, это явление представляет собой самую загадочную черту геохимии поверхностных оболочек. В 1975 г.

Э. М. Галимов попытался объяснить механизм накопления кальция в стратиффере (1975 г.). Он объясняет аномальное содержание кальция в осадочной оболочке с позиций его фракционирования в системе платформа—геосинклиналь. Согласно этому, распространенность различных пород и породообразующих элементов различна для платформенных и геосинклинальных областей. Если принять, что вещество из осадочной оболочки удаляется путем метаморфизма погружающихся пород, то разница в концентрации данного элемента в породах, покидающих осадочную оболочку (преимущественно через геосинклинали) и остающихся в ней (преимущественно на платформах), принципиально должна привести к накоплению элемента в осадочной оболочке (при избытке Са по отношению к земной коре в целом). Предложенный Э. М. Галимовым механизм накопления Са в стратиффере, по-видимому, не единственный. Основанием для такого заключения являлось расхождение в балансе между количеством CaCO_3 , поступающего с континентов в Мировой океан, и массой погребенного кальция, отлагающегося на океаническом дне. В настоящее время существуют разные подходы к разработке модели современного глубинного океанического карбонатонакопления. Структура баланса углекислого кальция в Мировом океане по данным разных авторов представлена в табл. 45. Предположение о том, что современное океаническое карбонатонакопление в основной своей части является пелагическим, не подтверждается.

Таблица 45

Баланс CaCO_3 (10^6 т/год) в современном океане по данным разных авторов

Автор	Речной жидкий сток	Аккумуляция на океаническом дне	Осадители CaCO_3		
			Моллюски	Кораллы	Планктон
К. Турекян	1540	1540	785—1001	154	385—600 1000
И. Ли, Т. Такахаши, В. Брокер	1000	1000			
А. П. Лисицын	1361	1361	176—217	54,4—95,2	1088
М. Дени-Клокшиатти	1220	1816,5	86,5		1730

Данные по химическому составу осадочных горных пород позволяют выявить некоторые другие особенности состава стратифферы в целом. Они заключаются в следующем.

Отношение натрия к калию в породах стратифферы сдвинуто в сторону калия, по сравнению с этим отношением в изверженных кристаллических горных породах. Это различие довольно легко объясняется разным поведением указанных элементов при выветривании и геохимическом круговороте в биосфере в целом. Вынос калия из коры выветривания происходит менее интенсивно, чем кальция или натрия. Так, при почвообразовательных процессах кальций выносится почти в 276 раз, а натрий в 23 раза интенсивнее, чем калий. Как уже отмечалось, это связано с тем, что ион калия в большей степени сорбируется тонкодисперсными минера-

лами. Давно известно также, что ионы калия легче сорбируются некоторыми коллоидами (в частности, гидроокислами алюминия и железа), чем ионы натрия. В связи с большими размерами ион K^+ легче деформируется под влиянием электрических полей заряженных коллоидных частиц. Реакции катионного обмена с глинистыми минералами также способствуют более интенсивной фиксации калия в коре выветривания по сравнению с натрием. Это приводит к разделению путей миграции двух важнейших щелочных металлов земной коры. Значительная часть калия сохраняется в почвах, гидролизованных осадках и в целом в коре выветривания, в то время как большая часть натрия выносится в океан.

К особенностям химического состава стратисферы относятся дефицит в ней фосфора, кремния, алюминия, двухвалентного железа, натрия и некоторый избыток трехвалентного железа. Все эти отклонения определяются комплексом геохимических процессов, протекающих как непосредственно в стратисфере, так и в других оболочках Земли. Тесное взаимодействие вещества различных оболочек лежит в основе тех геохимических построений, которые мы наблюдаем в осадочных породах.

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОДНОЙ ЭРОЗИИ КОНТИНЕНТОВ

До последнего времени по существу очень мало изученным оставался вопрос участия различных горных пород континентов в формировании минералого-петрографического и химического составов стока рек. Из поля зрения различных исследователей выпадал грандиозный процесс гомогенизации вещества континентов при водной транспортировке масс. Тем самым затушевывались закономерности, лежащие в основе механизма зарождения литолого-геохимических черт осадков седиментационных бассейнов и концентрации элементов в речном стоке. По этому поводу В. Н. Холодов и Л. Е. Штернберг писали: «Конкретная корреляция процесса эрозии в областях питающей провинции и процессов формирования осадочных руд в соседних седиментационных областях часто бывает затруднительной по многим причинам, среди которых едва ли не важнейшей является отсутствие разработанных методов, которые позволили бы оценить потенциальную способность той или иной площади поставлять при мобилизации вещества разное количество рудных компонентов».

Это положение значительно изменилось со времени получения сведений о химизме твердого стока рек. По существу, была восстановлена и прочитана недостающая страница в системе наших знаний о трансформации химического состава исходного вещества континентов при его выветривании и транспортировке. Кроме того, открылась реальная возможность расшифровать детали эрозионных процессов на основе использования математического аппарата.

Один из методов расчета скорости водной эрозии различных пород континентального сегмента земной коры был недавно предложен О. А. Бессоновым [2]. Метод базируется на составлении и

решении систем балансовых уравнений, отражающих геохимическую историю некоторых порообразующих элементов при выветривании горных пород и переносе продуктов выветривания в конечные водоемы стока. В отличие от других модельных схем, предложенный метод не является формальным, поскольку предполагает математическое выражение реально существующих процессов, всесторонне изученных на качественном уровне. Точность полученных при этом результатов определяется главным образом достоверностью сведений о концентрации элементов в эродируемых породах, подземных водах, водах рек, речной взвеси, а также достоверностью водобалансовых данных. Есть все основания считать, что суммарная погрешность расчетных величин не превышает $\pm 20\%$.

В качестве основной модельной схемы переноса масс вещества на поверхности Земли использована общеизвестная литогенетическая схема Н. М. Страхова. Согласно этой схеме процесс мобилизации вещества на площади водосборов сопровождается его разделением на жидкую и твердую фазы. Математическое выражение указанного процесса может быть представлено простой формулой:

$$M = P + V + w,$$

где M — масса элемента в породе, подвергшейся эрозии в единицу времени; P — масса этого же элемента в жидкой фазе; V — массовое количество элемента в твердой фазе, переносимого рекой от места мобилизации вещества до конечного водоема стока; w — масса элемента твердой фазы реки, перешедшей в аллювий на пути транспортировки в единицу времени.

Данное уравнение является ключевым для составления системы балансово-геохимических уравнений.

Речная вода гетерогенна в генетическом отношении. Подавляющая ее масса формируется за счет атмосферных осадков. Из общего объема воды, поступающей на континенты с атмосферными осадками, около 66% расходуется на испарение, респирацию или стекает в океан, минуя реки. Из оставшихся 34% примерно две трети стекает по поверхности континентов в виде склоновых потоков в русла рек; остальная треть инфильтруется в породы и, пройдя подземный цикл, вновь поступает в реки. Математически водный баланс описывается двумя уравнениями:

$$F = G + H;$$

$$K - E = G + H,$$

где F — полный речной сток; G — подземная составляющая речного стока; H — поверхностный сток; K — количество осадков, выпадающих в пределах водосбора; E — суммарное испарение.

Сами атмосферные воды не являются стерильными в химическом отношении, а содержат определенное количество растворенных газов и солей. Известно по крайней мере три источника поступления химических элементов в атмосферные воды: океанический (хлор, натрий, сульфат-ион и др.), газовая компонента атмосферы

(азот, кислород, углекислота и др.) и, наконец, твердая фаза аэрозолей (гипс, ангидрит, кальцит и другие соли).

Первые два процесса приводят к переносу элементов из атмосферы и океана. Растворение же твердой фазы аэрозолей вызывает лишь перераспределение элементов в пределах континентов. Вступая в контакт с породами, метеорные воды активно включаются в процесс выветривания минералов, обогащаясь различными элементами. Формируется поверхностная литогенная составляющая жидкого стока *P*. Строго говоря, появление в метеорных водах литогенной составляющей происходит еще в атмосфере при растворении в воде твердой фазы аэрозолей. Процесс этот отличается от обычного выветривания лишь тем, что происходит на более высоком гипсометрическом уровне, а минералы пород и почв переведены в состояние аэрозолей.

Учитывая все современные данные по геохимическому балансу водного стока с континентов, был произведен расчет скоростей эрозии различных горных пород, входящих в каждую из выделяемых групп геологических образований. В табл. 46 представлены результаты подобных расчетов.

В этой таблице величины, приведенные во второй колонке, имеют размерность тонны в год и, следовательно, являются скоростной характеристикой водной эрозии пород в абсолютных массах. В четвертой колонке представлены значения скоростей эрозии геологических образований, соответствующих понятию суммарного (жидкого и твердого) модуля стока. Модули были рассчитаны путем деления массы вещества породы, выносимой за год в конечные водоемы стока, на площадь распространения этой же породы. Сведения о площади распространения почв были заимствованы у В. А. Успенского. Площади выходов на поверхность материков различных типов пород приняты по Х. Блату и Р. Джонсу с поправкой на площадь распространения почв.

Анализ абсолютных скоростей эрозии континентального вещества указывает на то, что наиболее существенной компонентой переноса масс являются почвы и рыхлые наносы. На их долю, согласно расчетам, приходится 44,3% жидкого и твердого стока рек всего мира, или 8631 млн. т/год. Полученные данные хорошо согласуются с качественными наблюдениями В. П. Градусова, установившего совпадение видового состава глинистых минералов областей мобилизации почв и донных отложений соседствующих с ними бассейнов седиментации. Однако самым любопытным оказалось то, что рассчитанная нами скорость эрозии практически совпадает с величиной, характеризующей количество исходных почво-материнских пород, ежегодно расходующихся на почвообразование ($7820 \cdot 10^6$ т/год). Разница, как можно видеть, составляет около 10%. Такое совпадение заключается в том, что на континентах существует динамическое равновесие между темпом эрозии и регенерацией почвенного покрова. Разумеется, этот вывод справедлив лишь в статистическом отношении, однако он приводит к формулировке геохимического порядка: почти половина вещества конти-

Скорость речной эрозии наиболее широко распространенных геологических образований земной коры

Геологические образования	Скорость эрозии		Модуль стока т/(км ² ·год)
	10 ⁶ т/год	% от общей массы пород	
1	2	3	4
Почвы, рыхлые насосы	8631,6	44,35	70,5
Латеритные коры выветривания	1962,7	10,15	909,7
Глины:			
а) платформенные	909,1	15,15	
б) геосинклинальные	2039,8		
Пески и песчаники:			
а) платформенные	477,3	7,22	
б) геосинклинальные	928,0		
Карбонаты:			805,5
а) платформенные	402,9	7,02	
б) геосинклинальные	964,2		
Эвапориты:			
а) платформенные	48,9	0,34	
б) геосинклинальные	17,4		
Траппы, платобазальты платформ	1,2	0,01	
Базальты континентальной щелочно-оливиновой формации	6,7	0,03	
Базальты геосинклиналей	89,0	0,45	172,3
Андезиты »	38,4	0,19	
Липариты »	14,8	0,07	
Граниты, гранодиориты, гранито-гнейсы	1407,5	7,23	
Габбро	44,2	0,22	
Дуниты, перидотиты	2,0	0,01	1486,0
Сиениты, нефелиновые сиениты	2,3	0,01	
Метапесчаники	92,8	0,47	
Парагнейсы, кристаллические сланцы	1089,8	5,6	
Карбонатные породы	43,5	0,22	
Железистые »	17,2	0,08	
Амфиболиты, метаморфизованные основные эффузивы	151,8	0,77	835,0
Метаморфизованные кислые эффузивы	79,4	0,41	
Сумма	19 462,5	100,00	

нентов, прежде чем попасть в русла рек, проходит стадию педогенеза. И если педогенез рассматривать с позиций химической трансформации исходных пород при ведущем участии живых организмов, то упомянутая часть континентального вещества является производной мощного биогеохимического процесса. Вместе с тем следует отметить, что колоссальный вклад вещества педосферы в сток рек обеспечивается минимальным модульным показателем, который составляет лишь 70,5 т/(км²·год) против 146,5 т/(км²·год), характеризующих средний модуль стока с континентов.

Практически 92% поверхности суши, перекрытой почвами, составляют в реки лишь 44,35% всего эродируемого на континентах вещества, тогда как оставшиеся 8% площади континентов, прихо-

дящиеся на коренные породы, — 55,65%. Очевидно, что педосфера с ее растительностью и специфическим геохимическим режимом является серьезным фактором, замедляющим интенсивность эрозионных процессов. При отсутствии почвенно-растительного покрова следовало бы ожидать увеличение скорости эрозии на континентах в 12 раз.

Весьма интересными представляются результаты расчетов скорости эрозии латеритных кор выветривания. Последние, как известно, распространены в настоящее время в пределах обширного экваториального пояса, занимающая площадь около 49 млн. км². Согласно заключению видного французского исследователя Х. Эрара, латеритные образования характеризуются чрезвычайной устойчивостью по отношению к денудационным процессам. Основанием для такого вывода послужили наблюдения, выполненные им на Высоком плато Мадагаскара. Между тем, данные табл. 47 показывают, что ежегодно с речными водами с континентов удаляется 1962,7 млн. т вещества латеритов в коренном залегании, или 10,15% от общей массы вещества эродируемых пород. При этом модуль стока достигает 909,5 т/(км²·год). С учетом материала почв, развивающихся на латеритах, абсолютная масса латеритной компоненты увеличится до 3865·10⁶ т/год, что составит 1/6 часть годового стока рек, сформированного за счет континентальной эрозии.

В связи с этим возникает вопрос, не противоречат ли расчетные данные реально проведенным наблюдениям процессов в природе? Ответ на него можно получить исходя из анализа модульных величин. Согласно расчетам, суммарный модуль стока латеритного вещества равен 78,8 т/(км²·год), что соответствует ежегодному уменьшению мощности коры выветривания на 0,09 мм. Первое значение близко модулю стока, характеризующему эрозию почв, второе — средней скорости денудации континентов. Таким образом, расчетные данные показывают, что скорость эрозии латеритов неодинакова в различных районах. Примерно на 8—10% площади распространения кор выветривания она достигает сотен тонн с 1 км², приближаясь к показателям денудации коренных пород в горных областях. На остальных 92—90% площади темпы эрозии чрезвычайно замедлены, и тем не менее эта часть суши поставляет в реки около 50% латеритного материала.

Едва ли можно сомневаться в том, что в современную эпоху происходит уничтожение в глобальном масштабе современных и древних латеритных кор выветривания. Подобная ситуация не может не оказать влияния на химизм и минералогию терригенных осадков, формирующихся за счет наносов экваториальных рек. Вместе с веществом латеритов в бассейны седиментации экваториальной зоны должно привноситься ежегодно около 1273·10⁶ т/год алюминия и 570,7·10⁶ т/год железа. Если учесть, что с продуктами эрозии континентов суммарный вынос в океан железа и алюминия составляет, соответственно, 972,2·10⁶ и 1558,4·10⁶ т/год, то на доэкваториальной зоне, меридиональное протяжение которой

лишь 11% длины меридиана, придется свыше 80% всего алюминия, поступающего со стоком, и около 60% железа. Создается впечатление, что в пределах экваториального пояса формируется в настоящее время специфическая железо-алюминиевая геохимическая провинция, генетически связанная с разрушением латеритных кор выветривания и пространственно приуроченная к площадям распространения океанических осадков периферических частей континентов. Надежным подтверждением такого вывода служат результаты океанологических исследований, в ходе которых выявлено повсеместное существенное обогащение указанных осадков гидроокислами алюминия, а также образование вблизи устьев крупнейших рек аутигенных гидрогетит-шамозит-глауконитовых руд и осадков.

Особый интерес представляет информация об особенностях эрозии осадочных пород. Их вынос в сток рек оценивается в $5787,6 \cdot 10^6$ т/год, что составляет 30% массы эродируемых на континентах геологических образований. Суммарный модуль стока достигает при этом $805,6$ т/(км²·год). В ряду глины — пески и песчаники — карбонатные породы — эвапориты процентные соотношения вкладов в речной сток соответственно равны 50, 95:24,28:23,62:1,15. Сравнение приведенных цифр с величинами распространенности этих же групп пород в осадочной оболочке Земли обнаруживает их поразительное сходство. Так, по последним оценкам А. Б. Ронова [23], массы глин, песков, карбонатов и эвапоритов в стратифере, исключая вулканические породы, относятся как 50,0:23,6:24,3:1,1. Не менее четко проявляется и другая закономерность: скорости эрозии осадочных пород геосинклиналей превышают таковые платформ (в абсолютных массах). Так, глины геосинклинальных областей эродируются в 2,5 раза интенсивнее глин платформенных, пески и песчаники — в 1,94 раза, карбонаты — в 2,4 раз. Исключение составляют лишь эвапориты, темпы эрозии которых на платформах выше, чем в геосинклинальных областях. Однако доля эвапоритов в стоке рек мизерная. Скоростные характеристики эрозии основных групп осадочных пород, участвующих в строении как платформ, так и геосинклиналей, испытывают тенденцию изменяться прямо пропорционально массам пород в их коренном залегании.

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ЭРОЗИИ И СЕДИМЕНТАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Геологические данные о древнейших участках суши свидетельствуют о том, что уже около 4 млрд. лет назад существовали водные бассейны седиментации, а следовательно, и древние реки. С тех пор многократно изменялись площади и высоты континентов, их конфигурация, климат, типы выветривания и почв. Естественно, что это не могло не сказаться на характере эрозии и седиментации. Между тем, проблема изменения скоростей эрозии и седиментации во времени все еще далека от своего разрешения. Освещение ее даже на качественном уровне сталкивается с большими трудностями.

ми, поскольку неизвестны начальные условия протекания процессов.

Как уже указывалось, абсолютная скорость эрозии современных континентов прямо пропорциональна эродируемым площадям S , уклону водных потоков i и слою стока h :

$$K = d S i h.$$

Нет оснований сомневаться в том, что те же самые факторы, которые известны сейчас, оказывали свое влияние на темпы эрозии в прошлом. Однако было бы неоправданным автоматически переносить уравнение эрозии современных континентов на континенты прошлого. В настоящее время практически неизвестны характер почв на ранних стадиях эволюции Земли, влияние на процессы эрозии глобальных оледенений, химического состава метеорных вод, атмосферы и т. д. Все это должно было вносить известные коррективы в ход древних эрозионных процессов. Ниже мы попытаемся проанализировать изменение лишь тех параметров, которые предопределяют современную эрозию, а именно изменение суммарной площади континентов, уклонов рек и слоя стока.

Увеличение суммарной площади суши во времени было показано Л. Эггедом. Основываясь на данных Н. М. Страхова, а также Х. и Ж. Термье, он построил график вероятного изменения размеров морей в пределах современных континентов за последние 600 млн. лет. На графике было отражено неуклонное сокращение водной поверхности с рядом крупных нарушений этого процесса. В основе выводов Л. Эггеда лежали фиксированные представления, однако они не были опровергнуты данными, интерпретируемыми с новых позиций тектоники плит.

Основной аргумент мобилистов в пользу непрерывного наращивания суммарной площади континентов состоит, в частности, в том, что поддвигу и опусканию в мантию континентальных плит препятствуют их большая толщина и возникающие при этом архимедовы силы. Действие архимедовых сил явилось тем камнем преткновения, который не позволил тектонистам безоговорочно принять гипотезу базификации гранитоидной коры, предложенную В. В. Белоусовым в 1962 г. С точки зрения тектоники плит континенты представляют собой структуры «нестираемые с лика Земли» (термин Дитца); однажды созданные, они устойчиво сохраняются, хотя и подвергаются эпизодическим внутренним перестройкам в результате межконтинентальных столкновений. По некоторым расчетам, уже ко времени 2500 млн. лет тому назад сформировалось около $\frac{2}{3}$ современной массы континентов. В это время континентальные массивы по мощности почти не уступали современным, но по площади были значительно меньше и выражались в существовании многих небольших массивов. Начиная с 1350 млн. лет назад и до среднего ордовика включительно (приблизительно млн. лет назад) по мнению некоторых геологов преобладали процессы дробления обширного материка Мегатен. Процесс расширения океанов сопровождался одновременным наращиванием континентальной коры по периферии континентальных платформ. Эпохи наращива-

ния континентальной коры увязываются с байкальской, гренвилльской и салаирской эпохами тектогенеза. От середины ордовика и до середины триаса преобладали процессы наращивания континентальной коры. Северные континенты оказались спаянными в единый Лавразийский суперконтинент, объединившийся в позднем палеозое с Гондванским. Так, по мнению некоторых мобилистов, была создана Пангея Вегенера.

Распад Пангеи, начавшийся с поздней перми, привел к образованию Атлантического, Индийского, Южного и Северного ледовитых океанов. Весь мезозой и кайнозой рассматриваются как время интенсивного океанообразования. Однако и в этот период происходит некоторое наращивание суммарной площади континентов. Возникшие киммерийские и альпийские складчатые сооружения сохраняют высокую тектоническую активность до наших дней и не превратились в молодые платформы. Несмотря на различную трактовку механизма образования континентальных масс, большинство исследователей придерживается мнения о неуклонном нарастании площади континентов. Более того, обстоятельный литологический анализ, выполненный А. Б. Роновым и его сотрудниками, выявил тенденцию прогрессивного увеличения от кембрия до настоящего времени размеров сточных областей. Они составляли (в млн. км²): в первой половине палеозоя 74,61; во второй 79,14; в мезозое 83; в палеоген-неогеновом периоде 96. Несмотря на некоторую условность приводимых величин, они хорошо согласуются с выводами П. П. Тимофеева, В. Н. Холодова и И. В. Хворовой [27] о постепенном наращивании во времени объема и массы стратисферы. В общем серия независимых геологических данных свидетельствует о неуклонном росте суммарной площади континентов, сокращении размеров морских бассейнов на континентальных платформах, расширении сточных областей и, как следствие, о прогрессивном возрастании массы осадочных пород в пределах континентального сектора Земли.

Менее определенно решается вопрос об эволюции уклонов рек и слоя стока. В 1925 г. А. Вегенер высказал мысль о том, что по мере геологического развития Земли увеличивались контрастность рельефа и его высота. Исходя из построенной модели эволюции гипсографической кривой земной поверхности, он пришел к выводу, что на первоначальной стадии развития эта кривая должна быть близка к линейной, соответствующей среднему уровню земной поверхности. В ходе развития рельефа кривая должна приобретать все более сложную форму.

Позже аналогичное заключение было высказано Н. Каттеррфельдом, использовавшим данные исторической геологии. По его мнению, на ранних этапах развития поверхности Земли преобладали мелкие моря и невысокая суша. Дальнейшее развитие планеты привело к увеличению размеров и мощности гранитного слоя, возрастанию площади суши и общей контрастности рельефа.

Показательно, что выводы А. Вегенера и Н. Каттеррфельда нашли свое подтверждение при дальнейших исследованиях. Так,

рассматривая развитие ранней континентальной коры, Д. Шоу пришел к заключению об отсутствии в протоархее высоко поднятых горных цепей, обширных водосборных пространств и глубоких океанических бассейнов. Вместо этого имелись изолированные, но многочисленные вулканические комплексы суши, окруженные узкими седиментационными бассейнами, переходящими в мелкие моря. Возможность транспортировки осадков на большие расстояния была ограничена. Привнос обломочного материала в морские бассейны оставался незначительным и только краевые бассейны заполнялись грубыми обломками. Появление первых горных складчатых сооружений обычно увязывают с формированием в раннем докембрии зеленокаменных поясов, однако они не могли быть высокими.

Геотектонический и геоморфологический план материков существенно изменялся в позднем докембрии. Увеличивалась протяженность мобильных поясов по краям континентальных блоков. Одновременно происходило уменьшение их численности. Увеличивались размеры среднекембрийских седиментационных желобов. Породы, сформированные в этих желобах, отличаются высокой степенью метаморфизма.

Более достоверно расшифровывается характер эволюции рельефа в течение фанерозойского эона. Однако и на этом этапе развития планеты красной нитью прослеживается тенденция к усилению контрастности рельефа. В частности, А. Е. Кривоуцкий [12] характеризовал рельеф каледонских складчатых областей как гористый, герцинских — как горный, а альпийских — как высокогорный. Подобные заключения были высказаны Ю. А. Мещеряковым. Согласно его данным, весь мезо-кайнозойский этап развития континентов выразился в поднятии материков, прогрессивном опускании океанических впадин и в общем усложнении рельефа Земли в целом. Современная эпоха существования континентов, по единодушному мнению специалистов, есть эпоха наиболее высокого их стояния и наиболее контрастной расчлененности.

Если все сведения об изменении суммарной площади континентов и их расчлененности верны, то естественно рассматривать эрозию и седиментацию как процессы, все более ускоряющиеся во времени. Действительно, формирование более контрастного рельефа приводит прежде всего к увеличению энергии стекающих водных масс. Кроме того, оно предопределяет интенсификацию перераспределения воды на поверхности суши, концентрацию ее в водотоки и тем самым способствует возрастанию слоя стока. Результатом подобной эволюции, разворачивающейся на фоне увеличения водосборных площадей, должно быть усиление темпов эрозии, а следовательно, и скоростей седиментации в конечных водоемах стока. В связи с этим возникает вопрос — находит ли этот вывод подтверждение в геологической летописи? Однозначного подтверждения нет и, вероятно, в ближайшее время не будет при изучении осадочных толщ. Чтобы убедиться в этом, достаточно рассмотреть некоторые геологические данные, накопленные к настоящему времени.

Многие исследователи не раз обращали внимание на низкий темп докембрийских седиментационных процессов. По расчетам А. В. Копелновича, скорость осадконакопления в верхнем рифее достигала ничтожного значения. В то же время мощный характер эффузивной деятельности в раннем докембрии, казалось, должен был бы свидетельствовать о кратковременном и быстром накоплении толщ в этот период. Столь явное противоречие заставило в свое время А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича [28] объяснить причину «катастрофического» замедления скорости седиментации в докембрии вторичными явлениями, в частности сокращением объема пород в процессе метаморфизма и наличием перерывов в осадконакоплении. В свете появившихся новых данных, позволяющих оперировать количественными величинами пород, объяснить существо вопроса только процессами метаморфизма нельзя. Воспользовавшись данными А. Б. Ронова (1980 г.), можно показать, что количества осадочных пород, образованных в течение 1 млн. лет, закономерно увеличиваются от докембрия до настоящего времени. Так, для верхнего протерозоя масса пород, образованных в течение 1 млн. лет, составляет (в 10^{21} г): 0,48, для нижнего и среднего рифея 0,38; для верхнего рифея 0,58; для венда 0,77; для нижнего палеозоя 1,81; для верхнего и среднего палеозоя 2,4; для мезозоя 2,73 и кайнозоя, за вычетом осадков на площади современного океана 2,12.

Еще более наглядным представляется ряд модулей седиментации, рассчитанных для периодов фанерозоя. По данным табл. 47 можно видеть, что модули седиментации не оставались постоянными во времени, а изменялись от периода к периоду. В первой половине палеозоя отмечается два максимума, соответствующих кембрию и силуру, и один минимум (ордовик). Аналогичная ситуация прослеживается во второй половине палеозойской эры. Увеличение скорости седиментации наблюдается в девоне и перми, уменьшение — в карбоне. Начиная с пермского периода скорость седиментации непрерывно возрастает вплоть до мела, характеризующегося

Таблица 47

Результаты расчета модулей седиментации
(по данным А. Б. Ронова, 1980 г.)

Период	Длительность, млн. лет	Площадь бассейнов седиментации, 10^6 км ²	Масса осадочных пород, сосредоточенная на континентах, 10^{15} т	Модуль седиментации на континентах, т/(км ² ·год)
Палеоген-неогеновый	64	39,3	140	60,3
Меловой	66	65,0	205,4	48
Юрский	53	44,5	152,1	64,4
Триасовый	50	35,4	105,1	59,3
Пермский	45	43,9	99,6	50,4
Карбоновый	65	55,3	129,7	36,1
Девонский	55	57,0	166,7	53,2
Силурийский	35	53,9	65,1	34,5
Ордовикский	55	66,0	92,6	25,5
Кембрийский	80	56,0	150	33,5

некоторым спадом скорости седиментации. В третичном периоде вновь отмечается увеличение темпа осадконакопления, которое достигает максимального значения в современную эпоху.

В целом темпы седиментации в фанерозое изменялись на сравнительно малую величину, максимум в 2,5 раза. Средний фанерозойский модуль седиментации равен $46,2 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$. Отклонения от среднего значения на протяжении почти 600 млн. лет не превышают 56%. И только современный модуль седиментации в 5,5 раза выше среднего фанерозойского.

На фоне циклического изменения скоростей седиментации от кембрия до настоящего времени отчетливо прослеживается тенденция общего увеличения скоростей осадконакопления, как это представлено в табл. 47. Среднее значение модуля седиментации составляло (в $\text{т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$): в первой половине палеозоя 31,1; во второй половине 45,7; в мезозое 56,5; в палеоген-неогене 60,3. С формальной точки зрения, все приведенные соотношения свидетельствуют как будто бы о возрастании темпов осадконакопления во времени. Однако при детальном рассмотрении вопрос об изменении темпов седиментации оказывается гораздо сложнее.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что приведенные выше скорости осадконакопления являются не истинными, а кажущимися, искаженными скоростями. Как показали П. П. Тимофеев, В. Н. Холодов и И. В. Хворова (1983 г.) все домезозойские осадочные комплексы, сохранившиеся на континентах, принадлежат к мелководным фациям, т. е. отлагались в непосредственной близости от континентов. При этом неясно, в какой мере происходила утечка осадочного материала в собственно Мировой океан, дно которого рассматривается как «самоуничтожающаяся» система. Как известно, в современную эпоху, в пелагиаль Мирового океана проникает и отлагается около 7% твердого стока рек. Расчеты, выполненные И. Ли [42], свидетельствуют о том, что действительные темпы осадконакопления в прошлом были существенно выше тех, которые определяются на основании сохранившихся на континентах масс пород. По его расчетам, уже после первых 1 млрд. лет истории Земли было сформировано на поверхности около 95% массы осадков и летучих. О повторном круговороте первичных осадков свидетельствуют данные по соотношению изотопов стронция.

Другим не менее важным механизмом, приводящим к искажению действительной картины седиментации в прошлые эпохи, является механизм омоложения осадочных пород. В процессе эрозии происходит частичный перенос масс осадочного материала, накопленного в предшествующую эпоху, к комплексу пород последующего седиментационного цикла. Напомним, что современный вынос осадочных пород в сток рек составляет более 80% от всей массы эродируемого вещества континентов. Нет оснований сомневаться в том, что аналогичный процесс омоложения пород происходил и в более древние эпохи. В свое время Р. Грегор, а также Г. Гаррелс и Ф. Маккензи [5] уже обращали внимание на геолого-геохимические последствия данного явления. Несколько позже А. Б. Ронов писал по этому поводу: «Рассматривая крупные интервалы време-

ни в течение всего неогена, равные целым эрам или близким к ним геохронологическим интервалам (Kz, Mz, Pz₂, Pz_i, V, R₂₋₃, R₁), мы выявляем тенденцию к уменьшению относительной массы осадочных пород. Она слабо выражена в фанерозое и резко усиливается в позднем протерозое. Следовательно, действие вторичных факторов приобретает первостепенное значение лишь для докембрия».

Наконец, следует упомянуть еще об одном процессе, приводящем к искажению скоростей древней седиментации. Речь идет о возможной погрешности определения площадей древних бассейнов седиментации. Это относится в первую очередь к геосинклинальным бассейнам, в которых сосредоточено $\frac{3}{4}$ объема пород осадочной оболочки Земли. С точки зрения тектоники плит, развитие любого геосинклинального пояса трактуется как эволюция океана от его раскрытия до закрытия. Для определения истинных модулей седиментации в геосинклинальном бассейне необходимо знать закон, по которому изменяется площадь геосинклинали во времени. В настоящее время приходится оперировать лишь площадями орогенических областей, т. е. размерами водоемов в фазу их закрытия.

Можно полагать, что весь изложенный материал достаточно убедительно показывает, насколько неопределенными являются цифры скоростей седиментации, полученные при использовании масс пород, сосредоточенных на континентах. Положение усугубляется еще и тем, что процесс эрозии и омоложения пород может привести к любым соотношениям остаточных масс осадочных комплексов в геохронологической последовательности. Это не зависит от того, какова была первоначальная тенденция измерения скоростей осадконакопления во времени.

Сравнительно недавняя попытка Р. Гаррелса и Ф. Маккензи определить истинные скорости седиментации в прошлые эпохи не дала результатов. По их мнению, скорость седиментации оставалась либо постоянной на протяжении всей истории Земли, либо даже несколько уменьшалась. На основании модельного анализа оба автора пришли к заключению о том, что в историческом аспекте существует тенденция к разрушению массы пород со скоростью, пропорциональной сохраняющейся массе. Этот вывод был хорошо подтвержден при изучении современной эрозии.

Нам представляется, что существует все же целый ряд признаков, свидетельствующих о том, что вторичные искажающие процессы изменяют лишь абсолютные величины масс пород, но не затрагивают или слабо затрагивают относительные изменения. Если бы первичные соотношения масс не сохранялись, то невозможно было бы объяснить некоторые весьма устойчивые коррелятивные связи. В частности, сохранилась прямая зависимость между остаточными массами пород, принадлежащих к определенному стратиграфическому подразделению и размерами сточной области, существовавшей в период осадконакопления. Эта зависимость прослеживается и при современной эрозии. Показанная Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи [5] зависимость скорости древней эрозии от массы пород в коренном залегании также имеет место в современную эпоху. Сохранилась зависимость между площадями, покрытыми морем, и

объемами накопившихся карбонатных пород, а также между массами захороненной CO_2 и массами вулканических пород [23, 24].

Все это позволяет высказать предположение о том, что кажущиеся скорости осадконакопления качественно характеризуют тенденцию изменения темпов седиментационных процессов в истории Земли. Увеличение массы стратисферы осуществлялось на фоне все возрастающих темпов эрозии и седиментации (в абсолютном выражении). Косвенно это подтверждается увеличением суммарной площади континентов, усилением их расчлененности и слоя стока.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Стратисфера занимает особое место в ряду концентрических оболочек нашей планеты. Можно лишь относительно говорить о том, что она граничит с атмосферой, гидросферой и кристаллическим основанием земной коры. На самом деле все эти оболочки взаимопроницающие, обменивающиеся веществом и энергией на протяжении всей геологической истории. В значительной своей части область распространения стратисферы перекрывается областью существования живого вещества — биосферой. Кроме того, она находится в тесном материально-энергетическом контакте с Солнцем и космическим пространством. Можно считать, что осадочная оболочка есть производная космических и глубинных процессов, протекающих в недрах планеты. Ее химическая эволюция не может быть до конца понята без знания закономерностей материального обмена, имеющего место в стратисфере. Ниже дается характеристика основных тенденций такого обмена.

Как известно, Земля находится в электромагнитном поле Солнца и в потоке частиц солнечного ветра. По существу, ее положение охватывает пространство внешней солнечной короны. Влияние солнечного излучения сказывается на всей толще стратисферы, включая метаморфические парапороды, эвапориты, карбонаты, органические соединения. Значительные количества солнечной энергии аккумулируются в биосфере с помощью процесса фотосинтеза в коллоидно-дисперсной фазе в виде поверхностной энергии. Эти заряженные энергией скопления материи, попадая в более глубокие горизонты земной коры, могут определять протекание целого ряда геохимических процессов. С ритмом солнечной активности связаны, вероятно, многие периодические геологические процессы, ритмичность седиментации, заморные явления в бассейнах седиментации, мутационная изменчивость организмов, биоритмы и т. д. Все экзогенные геологические процессы связаны с энергией Солнца.

Привнос из космоса твердого вещества в осадочную оболочку в настоящее время незначителен. По некоторым оценкам, интенсивность современного ежегодного выпадения внезапного вещества на поверхность Земли составляет $5 \cdot 10^4$ — $1 \cdot 10^6$ т или $1 \cdot 10^{-8}$ — $2 \cdot 10^{-7}$ г / $(\text{см}^2 \cdot \text{год})$. Примерно 10% этого материала представлено черными магнетитовыми шариками, которые встречаются в осадках глубоководной части Мирового океана, а также во льдах Гренландии, Антарктиды и других районах материкового оледенения. К элементам,

которые теряются стратисферой и атмосферой, относятся водород и гелий.

Обмен массами вещества между земными оболочками осуществляется в неизмеримо больших масштабах. По приближенным оценкам А. А. Ярошевского [33], время пребывания циркулирующего в геохимическом круговороте вещества земной коры в солевой массе океана составляет: $(5-15) \cdot 10^6$ лет в осадочной оболочке $(225-680) \cdot 10^6$ лет, в метаморфической гранитной оболочке $(2-4) \cdot 10^9$ лет.

Наиболее активно осуществляется массообмен между стратисферой, с одной стороны, и атмосферой и гидросферой — с другой. Так, согласно С. Батчеру и О. Чарлсону [1], общее количество вещества, поступающего из стратисферы и океана в атмосферу составляет $2608 \cdot 10^{12}$ г. Затем эта масса вновь распределяется между континентами и океанами (табл. 48).

Таблица 48

Глобальная сводка мощности источников вещества атмосферных частиц [1]

Источник	Мощность источников, 10^{12} г/год	
	природных	антропогенных
Первичное образование частиц		
Сажа от сжигания угля	—	36
Черная металлургия	—	9
Ископаемое топливо (дерево, отходы деревооб- рабатывающей промышленности)	—	8
Сжигание нефтепродуктов	—	2
То же, мусора	—	4
Сельскохозяйственная деятельность	—	10
Производство цемента	—	7
Разное	—	16
Морская соль	1000	—
Почвенная пыль	200	—
Вулканические частицы	4	—
Лесные пожары	3	—
Сумма первичных источников	1207	92
Генерация частиц в процессе преобразования газ — частица		
Сульфаты из H_2S	204	—
То же, из SO_2	—	147
Нитраты из NO	432	30
Аммоний из NH_3	269	—
Органические аэрозоли	200	27
Сумма вторичных источников	1,105	204
Общая сумма	2312	296

Данные о скорости переноса вещества с континентов в океаны получены А. П. Лисицыным [13], Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи [5]. Изучение структуры питания океанов осадочным материалом показывает, что основная масса вещества переносится в океан речным стоком (около 77,2%), который определяется количеством выпадающих на континентах атмосферных осадков. Данные, полученные А. П. Лисицыным, приведены ниже.

Тип осадочного материала	Количество поступающего осадочного материала, т/год (10%)
Терригенный (обломочный и глинистый):	
взвешенный сток рек	18,53
ледниковый сток	1,5
эоловый материал	~1,6
абразия берегов и дна	≈0,5
сток растворенных веществ	3,2
Вулканогенный	2—3 (8—10)
Биогенный:	
сухое вещество планктона	110
карбонатный материал	1,36 (47)
кремнистый материал	0,46 (1,6)
Космогенный	0,01—0,08 (0,03)
Итого (без сухого вещества планктона)	26,43—27,50 (100,03)

Если не учитывать речной сток, то на долю остальных источников привносимого материала приходится лишь первые проценты.

Довольно интенсивный обмен массами вещества осуществляется между стратисферой и более глубинными оболочками Земли. Поскольку осадочные породы являются в конечном итоге продуктами изменения неких первичных изверженных пород, то представляет интерес оценить приблизительно поступление глубинного магматического материала в верхние горизонты земной коры. Это относится в первую очередь к магматическим комплексам континентального сектора Земли, где в основном происходят и происходили процессы формирования исходного материала для будущих осадочных пород. В 1929 г. К. Саппер определил массу ежегодно выбрасываемого вулканогенного пирокластического материала: она составила $2000 \cdot 10^6$ т/год. П. Якеш и А. Уайт (1971 г.) нашли скорость наращивания Японской и Курильской дуг, соответственно, равными 0,040 и 0,078 км³/год. Е. К. Мархинин (1967 г.), основываясь на балансе вещества в пределах Курильской островной дуги, приводит величины $3000 \cdot 10^6$ — 6000×10^5 т/год. Но какова бы ни была скорость наращивания континентальной коры в результате поступления вулканогенных продуктов, ясно, что эволюция химического состава осадочных пород в основных чертах предопределилась химическим составом исходных магматических комплексов.

Прослеживая эволюцию химизма магматических комплексов от наиболее древнего докембрия до настоящего времени, можно обратить внимание на то, что в принципе имели место односторонняя направленность угасания ультраосновного глубинного магматизма и эффузивной деятельности со временем и усиление процессов гранитизации. Уменьшение в пределах водосборных площадей основных эффузивов и увеличение гранитоидов определило эволюцию осадочных комплексов.

В отличие от континентов, в океане не происходит столь быстрая трансформация магматического материала в осадочный. Наряду с привносом элементов в океан, вероятно, осуществляется также вынос части осадочного материала и поступление его в

мантийные области. По мнению А. П. Лисицына [13], в зонах субдукции поглащается около $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$ пелагических осадков.

Эволюция осадочной оболочки Земли в значительной мере связана с геохимической историей летучих компонентов, что количественно было показано В. Руби (1951 г.). Избыток летучих компонентов в атмосфере, гидросфере и стратисфере включает H_2O , $\text{C}_{\text{орг}}$, S, N, Cl, H, B, Ag, F и др. Эти элементы активно выносились из подкоровых и коровых источников.

В. Н. Корценштейн на основании количественных расчетов показал, что подземные воды на протяжении миллиардов лет геологической истории являлись важнейшими регуляторами дегазации мантии [11]. По его данным, подземные гравитационные воды (150 млн. км^3) способны растворять и выносить к поверхности массу газа, соизмеримую с массой земной атмосферы. Этот вывод нашел подтверждение и при расчете баланса $\text{C}_{\text{орг}}$ в современных реках мира [2]. Результаты последних расчетов свидетельствуют о том, что около 70% $\text{C}_{\text{орг}}$, выносимого реками в Мировой океан, генетически связано с органическим веществом и CO_2 подземных вод. Тем самым была показана реальность выноса летучих водами из различных горизонтов континентальной коры.

Роль подземной гидросферы в качестве регулятора дегазации Земли и аккумулятора диссипирующих газов не должна рассматриваться изолированно от роли Мирового океана. Последний, занимая $\frac{2}{3}$ поверхности планеты, усиливает изоляцию газового потока, перехватывает его повсеместно, где по разным причинам он мог бы достичь атмосферы [11].

Интенсивность дегазации летучих не была равномерной во времени. Как показал А. Б. Ронов [23], она носила циклический характер, усиливаясь в периоды геотектонической (магматической) активности и затухая в периоды относительно спокойного развития земной коры. Это прежде всего сказалось на различии карбонатного материала и $\text{C}_{\text{орг}}$ в разрезе осадочной оболочки.

Факт избытка летучих в стратисфере указывает на процесс накопления подвижных элементов в верхних оболочках Земли. На фоне непрерывной миграции их к поверхности имели место и обратные процессы, приводящие к переносу части летучих из стратисферы в глубинные горизонты планеты.

Несмотря на неполноту наших сведений о поведении вещества стратисферы, последняя должна рассматриваться как термодинамически открытая система. Формирование ее химического состава есть результат обмена элементами с другими оболочками Земли. Этот обмен на протяжении всей геологической истории носил циклический характер. Каждому интервалу времени соответствовал определенный режим геохимического баланса, что находит свое отражение в эволюции кларков химических элементов. Существенным фактором обменных геохимических процессов явилось живое вещество, ускорившее темпы миграции наиболее биофильных элементов.

Эволюция осадочных пород изучается с разных позиций: геохимико-статистических, сравнительно-литологических и формационно-исторических. Все эти подходы базируются на том положении, что любые эволюционные тенденции зафиксированы в каменной летописи самих напластований осадочных горных пород или их естественных парагенетических комплексов. Вопросы химической эволюции осадочных пород в истории Земли рассматривались многими авторами: А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым, А. И. Гликсоном, К. Е. Ида и В. Ф. Фарингом, Н. М. Страховым, А. Энгеля, Д. Хантером и др.

Еще в 60-х годах было обнаружено увеличение отношения Са:Мг в карбонатных и глинистых породах Русской платформы по мере уменьшения их возраста. Позже эта закономерность была выявлена и в других материках (рис. 32). Этот факт А. Б. Ронов поставил в прямую зависимость от направленных во времени

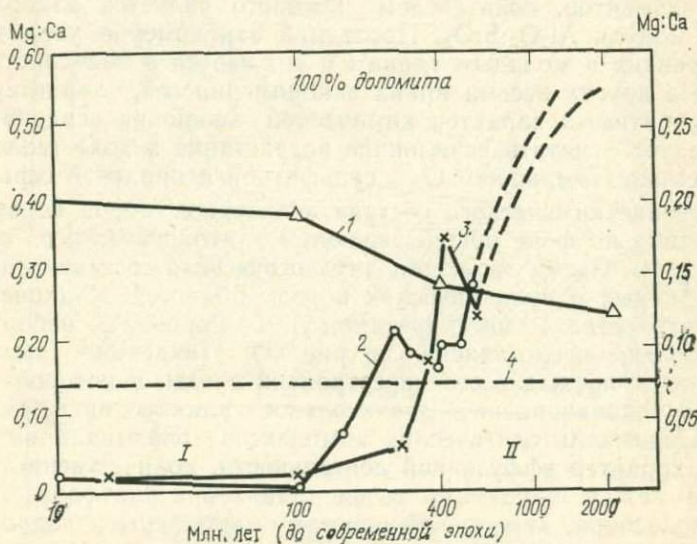


Рис. 32. Графики зависимости отношений Mg : Са в карбонатных породах Русской и Северо-Американской платформ от возраста. Показана также возрастная зависимость весового отношения Mg : Al₂O₃ для средних глинистых пород (по данным А. П. Виноградова, А. Б. Ронина, Д. Чилингара, Р. Гаррелса и Ф. Маккензи)

изменений химического состава областей сноса. Было также установлено, что закономерное сокращение выходов на поверхность основных и ультраосновных пород в пределах водосборов, увеличение площадей, занятых гранитоидами, находятся в прямой коррелятивной связи с содержаниями в породах комплекса сидерофильных элементов — Fe, Ni, Co, Cr. Их максимальные концентрации отмечаются в породах докембрийских геосинклинальных областей, снижаются в отложениях палеозоя и достигают минимума в кайнозойских отложениях. Свообразно поведение отношения Na:K. Оно закономерно уменьшается от архея до фанеро-

зоя и вновь возрастает в фанерозое. Фанерозойский «провал» на графике распределения калия в осадочных толщах трактуется неодинаково. Я. Вейзер считает, что ход кривой доказывает изменение кислотности земной коры на разных стадиях ее эволюции. По его мнению, более основная кора архея была раскислена в протерозое, а затем произошла ее вторичная базификация. В отличие от этих представлений, А. Б. Ронов [23] увязывает фанерозойское уменьшение содержания калия с выносом его из пород в результате повторных циклов выветривания и седиментации.

Многочисленное вовлечение осадочного материала континентов в седиментационные циклы сопровождалось прогрессивным возрастанием от докембрия до кайнозоя коэффициента зрелости осадков, выражаемого отношением $Al_2O_3:Na_2O$. Указанный процесс протекал параллельно с усилением дифференциации химических элементов, показателем которого является алюмо-кремниевый модуль $Al_2O_3:SiO_2$. Последний закономерно увеличивается от древних к молодым глинам и снижается в песчаных породах. Из других весьма ярких закономерностей, характеризующих необратимый характер химической эволюции осадочных пород, следует отметить неуклонное возрастание в ходе геологического времени содержания $S_{орг}$, сульфатной и пиритной серы.

Изменение химического состава осадочных пород во времени происходило на фоне общей эволюции литологического состава стратисферы. Схема эволюции литологического состава и пропорций осадочных и вулканических пород областей осадконакопления континентов в интерпретации А. Б. Ронина, с небольшими изменениями, представлена на рис. 33. Тенденции изменений обусловлены прежде всего перестройкой среды, в которой происходило осадконакопление. Значительное влияние на формирование различных литологических комплексов оказывали интенсивность и характер эффузивной деятельности, количественные соотношения между площадями геосинклиналей и платформ, состав пород водосбора, химический состав атмосферы и гидросферы, биогеохимическая активность живого вещества.

В раннем докембрии состав горных пород характеризовался преимущественным развитием основных и ультраосновных эффузивов, диабазов, спилитов, превращенных в результате метаморфизма в амфиболиты. Для этого периода характерны туфогенные песчаники. Из химически осажденных образований большое развитие приобрели железистые полосчатые кварциты, мраморы, мраморизованные известняки, доломиты, яшмы. Геохимические индикаторы показывают, что в раннем докембрии во многих водоемах преобладали восстановительные условия.

В среднем докембрии в отдельных местах происходит накопление мощных толщ граувакк, аркозов и конгломератов, часто металлоносных с примесью органического вещества. Продолжается осаднение полосчатых железистых кварцитов (джеспилитов), яшм, доломитов и доломитизированных известняков. При-

существование в некоторых конгломератах явно обломочных зерен уранита возраста более 1900 млн. лет свидетельствует в пользу низкого парциального давления кислорода в земной атмосфере. Последующая история среднего докембрия связана со все более возрастающей ролью живого вещества, что отражается на образовании графитизированных сланцев. Одновременно появляются первые фосфориты, ассоциированные с строматолитовыми, джеспилитовыми и порфиристо-лептитовыми формациями [9]. Есть не-

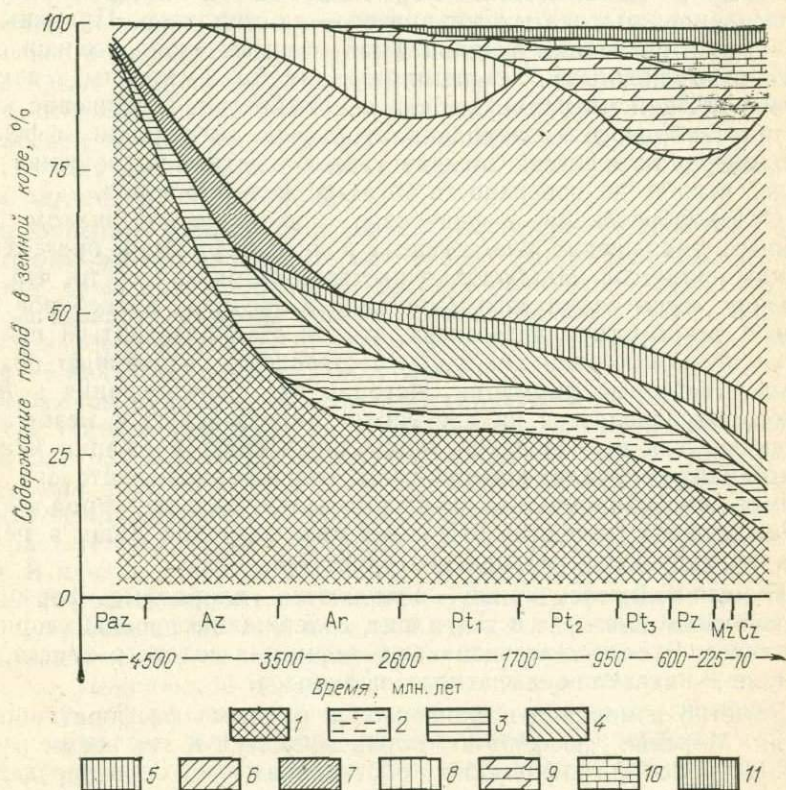


Рис. 33. Схема эволюции литологического состава и пропорций осадочных пород областей осадконакопления континентов (по А. Б. Ронову, с изменениями):

1 — подводные лавы, преимущественно основные; 2 — континентальные эффузивы; 3 — граувакки; 4 — аркозы; 5 — кварцевые пески; 6 — глины и их метаморфические эквиваленты; 7 — вторичные кварциты; 8 — джеспилиты; 9 — доломиты; 10 — известняки; 11 — эвапориты

значительные признаки того, что появляются первые эвапоритовые осадки. Океаническая вода по своему химическому составу близка к современной.

В течение верхнего докембрия заметно изменилась роль химических факторов седиментации, увеличилась роль биогенных. Рубеж между средним и поздним докембрием ознаменовался значительным ростом платформенных массивов, повышением со-

держания свободного кислорода в атмосфере и, соответственно, интенсификацией окислительных процессов. Возникают толщи красноцветов, онколитовых и строматолитовых известняков. Впервые появляются фосфориты конкреционного типа, тяготеющие к мелководным обломочным породам. Дальнейшая эволюция фосфоритообразования выразилась в усложнении генетических типов фосфоритоносных формаций, и, в частности, в возникновении глауконитоносных фосфоритов. Продолжается формирование яшмовых и доломитовых формаций, но полностью затухает образование полосчатых кварцитов — джеспилитов. Причины исчезновения последних в дальнейшей геологической летописи остаются невыясненными. По-видимому, они были связаны с изменениями условий миграции железа и кремнезема. Повышение количества свободного кислорода в атмосфере затруднили эффективную миграцию железа. Следует также отметить уменьшение площадей выхода на поверхность богатых железом пород.

Осадкообразование в фанерозое проходило под знаком дальнейшего уменьшения кластогенеза и интенсификации биогеохимических процессов. Наиболее существенным оказалось то, что увеличение массы осадочного материала в пределах водосборов привело к такому типу литогенеза, что он стал развиваться практически по замкнутому циклу. Существенному изменению подверглись галогенные формации. История их формирования в фанерозое подразделяется на две эпохи: палеозойскую и мезо-кайнозойскую. Для палеозойской эпохи характерны формации каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлитового и каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлит-бишофитового семейств. Эти семейства возникли лишь в пермском периоде после герцинского орогенеза.

В мезо-кайнозое, в мелу появляются хлоридные формации, включающие бишофит и тахгидрит, содержащие породы хлоридного класса. В палеогене возникают формации содового класса, а в неогене — натриево-сульфатного подкласса.

Заметно изменился в фанерозое и процесс фосфоритообразования. Морские фосфориты образовывались в это время в различных палеогеографических обстановках, что предопределило широкое разнообразие фосфоритовых формаций. Для венда, нижнего, среднего кембрия и перми ведущими типами явились пластовые микрозернистые фосфориты. В ордовике были развиты фосфатные раковины беззамковых брахиопод. Желваковые разности прослеживаются по всему фанерозою с наибольшим развитием в верхней юре, нижнем и верхнем мелу.

Происходит изменение типов накопления кремнезема. Типичные яшмовые формации постепенно заменяются опоковой. Появление опоковой формации происходит в меловом периоде, хотя первые диатомиты известны с более древних времен. К современной эпохе кремненакопление приобретает черты биполярности. На смену хемогенному кремненакоплению, определяемому вулканизмом, устанавливается зональное биогенное кремненакопление

опок, трепелов, диатомитов, кремнистых опоквидных глин и радиоляритов.

Усиление биогеохимической деятельности организмов в фанерозое сказалось и на изменении характера карбонатакопления. Биологический взрыв, происшедший на рубеже венда и кембрия, ознаменовал массовое появление скелетных форм. В течение всего палеозоя происходит неуклонное сокращение площадей, на которых еще осуществлялась хемогенное хождение карбонатов с относительно высоким содержанием магния. К мезозою хемогенное карбонатакопление сменилось биогенным. В настоящее время химическое осаждение карбоната кальция прослеживается лишь спорадически и на ограниченных площадях. С мезозоя происходит минералогическая перестройка скелетного карбоната. Кальцитовые скелеты начали уступать место арагонитовым. Организмы с арагонитовым скелетом оказались значительным фактором выноса из океанической воды скандия.

Определенные сдвиги произошли в характере накопления $C_{орг}$. Это хорошо можно проследить на примере истории сланцевых отложений, богатых сапропелевым органическим веществом. В докембрии известно не менее восьми эпох накопления этого вещества. В фанерозое, в отличие от докембрия, продолжительность которого в 6,5 раз больше фанерозоя, отмечено не менее 20 эпох интенсивного накопления сапропелевого органического вещества. Таким образом, густота появления эпох накопления органического вещества в фанерозое значительно возрастает. В эти эпохи происходит интенсивное угленакопление. Сам процесс угленакопления носил периодический характер, теснейшим образом связанный с эволюцией растительности, что отражалось на структуре и петрографии углей. В начале палеозоя каменных углей еще не возникало, поскольку наземная растительность как главная материальная база была еще очень скудной. В начале и середине девона развиваются кустарниковые формы псилофитов, а в верхнем девоне и настоящие леса. Появляются первые угольные месторождения. В каменноугольном и пермском периодах в связи с резким прогрессивным развитием растительного мира угленакопление усиливается и дает три максимума. В триасе оно ослабевает, а затем следует три его волны — в юре, мелу и палеогене.

В фанерозое формируются все типы и разновидности осадочных горных пород, известные в настоящее время в молодых разрезах горных систем. Следуя формулировке Н. М. Страхова, фанерозойский этап осадкообразования можно определить как двустадийный **закисно-окисный, углисто-карбонато-галогенный**, протекающий под сильным не только косвенным, как это было раньше, но и непосредственно прямым воздействием живого вещества.

Все имеющиеся данные об эволюции осадочных пород, которые прослеживаются от наиболее древних эпох до настоящего времени, свидетельствуют о **необратимом** ее характере, что наиболее **глубоко было обосновано в работах Н. М. Страхова. Она осуществлялась во взаимодействии с веществом атмосферы, гидросферы.**

живого вещества и коренных исходных изверженных горных пород. В ходе эволюции увеличивается масса стратисферы, уменьшаются площади выходов магматических пород в пределах водосборов и соответственно вынос эффузивного материала в осадочные комплексы. Происходит все больший отрыв магматических пород — основных источников питания осадочным материалом древних бассейнов седиментации — от самих бассейнов седиментации. Литогенез стремится к развитию по замкнутому циклу, когда отложение более молодых пород происходит за счет материала более древних осадочных пород.

В ходе эволюции усиливается дифференциация осадочного материала. Осадочные породы все более очищаются от растворимых компонентов, уносимых безвозвратно в океан. Происходит относительное обогащение осадочных пород алюмокремниевым компонентом и летучими.

Возникновение и становление биосферы привело ко все возрастающей геохимической роли живого вещества. В течение геологического времени литогенез постепенно превращался в процесс все более и более биогеохимический. Таким образом, общая тенденция в эволюции осадочной оболочки Земли заключалась 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.

Глава 8

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

ПРОЦЕССЫ ВЫПЛАВЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ

Процессы выплавления различных порций мантийного материала приводят к формированию различных по составу магм, которые определяют состав коры планеты и определенных категорий магматических горных пород. В то же время следует отметить, что наиболее легкоплавкие расплавы для любого состава Земли находятся в системе $Fe - FeS$ независимо от того, была Земля во время аккумуляции холодной или горячей. По-видимому, в настоящее время наиболее правдоподобным является представление В. Рама-Мурти о том, что ядро Земли в его современных очертаниях образовалось как результат термального состояния планеты во время аккреции или вскоре после нее. Ранние стадии развития Земли не фиксированы в каменной геологической летописи, по которой успешно восстанавливается геологическая история. Даже самые древние горные породы с возрастом около 4 млрд. лет — продукты значительно более поздних событий, наступивших после формирования самой планеты.

Однако, по данным геохимии и космохимии, мы можем считать, что ранние стадии развития Земли ознаменовались процессом ее

общепланетарной химической дифференциации, которая привела к завершению формирования внешнего ядра и обволакивающей его первичной мантии. Образование алюмосиликатной коры океанического и континентального типов относится к более позднему событию, связанным с физико-химическими процессами в самой мантии. Модель ранней физической и химической истории Земли может быть основана на следующих соображениях.

1. Образование ядра происходило в первые 100 млн. лет аккреции Земли при фазовом равновесии с твердой силикатной мантией.

2. В состав ядра вошли главные компоненты — Fe, Ni и S и в меньшем количестве другие химические элементы.

3. Во внешней зоне Земли (первые несколько сотен километров) содержание сидерофильных элементов Ni, Co, Cu, Au и Re обычно выше ожидаемого при равновесной сегрегации железа, опустившегося в недра планеты.

4. Земная кора и верхняя мантия относительно обогащены некоторыми тугоплавкими элементами, такими, как Ba, U, Th, TR, и бедна щелочами.

Согласно представлениям В. Рама-Мурти, такую модель ранней истории Земли можно создать, если допустить, что после разделения первозданной планеты на ядро и мантию следовала дальнейшая аккреция вещества на внешних оболочках Земли, а средний состав этой поздней стадии радикально отличался от состава вещества первой аккреции.

В связи с адиабатическим сжатием, первичным нагревом от ударов падающих частиц, радиогенным нагревом от ныне сохранившихся и быстро вымерших радиоактивных изотопов ^{247}Pu , ^{247}Sm , ^{129}I и др. происходило быстрое повышение температуры и материал верхней мантии начал избирательно плавиться. В верхних горизонтах первичной мантии выплавлялись обогащенные летучими определенными силикатными фракциями, что привело к образованию базальтовой магмы и впоследствии коры океанического типа. Однако сам процесс выплавления как первый шаг химической эволюции Земли протекал сложно. Состав продуктов плавления зависел от интенсивности и глубины выплавления материала. В настоящее время состав

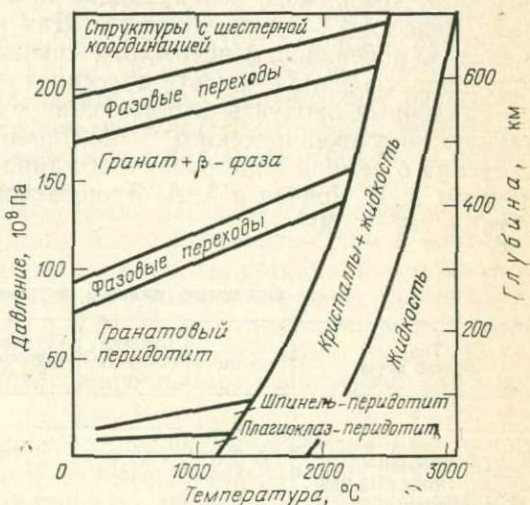


Рис. 34. Схематическая фазовая диаграмма для перидотита по различным источникам с экстраполяцией в область высоких давлений [50]

магм как функция глубины выплавления их материала из мантии является эмпирически установленным фактом.

В целом плавление материала зависело от температуры и давления. Схематическая фазовая диаграмма для мантийного перидотита представлена на рис. 34. Она построена на основании многих источников со значительной экстраполяцией в область высоких давлений. Магмы как подвижные силикатные системы, обогащенные летучими, могут возникать двумя путями.

Первый путь заключается в полном или почти полном плавлении ранее существовавших пород. Наиболее важным исходным материалом для расплавов служат низкоплавкие коровые породы — глинистые сланцы и граниты, либо горные породы мантии при таких высоких температурах, что независимо от состава пород вещество находится в состоянии, близком к плавлению.

Второй путь выражается в частичном плавлении, при котором низкоплавкие жидкие фракции отделяются от нерасплавленного твердого остатка (рестита). Это процесс, обратный фракционной кристаллизации.

Среди мантийных магм как продуктов выплавления ее материала Н. Л. Добрецов выделяет две основные группы:

1) коматииты, пикриты, оливиновые толеитовые базальты (океанические и континентальные), возникшие при повышенной степени плавления в мантии (более 10%) и дифференцированные от пикрита до базальта при отделении преимущественно оливина. Ввиду высокой степени плавления эти расплавы будут бедны летучими;

2) щелочные магмы (особенно калиевые базальты), мелилитовые базальты, кимберлиты, дифференцированные щелочно-ультраосновные комплексы, возникающие при малой степени выплавления (менее 5%) из астеносферы. Для их образования и продвижения к поверхности необходим специальный флюидный режим или процессы типа фильтр-прессинга.

Различные продукты выплавления мантии создали алюмосиликатную кору океанического и континентального типов. Основные сведения о земной коре различного типа и химическом составе, по данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1976 г.), представлены в табл. 49 и 50.

Таблица 49

Основные данные о земной коре

Типы земной коры	Объем, 10^6 км ³	Средняя мощность, км	Средняя плотность, г/см ³	Масса, 10^{24} г	Массовое содержание, 10 ⁻⁴ %	
					6	7
1	2	3	4	5	6	7
Континентальный	6 500	43,6	2,78	18,07	6,3	1,6
Субконтинентальный	1 540	23,7	2,79	4,30	5,7	1,5
Океанический	2 170	7,3	2,81	6,09	0,45	0,26
Земная кора* в целом	20 210*	20,0	2,79	28,46*	5,0	1,3

* Для земной коры в целом в графах 2 и 5 даны суммарные значения, в графах 3, 4, 6, 7 — средние.

Химический состав земной коры

Компоненты	Массовое содержание компонентов, %			
	Типы земной коры			Земная кора в среднем
	континентальный	субконтинентальный	океанический	
SiO ₂	57,23	56,88	48,71	55,24
TiO ₂	0,71	0,73	1,40	0,86
Al ₂ O ₃	14,46	14,43	14,90	14,55
Fe ₂ O ₃	2,36	2,37	2,64	2,42
FeO	5,41	5,64	7,37	5,86
MnO	0,132	0,136	0,245	0,157
MgO	4,77	4,97	7,42	5,37
CaO	6,98	7,14	12,19	8,12
Na ₂ O	2,40	2,39	2,58	2,44
K ₂ O	1,98	1,90	0,33	1,61
P ₂ O ₅	0,159	0,160	0,224	0,173
C _{орг}	0,08	0,07	0,05	0,07
CO ₂	1,48	1,37	1,35	1,44
SO ₃	0,115	0,106	—	0,089
S _{шир}	0,083	0,083	0,055	0,077
Cl	0,043	0,040	—	0,033
F	0,033	0,031	0,020	0,030
H ₂ O	1,57	1,56	1,05	1,46

Средний состав пород континентального типа коры (гранулит-базитовой + гранит-метаморфической + осадочные слои), по всей вероятности, отражает состав исходного материала до анатексиса и разделения коры на слои. Состав континентальной коры близок к андезиту, насыщенному водой. Результаты экспериментальных исследований по плавлению модельных систем в присутствии воды позволили прийти к выводу, что из недифференцированной мантии, богатой водой, будут выплавляться андезито-дацитовые расплавы. Базальтоидные расплавы, образующие материал океанической коры, оказываются более характерными для сухой мантии, т. е. для более глубоких ее горизонтов.

На ранних этапах развития Земли дегазация и плавление верхних слоев мантии происходили более интенсивно, чем в последующее время. Но если первичная кора и гидросфера образовались почти одновременно, то естественно, что формирование коры совершалось в присутствии избытка H₂O. В материале первичной коры мощностью 20 км содержание H₂O составляет около 9%, а CO₂ — менее 1%. Эти данные близки предельному насыщению для кислых магм.

Современные геохимические и петрологические данные лучше всего согласуются с моделью раннего формирования алюмосиликатной коры путем выплавления из первичной недифференцированной мантии некоторых легкоплавких компонентов в присутствии избытка H₂O. Последующая осадочная и метаморфическая дифференциация (при большой роли процессов анатексиса) приве-

ли к разделению первичной континентальной коры на гранито-базитовый и гранито-метаморфический слои. Образование океанической коры, лишенной гранито-метаморфического слоя, происходило путем обновления и регенерации древней базитовой коры, возникшей в процессе массового толент-базальтового вулканизма.

Современная земная кора является продуктом длительного развития нашей планеты и представляет собой чрезвычайно гетерогенную оболочку. Строение коры косвенно отражается в глобальном рельефе ее поверхности. Со времени построения физической карты земного шара была замечена резкая асимметричность ее поверхности. В. И. Вернадский неоднократно подчеркивал асимметричное строение земной коры как очень важную общую характеристику нашей планеты. Разделение планетарного рельефа на две основные области — океаническую и континентальную — становится очевидным при сравнении полушария, занятого Тихим океаном, с противоположным полушарием. Площадь тихоокеанского полушария (165 млн. км²) превышает площадь всех континентов, вместе взятых (149 млн. км²). Дно океанов и континенты — это структуры главного планетарного значения. Они отличаются друг от друга строением, химическим и петрографическим составом и, наконец, ходом истории геологического развития.

Континентальная кора является продуктом резкой дифференциации мантии и значительно больше обогащена кремнеземом, чем кора океанического типа. Океаническая кора тоньше континентальной (см. табл. 49), в ней развит базальтовый магматизм, отчетливо проявляемый в центральных частях Тихого океана. Установлено, что составы базальтов океанического и континентального полушарий различаются. Океанические базальты представлены толентами, для которых характерно резкое обеднение щелочными (например, К) и всеми редкими литофильными элементами. Они могут рассматриваться в качестве весьма примитивных магматических пород, возникших при выплавлении из океанического сегмента мантии Земли.

Локализация континентальных гранитоидных масс в одном из полушарий Земли указывает на то, что процесс первоначальной дифференциации имел определенную одностороннюю направленность в пространстве. Учитывая, что самые древние участки земной коры на континентах имеют возраст около 4 млрд. лет, нетрудно заключить, что односторонняя направленность процесса дифференциации мантии началась давно и имеет определенное отношение к самому процессу формирования первичной мантии. Иначе говоря, асимметричный лик Земли определился довольно глубинными геологическими процессами, которые совершались на самых ранних стадиях истории планеты. Разделение первоначально однородных слоев верхней мантии Земли на континентальную и океаническую части началось около 4 млрд. лет тому назад и продолжалось в последующее геологическое время.

Расщепление материала первичной мантии при ее частичном плавлении происходило таким образом, что первыми переходили в расплав наиболее легкоплавкие компоненты, обогащенные ле-

тучими. Исходя из опытов А. П. Виноградова и его сотрудников по зонной плавке материала хондритовых метеоритов, можно предположить, что процесс выплавления и дегазации такого материала приводит к разделению данной системы на базальтовое вещество с летучими в качестве легкоплавкой фракции и дунит в качестве тугоплавкого остатка.

Происхождение первичной земной коры можно представить себе как процесс выплавления легкоплавких фракций в верхних горизонтах мантии приближенно углисто-хондритового состава в результате мощного притока радиогенного тепла. Легкоплавкая фракция первичной мантии чаще всего приобретала состав базальтовой магмы. Обогащаясь летучими компонентами, она поднималась вверх, постепенно обволакивая поверхность Земли сплошным базальтовым слоем. Такое представление отчасти согласуется с геологическими данными для докембрия, указывающими на то, что состав древних участков земной коры с возрастом свыше 2,5 млрд. лет очень близок к составу океанической коры — базальтового слоя. Они образуют так называемые докембрийские «зеленокаменные ядра» материков, наиболее отчетливо выраженные в Северной Америке, Южной Африке и Австралии. Следовательно, эти данные подтверждают довольно распространенное мнение, что исходным веществом огромного разнообразия горных пород явилась именно базальтовая магма.

Для понимания процессов рождения подобной магмы большое значение имели обобщенные в 1968 г. (опыты Д. Грина и А. Рингвуда), по определению температур плавления горных пород различного происхождения при относительно высоких давлениях. Ими было показано, что при давлениях около $30 \cdot 10^7$ Па кривая плавления обычных горных пород имеет перегиб с минимумом у андезита, температура плавления которого на 100°C ниже температуры плавления базальтов или гранодиорита. Следовательно, при давлении порядка $30 \cdot 10^8$ Па и температуре около 1300°C должна выплавляться магма андезитового состава как наиболее легкоплавкая фракция силикатного материала в данных условиях.

Природа базальта и механизм его отделения от верхней мантии еще недостаточно ясны. Японские исследователи И. Куширо и Х. Куно на основании определения глубин зарождения магмы по сейсмическим данным показали, что состав базальта зависит от глубины выплавления его магмы. Экспериментальные исследования К. Ито и Г. Кеннеди подтвердили наличие зависимости состава магмы от глубины выплавления в мантии. Д. Грин и А. Рингвуд оценили глубины выплавления магм разного состава. Так, толеит выплавляется на глубинах 35 км, а оливиновый щелочной базальт — до 60 км. Однако точные данные о глубинах выплавления базальтов различного типа отсутствуют. По мнению В. П. Петрова, наиболее правильным является представление о постепенном изменении андезитового минимума температур плавления в сторону более основных составов при увеличении давления [18]. Экстраполяция имеющихся данных, правда, довольно ограниченных, указывает на то, что «базальтовый минимум» приходится, наиболее

вероятно, на давления (70—80) · 10⁸ Па, что соответствует глубинам порядка 200—250 км.

Новым и очень важным результатом последних петрологических исследований является признание принципа эвтектоидности («низкоплавкости») основной магмы, аналогичной кислым магмам. Это позволяет все закономерности, выявленные при генерации кислых магм в гнейсо-мигматитовых толщах, распространить на области генерации основной магмы, которые находятся вне наблюдений. Как кислая, так и основная родоначальные магмы в условиях высоких давлений, господствующих в очагах их генерации, являются наиболее легкоплавкими жидкостями и поэтому находятся в равновесии с вмещающими твердыми составляющими. Вывод этот остается справедливым независимо от состава вмещающих твердых веществ. Основной магмообразующий процесс заключается в селективном плавлении, тогда как дифференциация может происходить только как местное явление в процессе остывания магмы в интрузивной камере, где возникают неравновесные условия и связанные с ними возможности разделения первоначально однородной магмы. Учитывая вышеизложенное, можно полагать, что основные представления современной петрологии могут быть перенесены в далекое геологическое прошлое для выяснения факторов химической эволюции земной коры и верхней мантии.

ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ

Поскольку мантия Земли выделяла свои продукты в верхние горизонты планеты, создавая верхние геосферы, то естественно, что состав ее менялся в ходе времени. В связи с этим возникает проблема: какой объем мантии оказался затронутым вертикальной химической дифференциацией. Оценка степени дифференциации производилась рядом авторов геохимическим путем на основании данных о распространении элементов в коре и мантии Земли, учитывая также данные по хондритовому распространению элементов. При этом допускалось, что распространенность элементов в первичной мантии была равной их распространенности в хондритах.

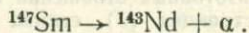
В качестве показателей степени дифференциации мантии были выбраны в первую очередь радиоактивные элементы. Они распределены вдоль радиуса Земли неравномерно. Вся совокупность геохимических данных по радиоактивности земных, лунных горных пород и метеоритов привела к одному неоспоримому выводу, который был сформулирован еще Р. Стреттом на заре радиологических исследований горных пород: радиоактивность сосредоточена в верхних слоях Земли и убывает с глубиной. Наиболее радиоактивна алюмосиликатная кора Земли, в значительно меньшей степени радиоактивна мантия. Такой характер распределения, естественно, относится также к элементам, геохимическим близким к Th, U и K. Следовательно, данные по радиоактивности указывают на химическое расслоение Земли.

Для обеспечения наблюдаемой радиоактивности земной коры

можно допустить, что среднее содержание урана в ней равно примерно $3 \cdot 10^{-4}\%$. При этом в мантии оно уменьшается и становится равным его содержанию в дунитах, если при расчете допустить, что первоначальная радиоактивность мантии равна радиоактивности $10^{-5}\%$, что соизмеримо со средним содержанием урана в хондритах. Соответствующие расчеты были выполнены Л. Аренсом в 1953 г. для калия в ультраосновных породах и каменных метеоритах. Результаты расчетов показали, что земная кора с наблюдаемым для нее содержанием калия выедлилась из 10^{27} г материала Земли. Подобные расчеты для ряда других химических элементов были произведены А. П. Виноградовым (1953 г.). Несмотря на приближенность этих расчетов, мы можем все же сделать вывод, что химической дифференциации подверглась в прошлые геологические эпохи не вся мантия, а только ее внешняя часть, составляющая примерно 1/4 ее общей массы.

В результате геохимических процессов из мантии в земную кору попали типичные литофильные элементы и преимущественно те, ионы которых имели большие размеры. Распространенность некоторых редких элементов с большими ионными радиусами в континентальной коре по сравнению со средней распространенностью для всего земного шара в целом представлена на рис. 35. Можно заключить, что определенная часть мантии, из которой образовались континенты, становится обедненной литофильными элементами с большими ионами, но более ободнена Rb, K, U, Pb, Th, чем Sr, Nd, Sm.

На химическую природу мантии и тенденцию ее химической эволюции указывают определенные изотопные отношения в породах земной коры и метеоритах. В данном случае значение имеют отношения изотопных пар — отношения радиогенного изотопа к нерадиогенному: $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$; $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Pb}$; $^{208}\text{Pb} : ^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd} : ^{144}\text{Nd}$. Особое значение для выяснения глубинных процессов в мантии имеет отношение $^{143}\text{Nd} : ^{144}\text{Nd}$, которое возрастает в ходе геологического времени во всех природных системах, содержащих редкоземельные элементы. Неодим-143 образуется в результате радиоактивного распада самария-147.



Радиоактивный ^{147}Sm распадается очень медленно с периодом полураспада 106 млрд. лет. Отличительной особенностью данного процесса является то, что оба элемента являются редкоземельны-

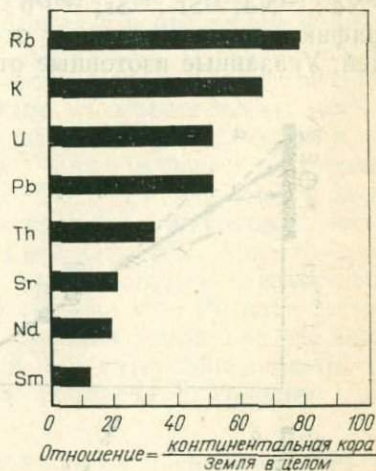


Рис. 35. Распространенность некоторых редких элементов с большими ионными радиусами (по С. Тейлору)

ми, обладающими чрезвычайно близкими геохимическими свойствами. Группа редкоземельных элементов встречается во всех породах и минералах, и ее поведение в планетарных процессах представляется достаточно четко. Кроме того, самарий и неодим имеют также свойства, которые резко отличают их от других изотопных пар, ранее использованных в геохронологии, таких, как $U - Pb$, $Th - Pb$, $Rb - Sr$. Поэтому они более надежны для выяснения земной эволюции. Система $Sm - Nd$ представляет собой первый геохронометр, для которого геохимия родоначального изотопа и дочернего продукта хорошо известна. Это определяет непосредственное использование их в большей степени в качестве геохимических трасеров, чем чисто геохронологических указателей. Система $Sm - Nd$ как геохронометр дает возможность решать некоторые геохимические вопросы.

Уникальность информации по $Sm - Nd$ может быть показана при сравнении ее с другими изотопными геохронометрами. На рис. 36 представлена зависимость между возрастом и изотопными соотношениями в разных природных системах. На оси ординат отложены отношения радиогенного изотопа к нерадиогенному: $^{143}Nd : ^{144}Nd$; $^{87}Sr : ^{86}Sr$; $^{206}Pb : ^{204}Pb$. На шкале времени на каждом графике приведен возраст от современного момента по убывающей. Указанные изотопные отношения возрастают в ходе геологи-

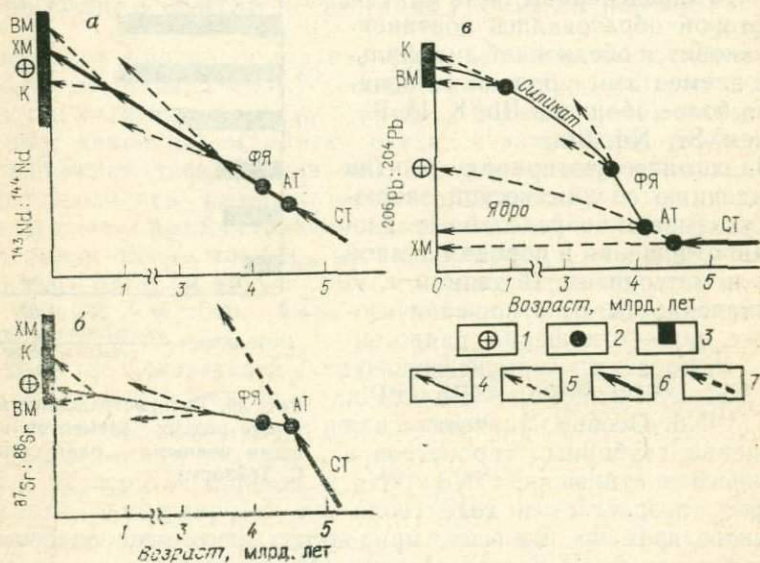


Рис. 36. Графики изменения изотопных отношений во времени для неодима (а), стронция (б), свинца (в):

1 — Земля как планета; 2 — переломные этапы дифференциации вещества; 3 — пределы колебаний изотопных отношений; 4 — изменение изотопных отношений в отдельных оболочках Земли; 5 — то же, в более дробных подразделениях; 6 — генеральные пути эволюции изотопного состава; 7 — экстраполяция в область смешанного материала. СТ — солнечная туманность; ФЯ — формирование земного ядра; ВМ — верхняя мантия; К — континентальная кора Земли; ХМ — хондритовые метеориты [34]

ческого времени в результате накопления от распада радиоактивного изотопа. Величина накопления радиогенного изотопа увеличивается пропорционально распространенности радиоактивного родоначальника. Изменение наклонов эволюционных линий на рисунках определяется химическим фракционированием материнского и дочернего элементов. В качестве примера можно указать на рис. 36, в, где наклон эволюционных линий пропорционален отношению $^{238}\text{U} : ^{204}\text{Pb}$. На начальной стадии в солнечной туманности (СТ) это отношение было очень низким, так что для этого времени эволюционная кривая имеет слабый наклон. При конденсировании туманности уран поступает в более ранние конденсаты как элемент тугоплавкий, а свинец концентрируется в более поздних (сульфидных) конденсатах. Так, по Л. Гроссману, при остывании газа солнечного состава U и Th будут конденсироваться при температурах выше 1350 К, в то время как менее тугоплавкий Pb — при температуре около 520 К. Если Земля возникла перед тем как Pb полностью конденсировался, то материал планеты будет иметь отношение U : Pb более высокое, чем в солнечной туманности. Дальнейшее фракционирование U от Pb могло произойти в результате формирования ядра (ФЯ). При этом будет иметь место тенденция проникновения Pb в виде сульфида в повышенном количестве во внешнее ядро Земли, в то время как U удаляется из ядра. В результате возникают два соотношения U : Pb : высокое в силикатной оболочке и низкое в ядре. Соответственно, магматические процессы в силикатной мантии могут привести к образованию продуктов с большим или меньшим отношением U : Pb. Современные значения $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Pb}$ для земной коры (К), верхней мантии (ВМ), Земли в целом и хондритового материала (ХМ) показаны для времени $T=0$. Отметим при этом, что значение отношения U : Pb Земли в целом остается неизвестным.

Из сказанного выше следует, что система U — Pb дает весьма точную информацию о времени формирования Земли и ее для ядра, но оказывается менее чувствительной для датировки времени отделения коры от мантии ввиду малого изменения отношения U : Pb в этом процессе.

Система Rb — Sr несколько отличается от предыдущей. Рубидий существенно более летучий, чем стронций в условиях, господствующих в первичной солнечной туманности. Вследствие этого в составе Земли отношения Rb : Sr в 10 раз меньше, чем на Солнце. Расслоение материала во время образования ядра не отразилось на этом отношении, но магматические процессы приводят к фракционированию Rb и Sr. Эволюционные линии на рисунке являются почти прямыми, поскольку период полураспада Rb очень велик.

Система Sm — Nd отличается от рассмотренных выше тем, что оба эти элемента конденсируются совместно из солнечной туманности ввиду близости космохимических и геохимических свойств. В период формирования ядра их фракционирования также не происходит. Система Sm — Nd позволяет хорошо изучить процессы магматической дифференциации, вне зависимости от сложных

путей формирования самих магматических горных пород. Отношение $^{143}\text{Nd}:^{144}\text{Nd}$ для Земли в целом достаточно четко установлено на основании анализа хондритовых метеоритов в 1980 г. Природа отношения $^{143}\text{Nd}:^{144}\text{Nd}$ в верхней мантии и континентальной коре представлена на рис. 36, а. С помощью отношения $^{143}\text{Nd}:^{144}\text{Nd}$ можно вычислить объем мантии, сформировавшей кору.

Изменение отношения $^{143}\text{Nd}:^{144}\text{Nd}$ в океанических вулканических породах, значительно более молодых, чем породы континентальной коры, указывает на ее изменение и в верхней мантии, поскольку вулканические породы возникли из магмы самой мантии. Большинство полученных данных по отношениям $^{143}\text{Nd}:^{144}\text{Nd}$ с учетом возраста пород совпадает с эволюционной кривой, которая характерна для среднего материала хондритов. Это свидетельствует о том, что отношение $\text{Sm}:\text{Nd}$ в мантии и, по-видимому, в Земле в целом по существу равно среднему для хондритовых метеоритов с точностью до $\pm 2\%$. Тем самым подтверждается тесная связь между хондритами и хондритовой моделью Земли. Изотопные данные для пород древнее 2000 млн. лет также указывают, что мантия начала развиваться от однородного состава. Основные изверженные породы — базальты и габбро имеют петрологические и геохимические характеристики, которые вполне согласуются с происхождением их магм из разных горизонтов мантии. Однако силикатные — кислые породы, такие, как граниты и гранодиориты, по аналогичным характеристикам противоречат их происхождению непосредственно из мантии. Они являются главными составными частями континентальной земной коры.

На рис. 37 представлена графическая зависимость между отношением изотопов $^{143}\text{Nd}:^{144}\text{Nd}$ и возрастом древних горных пород. Она показывает, что эти древние породы возникли из источника с первичным отношением $^{143}\text{Nd}:^{144}\text{Nd}$, характерным для хондри-

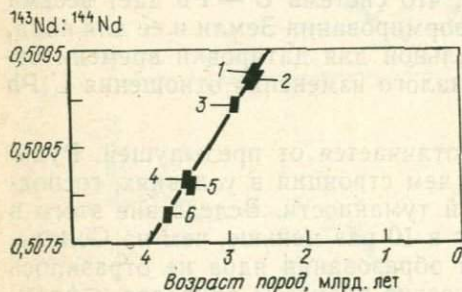


Рис. 37. График зависимости отношения $^{143}\text{Nd}:^{144}\text{Nd}$ от возраста древних пород:

1 — Монроу, Онтарио; 2 — формация Булавава, Зимбабве; 3 — Льюисский комплекс, Шотландия; 4 — Варравуна, Западная Австралия; 5 — Онвервайт, Южная Африка; 6 — Исуа, Гренландия [45]

тов — материала первичной мантии планеты. На основании изучения системы $\text{Sm}—\text{Nd}$ в метеоритном материале была построена эволюционная кривая, соответствующая отношению $\text{Sm}:\text{Nd}$, равному 0,31. То обстоятельство, что данные для земных горных пород с возрастом свыше 2,5 млрд. лет находятся на одной линии (см. рис. 37), определенно указывает, что источник ранней земной коры и мантии в целом имел отношение $\text{Sm}:\text{Nd}$, ничем не отличающееся от космической распространенности. Кроме того, эти дан-

ные свидетельствуют об отсутствии континентальных пород древнее, чем Исуа в Гренландии. Величины возраста и первичные неодимовые изотопные отношения для группы Онвервайт в Южной Африке (3,54 млрд. лет), группы Варравуна в Западной Австралии (3,56 млрд. лет), Льюисского комплекса Шотландии (2,92 млрд. лет) и Булаваянской формации в Зимбабве (2,64 млрд. лет). Приведенные цифры совпали с величинами возраста по данным рубидий-стронциевого и свинцово-изотопного методов, полученных для тех же формаций.

Модели изотопных отношений, охарактеризованные Р. О'Нисом, П. Гамильтоном и Н. Ивенсенем [45], допускают продолжительную дифференциацию такого типа, когда вынос материала из мантии убывает одновременно с уменьшением внутреннего радиогенного тепла Земли. Задержка стабилизации континентального материала 3,8—4,0 млрд. лет, вероятно, является результатом интенсивной рецикличности процессов петрогенеза в ранней истории Земли.

Наиболее важным выводом, вытекающим из построения различных моделей мантии на основе изотопных данных, является то, что не более половины и не менее чем одна треть мантии оказывается обедненной крупными ионами литофильных элементов, которые поступили в базальтовые породы. Эти обстоятельства накладывают большие ограничения на процесс конвекции, который имел место на ранних этапах истории Земли. Трудно построить такую камерную конвективную модель, которая вызвала бы необратимый вынос ряда литофильных элементов из мантии. Часть мантии, включенная в образование коры, оказывается обедненной литофильными элементами с большими ионами.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ

В недалеком прошлом проблема происхождения гранитов была предметом острых дискуссий. Однако в настоящее время положение изменилось. Было признано, что граниты могут быть как палингенного происхождения, возникшие в основном за счет материала осадочного субстрата, так и магматического, возникшие как продукты дифференциации глубинной магмы иного исходного состава. Проблема сейчас состоит в том, чтобы выяснить, какие граниты в истории Земли возникли раньше, а какие занимают большие площади континентальной коры.

Исследования в области геохимии и петрологии показали, что гранитная кислая магма не может выплавляться непосредственно из верхней мантии, или, точнее, может в довольно ограниченном количестве. Наиболее кислые продукты выплавления такого рода представлены андезитами. Не исключена возможность выплавления еще более кислых веществ, но в небольших количествах. Эти обстоятельства приводят к выводу, что кислые магмы гранит-риолитового типа возникают из другого источника. Согласно многочисленным петрологическим, геохимическим и геофизическим ис-

следованиям, гранитная магма связана с алюмосиликатной корой, а базальтовая — с процессами в мантии. Отмечается различная глубина зарождения гранитной и базальтовой магм. Допускается, что очаги гранитной магмы не опускаются ниже уровня развития амфиболитовой фации метаморфизма, который в раннем докембрии находился на глубинах в пределах 1—3 км, а в современную эпоху — в пределах 12—18 км. Глубина же формирования базальтовой магмы изменяется от 100 до 200 км. Температура гранитной магмы не выше 800°C, а базальтовой около 1300°C.

Судя по геологическим данным, процесс гранитообразования начался где-то на рубеже 3600—3800 млн. лет, но был он экзотическим. Локализация первичных гранитоидов в значительной мере определяла ядра современных континентов. К рубежу 2600 млн. лет тому назад мощность континентальной части земной коры выросла настолько, что гранитообразование становится обычным геологическим процессом.

Наиболее древние участки земной коры с возрастом 3600—3800 млн. лет имеют весьма ограниченное распространение. Они сложены преимущественно материалом гранитного состава, как об этом свидетельствуют данные табл. 11. Естественно, что в связи с этим возникает проблема первичных гранитов. Прямое отношение к решению этой проблемы имеют результаты геохимических исследований раннедокембрийских пород Западной Гренландии района Исуа, полученные Р. О'Нионсом и Р. Панкурстом [44]. По мнению этих авторов, гранитоидный слой коры имеет вторичное происхождение, и только очень небольшая его часть могла существовать ранее примерно 4 млрд. лет тому назад. Самая ранняя гранитная кора, или точнее ее зародыши, насколько это удастся проследить по древним разрезам Западной Гренландии, состоят из тоналитовых пород и немногих гранито-гнейсов, возникающих совместно с вулканогенно-осадочной суперкристальной толщей путем многократных процессов дифференциации. Важным оказывается то обстоятельство, что геохимические данные о распределении редких элементов находятся в противоречии с концепцией прямого происхождения родоначальной магмы материала ортогнейсов из ранней мантии. Тоналиты и граниты возникли из химически более вторичного источника, представленного зеленокаменными вулканогенными образованиями основного состава. Петрогенетическая модель зеленокаменных вулканогенных толщ, возникших непосредственно из верхней мантии, представляется наиболее вероятной. Эта модель согласуется с исследованиями толент-дацитового магматизма в ранней докембрийской коре, проведенными Ф. Баркером и С. Петерманом (1974 г.), и экспериментальными данными С. Штерна и др. (1975 г.) по получению кислых выплавов в перенасыщенной водой системе основного состава при давлении $35 \cdot 10^5$ Па.

В 1928 г. Н. Боуен выдвинул идею о происхождении гранитной магмы путем селективного плавления базальтового материала. В сборнике, посвященном его памяти, вышедшем под редакцией

Г. Иодера [50] и составленном видными американскими исследователями, приведена дополнительная аргументация на основе новейших петрологических данных в пользу такого заключения. Таким образом, в свете современных данных, первичные граниты земного шара возникли как продукты выплавления древних базальтовых покровов, или, во всяком случае, магматических пород основного состава. В этом отношении большой интерес представляет древний разрез в Миннесоте (США), где так называемые гнейсы Мортон оказались пироксен-амфиболитовыми реликтами древних толщ; они возникли около 4000 млн. лет тому назад и представляли собой останки сильно перемытых пород фундамента, инъецированных и прорванных гранитным материалом, возраст которого около 2,8 млрд. лет.

Однако значительная часть докембрийских гнейсовых и гранито-гнейсовых массивов возникла за счет материала древних осадочных толщ палингенным путем. Так, исследования в области геохимии изотопов показали резкое различие изотопного состава кислорода в породах разного генезиса и близость кислорода целого ряда гранитов к кислороду осадков и осадочных пород в целом. Была обнаружена неравномерность изотопного состава кислорода метаморфических пород, в частности мигматитов, кислород кварца которых значительно тяжелее кислорода гранита, биотита и магнетита. Дополнительно следует заметить, что изотопный состав водорода и кислорода воды, выделенной из некоторых гранитов, в точности совпадает с изотопным составом атмосферных вод.

В многочисленных обнажениях горных пород раннего и среднего докембрия можно видеть, что в процессе их формирования имела место длительная эволюция генерированной на месте палингенной магмы, что происходило при блоковом подъеме отдельных участков земной коры.

Какая-то часть осадочного субстрата, необходимого для дальнейшего формирования палингенных гранитов, должна была предварительно пройти химическую эволюцию в сторону химического состава самих гранитов. Если первичные осадки произошли за счет разрушения материала (базальтового) основного состава, то они должны были в целом отражать этот состав. Для того чтобы первичные осадки стали наиболее благоприятными для формирования гранитов в процессе ультраметаморфизма, необходим вынос из них Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , что принципиально могло осуществляться в раннедокембрийской биосфере Земли при скудном количестве свободного кислорода. Эти элементы могли безвозвратно выноситься в область океанического (тихоокеанского) сегмента планеты. Таким образом, гранитная магма в данном случае оказывается закономерным порождением рециклированного осадочного материала, которое осуществлялось на определенных геотермических уровнях в геосинклиналях.

Как отмечал А. И. Тугаринов, в геологической истории Земли, охватывающей изученный интервал докембрийского времени, наблюдаются две тенденции в химической эволюции ее континентов

по мере выплавления сиалической коры (точнее — материала сиалической коры). Эти две тенденции заключаются в возрастании содержания SiO_2 и K_2O и уменьшении содержания FeO , TiO_2 , MgO , CaO в земной континентальной коре при относительном постоянстве Al_2O_3 . В настоящее время отмечается как наиболее вероятный двуступенчатый механизм образования земной коры, связанный с двумя стадиями выплавления: одна — базальтов и андезито-базальтов из мантии, вторая — интрузий гранитного состава из застывших базальтов и андезито-базальтов как продуктов их выветривания внутри земной коры. Этот процесс, по существу выражающийся в превращении океанической коры в континентальную, в ходе геологической истории протекал в затухающем темпе. Большая часть гранитов земной коры возникла за счет рециклирования материала осадочной оболочки планеты. Местами это рециклирование было неоднократным.

РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА

Характерной особенностью крупных магматических процессов в истории Земли является их периодичность, связанная с определенными тектоно-магматическими эпохами. Особенно интенсивные магматические проявления и их внешние отражения в виде вулканизма происходили в геосинклинальных областях — областях усиленных тектонических движений, которые впоследствии превратились в складчатые горные области, а после их денудации — в стабильные жесткие области. Длительные этапы погружений ниже уровня моря способствовали образованию осадочных горных пород.

На основании многочисленных измерений возраста магматических горных пород различными радиологическими методами удалось установить геохронологическую последовательность древнейших эпох магматизма. В 1966 г. А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич выделили наиболее распространенные тектоно-магматические циклы докембрия. Они подтвердили ранее высказанное предположение о решающем значении в докембрийской геологической истории эпох магматизма и метаморфизма 1,75—2,0 и 2,5—2,7 млрд. лет назад. 1,75—2,0 млрд. лет назад свекофенско-карельская, или гудзонская эпоха охватывала огромные площади современных докембрийских щитов и древний фундамент платформ северного полушария [28]. Гистограмма распределения возрастных значений на шкале времени по последним данным представлена на рис. 38; отчетливо видны пики, соответствующие кульминациям магматических проявлений.

Современные геохронологические данные и данные по геохимии изотопов указывают на пульсирующий характер магматического процесса во времени. Как отмечает Ю. Д. Пушкарев, порождаемые им этапы глубинного петрогенеза сменяются периодами относительного затишья эндогенной деятельности. По его мнению, наблюдаемая в пределах одного тектоно-магматического этапа последовательность кульминаций в изменении скорости обращения магнитного поля в генерации мантийных магм и коровом гранито-

образовании свидетельствует о том, что энергетический импульс, порождающий общую петрогенетическую активность на каждом из таких этапов, закономерно распространяется из глубин мантии в кору. Указанный процесс прослеживается на протяжении всей геологической истории и продолжается до сих пор.

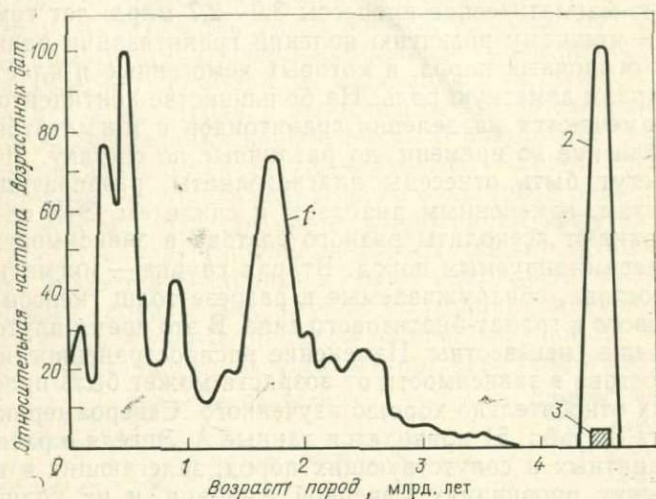


Рис. 38. Гистограмма распределения возрастных значений для изверженных горных пород на шкале времени:

1 — земные породы; 2 — метеориты; 3 — возраст планеты Земли (по Л. Шульцу, 1982)

Согласно геофизическим расчетам, выполненным Е. А. Любимовой и другими специалистами, периодические проявления магматической деятельности крупного масштаба в геологической истории связаны с накоплением радиогенного тепла в пределах верхней мантии. Таким образом, проявления магматической деятельности можно рассматривать в качестве разрядки радиогенного тепла.

Первичная земная кора формировалась в значительной степени за счет базальтового материала, выплавленного из мантии. Однако в ходе геологического времени состав продуктов извержения, за счет которых росла мощность земной коры в континентальном сегменте, менялся. Так, наряду с базальтовыми магмами изливались более кислые андезито-базальты и андезиты. Поступление андезитовых материалов в пределах континентальных областей земной коры приводило к увеличению SiO_2 и уменьшению феррических компонентов, т. е. происходила в известной степени сиализация земной коры с близким к современному составом. Андезиты формировались, вероятно, в иных, чем базальты, горизонтах мантии. Как отметил В. М. Синицын [25], в континентальных сегментах, обладающих глубоко проникающей в мантию активной зоной магматических процессов (тектоносферой), роль кислых продуктов дифференциации мантии андезитов относительно выше, чем в областях океанических сегментов.

Прослеживая общий характер магматических проявлений от наиболее древнего докембрия до настоящего времени, следует отметить одностороннюю направленность угасания ультраосновного и основного глубинного магматизма и эффузивной деятельности во времени и одновременное возникновение и усиление процессов гранитизации.

Тектоно-магматические процессы 3,0—2,7 млрд. лет тому назад привели к мощному развитию явлений гранитизации раннедокембрийских осадочных пород, в которых хемогенные и кластические осадки играли заметную роль. На большинстве континентов в этот период намечаются разделения гранитоидов и мигматитов на две группы, близкие во времени, но различные по составу. К первой группе могут быть отнесены плагиограниты, развивающиеся по амфиболитам, измененным диабазам и спилитам. Эти плагиограниты сохраняют ксенолиты разного состава в зависимости от характера ассимилируемых пород. Вторая группа — мигматиты гранитного состава, обнаруживаемые в разрезе толщ гнейсов биотит-амфиболового и гранат-биотитового типа. В это время плутоны гранитоидов еще неизвестны. Изменение распространенности пород разного состава в зависимости от возраста может быть прослежено в пределах относительно хорошо изученного Североамериканского континента. В табл. 51 приводятся данные А. Энгеля о распространении гранитных и сопутствующих пород, залегающих в крупных геологических провинциях Северной Америки, и их количественные соотношения.

Таблица 51

Распределение пород по возрастным группам

Породы	Массовое содержание пород в провинциях, %				Аппалачская, Тихоокеанская, (0—1,0) × 10 ⁹ лет
	Оз. Верхнее, Вайоминг, Невольничья (2,5—3,2) × 10 ⁹ лет	Черчилл. (1,8—2,5) × 10 ⁹ лет	Центральная, (1,8—1,4) × 10 ⁹ лет	Гренилл. (1,0—1,8) × 10 ⁹ лет	
Основные вулканические	12	6	3	3	5
Кислые вулканические	0,1	0,5	20	4	4
Осадочные	5	18	2	20	46
Перидотиты*	0,1	Следы	Следы	Следы	0,1
Диориты и кварцевые диориты	2	1	0,01	0,01	16
Гранитные**	76	70	70	66	24
Другие породы	4	4	5	6	5

* Типа островных дуг (альпийского типа).

** Включаются также кварцевые монзониты, гранодиориты, кварцевые порфиры и гнейсы.

Существенно иная картина магматизма обнаруживается для интервала времени 2,5—1,75 млрд. лет назад, на рубеже среднего и верхнего докембрия. Накопление мощных толщ песчано-глинисто-

го состава в течение этого времени во многом способствовало активизации процессов гранитизации, что определило формирование крупных гранитоидных тел, охватывающих иногда тысячи квадратных километров. В эту эпоху заметна двухъярусность магматических явлений. В нижнем ярусе отчетливо сохраняются следы гранитизации первичных осадков — процесса возникновения гранитных магм за счет материала осадочных толщ. Среди гранитоидных тел, имеющих полосчатые текстуры, временами сохраняются реликты огнейсованных биотитизированных сланцев с повторяющимися элементами залегания слоистости, указывающими на то, что образование гранитов происходило непосредственно по этим породам без каких-либо существенных перемещений. В результате гранитизации в это время появляются также чарнокиты — кристаллические породы калий-полевошпат-гиперстенового состава, представляющие собой, по всей вероятности, гранитизированные эффузивы основного состава. Наиболее типичными чарнокитовыми провинциями такого рода являются Восточные Гаты (Индия), Побужье (Украина) и др. Однако наряду с максимумом их распространения в среднем докембрии, аналогичные процессы чарнокитизации, но в несколько меньших масштабах, происходили и в другие геологические эпохи:

<i>Район распространения</i>	<i>Возраст, млрд. лет</i>
Побережье Антарктиды	0,50
Хребет Фрейзер, Западная Австралия	1,28
Енисейский край, СССР	1,30 (?)
Украина, СССР	2,05
Беломорье, СССР	2,45
Восточные Гаты, Индия	2,60
Северная Шотландия	2,70
Район Калгурли, Австралия	2,70

По-видимому, это связано с особенностями механизма образования чарнокитов, для которого необходимо сочетание двух условий: распространения эффузивных толщ основного состава и развитие в них процессов гранитизации.

В верхнем структурном ярусе гранитоиды того же возраста, развитые в ядрах геосинклинальных областей, приобретают черты, свойственные плутонам последующих геологических эпох. С формированием подобного рода плутонов во многих местах связано появление монацитоносных интрузий, слагающих целые провинции.

Для развития явлений гранитизации, помимо накопления мощных толщ осадочного материала, необходимо было поступление щелочей и летучих. По мнению некоторых исследователей, они могли поступать из мантии в процессе ее затухающей химической дифференциации, а также путем катионного обмена свежих осадков с морской водой, которая перекрывала осадки. Таким образом, в зону гранитизации поступал «мокрый» материал, никогда не выходящий на поверхность выше уровня моря. Подобные представления были развиты Т. Бартом.

Важной особенностью магматизма этого времени является возникновение первых в геологической истории земной коры интрузивных тел.

зий щелочного состава. Их появление приурочено к концу магматической эпохи среднего докембрия и связано с субплатформенными условиями, возникающими в районах былых складчатых структур. Наряду с распространенными типами щелочных интрузий нефелин-сиенитового и граносиенитового состава к ним близки граниты рапакиви. В отдельных докембрийских районах отмечается пространственная связь подобных интрузий с ультраосновными и основными массивами пород. Этой связи некоторые исследователи (В. И. Лучицкий, Ю. М. Шейнманн, В. И. Герасимовский) придавали большое генетическое значение. В то же время можно было заметить, что щелочные интрузии появляются вслед за образованием карбонатных осадков в среднем докембрии. В ряде случаев тесная связь не только щелочных интрузий, но и щелочных мигматитов (Кишенгарх, Индия) и щелочных региональных метасоматитов (Кривой Рог, КМА на Русской платформе) с карбонатными породами не вызывает сомнений. Весьма возможно, что активизация щелочей при внедрении основных глубинных магм в ряде докембрийских массивов, приводящих к появлению щелочных дериватов, может быть связана с карбонатными толщами на пути проникновения самих магм в верхние горизонты земной коры. Лишь отсутствием карбонатных пород можно наиболее удачно объяснить, почему в нижнем докембрии при столь энергичной деятельности основного и ультраосновного магматизма процессы магматической дифференциации ни разу не привели к возникновению щелочных интрузий. Данные свидетельствуют о том, что щелочной магматизм появляется только в верхнем докембрии и представляет собой систематически повторяющуюся особенность всех более молодых геологических эпох:

<i>Район распространения</i>	<i>Возраст, млрд. лет</i>
Щелочные интрузии района Осло, Балтийский щит . . .	0,23
Щелочные интрузии Хибин и Ловозера, Балтийский щит	0,40
Нефелиновые сиениты, Кишенгарх, Индийский щит . . .	0,58
Интрузии центрального типа, Асбарстах, Горное озеро, Алданский щит	0,65
Марнупольский массив нефелиновых сиенитов, Украинский щит	1,75
Массив Гремяха-Вырмес, Балтийский щит	1,85

Общая история магматизма, смена его характерных особенностей во времени, устанавливаемая по геохронологическим данным, в значительной мере служат подтверждением тесной генетической связи между характером возникающим магматических пород и литологией вмещающих пород, из которых они образовались. Эволюция литогенеза в истории Земли непосредственно влияла на эволюцию магматических процессов, отражая геохимический круговорот вещества в пределах биосферы в непрерывно меняющейся обстановке. А. Б. Ронов впервые сопоставил данные нескольких тысяч силикатных анализов пород осадочно-метаморфического и магматического происхождения и выразил их графически в координатах $Al_2O_3:SiO_2$ и SiO_2 . Оказалось, что в этих

величинах состав обеих групп пород поразительно сходен, что выражается в расположении точек на одной и той же кривой, характеризующей уменьшение алюмо-кремниевого модуля ($Al_2O_3:SiO_2$) от основных пород к кислым. В то же время эта кривая достаточно отвечает наблюдающемуся при осадочных процессах разделению глинозема и кремнезема. В большинстве случаев оправдывается положение Т. Барта о том, что многообразие изверженных пород определяется многообразием осадочных.

Последующее развитие магматизма в позднем докембрии характеризуется в общем его затуханием. Магматогенные эпохи, датируемые 1,4; 1,1—1,0 млрд. лет и 0,70—0,65 млрд. лет, отличаются локальными проявлениями интрузивной деятельности, весьма неравномерно распределенной среди различных материков. В верхнем докембрии происходило своеобразное проявление магматизма на разных территориях. Эпохи магматизма иногда синхронны, но в разных местах тип и интенсивность магматической деятельности сильно изменяются. Так, например, около 1,100—1,0 млрд. лет назад максимум магматической деятельности отмечается в юго-восточной части Канадского щита и некоторых районах Африки, в то время как в европейско-азиатских щитах магматические проявления этого возраста известны лишь в виде отдельных массивов и полей (пегматиты Южной Швеции и Сатпурского пояса в Индии, граносиениты Станового хребта на Алдане и т. д.). Следует отметить, что гренвильский магматизм и метаморфизм на Североамериканском континенте развит в пределах обширного пояса, простирающегося от Лабрадора до Мексиканского залива под чехлом более молодых отложений платформенного покрова.

Самый поздний магматизм верхнего докембрия канангской эпохи пространственно также неравномерен. Максимального развития он достиг в пределах Африки в Мозамбикском поясе. Отмечаются его проявления в Южной Америке, Австралии и Антарктиде. В пределах Азии эта эпоха фиксируется интрузиями центрального типа в восточной части Алданского щита, а также постделийскими интрузиями в Араваллийском поясе северо-западной окраины Индийского щита. На Русской платформе магматизм эпохи развит в пределах Тиманского кряжа.

Таким образом, история магматизма в докембрии разделяется как бы на два этапа: первый охватывает ранний и средний докембрий, характеризующийся относительно равномерным распределением во времени на разных материках; второй — позднедокембрийский период относительного покоя, когда в развитии магматизма преобладает асимметричное распределение его очагов на различных континентах и отмечается несовпадение во времени его максимумов в разных частях света. Этот этап продолжается и в настоящее время. Наиболее важной особенностью магматических пород позднего докембрия и фанерозоя является их преимущественно интрузивное залегание. Во многих разрезах магматические тела оказываются «чужими» по отношению к вмещающим их породам.

На некоторых докембрийских щитах отмечается оживление магматической деятельности в фанерозе. В отдельных случаях это связано с глубокими расколами фундамента и внедрением интрузий центрального типа глубинного происхождения (например, в районе Кольского полуострова на Балтийском щите, или в восточной части Алданского щита). Подобные тела представлены гипербазитами и щелочными магматическими породами, генезис которых связан с процессами в верхней мантии.

В других случаях при значительном погружении осадочных пород в них могут возникать процессы гранитизации, приводящие к становлению гранитных массивов и связанных с ними рудных залежей. Возможно, что эти процессы происходят иногда в нижней части платформенного чехла над поверхностью погребенного кристаллического массива. В пределах стабильных структур земной коры примерно 2 млрд. лет назад формируются плутоны платформенного типа, характеризующиеся отчетливо выраженными контурами при тесной парагенетической ассоциации основных и кислых изверженных пород. В некоторых частях обширных платформенных прогибов образуются магматические тела типа лополитов. Распределение во времени подобных плутонов представлено ниже.

<i>Район распространения</i>	<i>Возраст, млрд. лет</i>
Комплекс Вичита, Оклахома, США	0,55
Габбровый комплекс лополита, Дулут	1,0—1,1
Лополит Садбери, Канада	1,4
Плутоны рапакиви, Балтийский щит	1,65
Рапакиви и гранофировые граниты, Украина, СССР	1,8
Бушвельдский комплекс норитов и красных гранитов, Африка	2,0

Таким образом, в геологической эволюции магматизма отмечаются две основные закономерности. Первая заключается в смене глубинного магматизма мантийного происхождения основного и ультраосновного состава в раннем докембрии, когда он явно доминировал, магматизмом близповерхностным. Состав интрузий второго типа магматизма определялся главным образом составом вмещающих пород, в которых развивались явления гранитизации. Эти явления особенно характерны для интервала времени 2,5—1,75 млрд. лет назад. Вслед за максимумом 2,0—1,7 млрд. лет назад магматическая деятельность идет на убыль, возрождаясь весьма неравномерно на различных континентах в разные тектоно-магматические эпохи. Как отмечает Ю. Д. Пушкарев [6], на основании данных геохимии изотопов около 1,7 млн. лет назад в общем процессе магматической деятельности планеты наблюдается отчетливое изменение, которое проявляется: в уменьшении периода между этапами тектоно-магматической активности и синхронности этих этапов на разных материках; в начале активного формирования неоднородностей источника современных вулканических образований; в отчетливом снижении интенсивности корового гранитообразования.

Вся эволюция магматизма, начиная от древнейшего известного докембрия, характеризуется сменой магматических продуктов, определяемой историей литогенеза осадочных пород. При этом земная кора приобретает непрерывно усиливающуюся гетерогенность, в дальнейшем выразившуюся в неравномерности магматизма в пространстве и времени и сложности процессов рудообразования.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Несомненно, что максимальные концентрации металлов в земной коре, которые приводили к образованию рудных месторождений различного типа и генезиса, были взаимосвязаны с эволюцией процессов магматизма, седиментации и метаморфизма, которые все время усложнялись.

На ранних этапах развития Земли формировались слабо обогащенные металлами, но крупные по объему массы осадочного материала, которые в ходе геосинклинального развития погружались на глубину, подвергаясь анатексису и дальнейшему обогащению. Они в значительной мере послужили источником рудообразования эндогенных месторождений. Все геологические формации и связанные с ними рудные месторождения и рудопроявления можно рассматривать как отдельные этапы большого круговорота вещества (см. рис. 26). Отсюда следует, что процессы дифференциации вещества земной коры и генезис большинства рудных месторождений не могут быть объяснены каким-то единым механизмом. Подход к решению проблем рудообразования с позиций геохимических круговоротов является более широким и объективным, чем ранее предложенные трактовки. Естественно, что при этом отпадает гипотеза о едином источнике металлов при рудообразовании. Как уже ранее отмечалось, принцип циклического развития земной коры устраняет резкое различие между эндогенным и экзогенным рудообразованием, объединяя их в рамках единой теории. Концепция геохимического круговорота элементов позволяет отказаться от абсолютизации первичных и вторичных процессов. В течение длительной геологической истории земной коры ее первоначальный материал неоднократно подвергался существенной переработке внешними и внутренними геологическими агентами, что определяло формирование металлогенических провинций на разных материках земного шара.

Большинство известных месторождений полезных ископаемых так или иначе связано с развитием континентального сегмента земной коры. Непосредственно в пределах океанов, на островах неизвестны какие-либо крупные месторождения полезных ископаемых. Основной тип рудообразования пелагических областей океана, связанный с формированием железомарганцевых конкреций, в данном случае можно не учитывать. Таким образом, в отношении разнообразия рудообразования и металлогении земной шар может быть подразделен на две неравные части: богатую месторождениями континентальную кору и бедную океаническую. Очевидно,

что океаническую кору в пределах океанов мы знаем значительно хуже, чем континентальную, при изучении которой и возникла современная геологическая наука. Однако это обстоятельство едва ли может существенно изменить основной вывод о различной степени дифференциации мантии в океанических и континентальных участках земной коры.

Локализация материковых масс в одном из полушарий планеты свидетельствует о том, что сам процесс дифференциации мантии имел одностороннюю направленность в пространстве. Именно на материках установлены древнейшие участки земной коры с возрастом 3,8—4,1 млрд. лет. Следовательно, процесс сиалического корообразования со всеми вытекающими последствиями в отношении металлогении начался в глубоком докембрии и был связан с дифференциацией ранней Земли. В связи с проблемой древней металлогении необходимо отметить, что особенно интенсивный геохимический круговорот элементов протекал в континентальном полушарии планеты, где возникали мощные осадочные формации. Подавляющая часть гранитов этого полушария возникла в результате гранитизации древних осадочных формаций при усиленном метаморфизме и переплавлении, что происходило во время их погружения до уровней с высокими температурами. Когда в древних геосинклинальных участках развивались орогенные процессы, отложившиеся осадочные толщи явились источником металлов, в значительной степени определяя металлогеническую специализацию интрузий. На одной и той же площади могли возникнуть разновозрастные месторождения. Очевидно, что подавляющая часть известных рудных месторождений связана с участками развития континентальной коры. Исходя из геохимических соображений, можно считать, что геосинклинали, заложившиеся непосредственно в коре океанического типа, будут относительно бедны рудами. Ранние этапы развития Земли в области будущих континентов знаменовались, по-видимому, предварительными подготовительными процессами обогащения металлами, что в значительной степени определяло металлогению раннего докембрия и последующих эпох именно в пределах континентальной коры.

Рудные месторождения раннего докембрия 3,8—2,5 млрд. лет назад, представляющие промышленный интерес, залегают в пределах определенных геологических провинций преимущественно в Северной Америке, Южной Африке, Индии и Западной Австралии. Обширные провинции нижнего докембрия с возрастом свыше 2500 млн. лет известны как древние континентальные ядра. Все эти «зеленокаменные» ядра материков, по химическому составу весьма близкие к океанической коре, характеризуются общими чертами металлогении. В древних зеленокаменных поясах встречаются плутонические медно-никелевые, платино-хром-асбестовые руды. В интрузивах основного-ультраосновного состава, приуроченных к мобильным трогам, встречены колчеданные руды. Встречаются также осадочно-эксталяционные золотоносные руды в железистых формациях и хемогенных осадочных породах. Осадоч-

ные железные руды представлены окисными фациями с низким содержанием золота и сульфидов.

Наличие древних гранито-гнейсов в пределах докембрийских щитов свидетельствует о том, что они возникли при гранитизации, в широком смысле слова, еще более древних вулканогенных пород преимущественно основного состава: в раннем докембрии развитие гранитизации завершилось формированием пегматитов, из которых многие отличаются заметной минерализацией танталом, ниобием, литием и бериллием. К возрастной группе 2,5—2,7 млрд. лет относятся древние пегматиты Канады, Южной Африки, о. Мадагаскар и Западной Австралии. Во время этой эпохи гранитизации возникли определенные блоки земной коры, обогащенные редкими, в том числе и радиоактивными элементами, сосредоточенными в монацитах, уранинитах, браннеритах и других минералах гранитных пегматитов.

В целом огромная эпоха раннего докембрия 3,8—2,5 млрд. лет назад характеризовалась слабой интенсивностью рудопроявлений. Набор полезных ископаемых этой эпохи сравнительно невелик. Наиболее важные в промышленном отношении рудопроявления представлены месторождениями железа, марганца, золота, в меньшей степени — месторождениями хрома и титана в древних анортозитах. Железорудные месторождения представлены полосчатыми железистыми формациями преимущественно киватинского типа. В раннем докембрии в отдельных местах встречаются также полиметаллические месторождения стратиформного типа и вулканогенного образования, типичные представители их встречены на Канадском щите.

К началу среднего докембрия (2,5—1,7 млрд. лет) возникают стабильные платформенные структуры — кратоны. По зонам их обрамления развиваются докембрийские геосинклинали с характерным набором формаций и соответствующим рудонакоплением. Металлогения среднего докембрия значительно богаче и разнообразнее, чем в раннем докембрии. Появляются новые генетические типы рудных месторождений, связанные с образованием первых платформенных структур. Все более заметными становятся проявления жизни в виде остатков органического вещества, влияющие на гипергенные процессы и осадочное рудообразование. Проявляется интенсивная деятельность сульфат-редуцирующих бактерий, определяющая фракционирование изотопов серы в сульфидных и сульфатных формах ее нахождения.

К типичным рудным формациям среднего докембрия относятся формации полосчатых железистых кварцитов — джеспилитов, преимущественно криворожского, итабиритового и таконитового типов, а также формации золотоносных конгломератов, хотя и редко встречающихся, но представленных исключительно богатыми месторождениями золота и урана.

В среднем докембрии начинается геосинклинально-платформенный режим развития земной коры. В стабильных ее участках иногда формируются мощные интрузивные комплексы мантийного

происхождения. Примерами могут служить Бушвельдский комплекс в Южной Африке, а в более позднюю эпоху — комплекс Садбери в Канаде. С этими комплексами связаны месторождения никеля, титана, хрома, меди. Значительная часть месторождений связана с разнообразными магматическими породами. Так, впервые в полуплатформенных условиях формируются щелочные магматические породы и их пегматиты с характерной рудной минерализацией. В эпоху магматизма 2,0—1,7 млрд. лет назад происходят необычайно широкие по масштабам процессы ультраметаморфизма и гранитизации, перерабатывающие древние геосинклинальные толщи, что вызвало перераспределение в них металлов. Это привело к образованию месторождений эндогенного типа в отдельных участках земной коры с характерными особенностями гидротермальных месторождений. Весьма интенсивные проявления магматизма и метаморфизма в эпоху 2,0—1,7 млрд. лет назад снивелировали возраст ранее сформированных рудных месторождений.

В позднем докембрии (1700—600 млн. лет назад) земная кора приобретает сложное строение, что отражается на условиях рудных концентраций как гипогенного, так и гипергенного происхождения. На различных возрастных рубежах позднего докембрия возникает почти весь набор генетических типов месторождений, известных в фанерозое.

В позднем докембрии сформировались обширные платформы и геосинклинали. Геосинклинали развиваются вдоль определенных узких зон и приобретают генетическое разнообразие. Довольно ясно выделяются миогеосинклинальный тип геосинклиналей, который закладывался на древнем основании, и эвгеосинклинальный, развивающийся в поясах глубинных разломов и разграничивающий континентальный и океанический сегменты земной коры. Происходит разрастание платформ за счет приращения к ним орогенных поясов. Эти пояса подвергаются денудации и перекрываются осадочными отложениями во время морских трансгрессий. На Русской, Сибирской, Корейско-Китайской, Североамериканской, Австралийской и Бразильской платформах формируются покровы-чехлы за счет рифейских отложений преимущественно в периферической зонах. Разрастание платформ в позднем докембрии связано с проявлением нескольких тектоно-магматических циклов: Медвежьеозерного (около 1,4 млрд. лет) и Гренвильского (около 1 млрд. лет) в Канаде; Готского и Тиманского по периферии Русской платформы: Байкальского (1,0—1,4 млрд. лет) и Салаирского (0,5—0,6 млрд. лет) в краевых частях Сибирской платформы; Карагве-Анколеанского (1,0—1,2 млрд. лет) и Катангского (0,6—0,65 млрд. лет) на Африканской платформе. К этим поясам приурочены определенные рудные месторождения как осадочного, так и гидротермального генезиса. К ним относятся месторождения меди, свинца, цинка, олова, золота, серебра, кобальта.

В позднем докембрии в отдельных стабильных участках земной коры образуются карбонатиты, обогащенные редкими земля-

ми и торием, связанные с проявлением ультраосновного-щелочного магматизма. В целом ослабевают процессы метаморфизма. Гранитоидные тела в орогенных поясах приобретают все более батолитовую форму. Мантийный магматизм уступает место коровому магматизму в континентальном сегменте земной коры, значительно более разнообразному в отношении эндогенного рудообразования. В связи с усложнением строения земной коры увеличивается разнообразие структурных, литологических и геохимических условий, рудные тела приобретают различные формы — от пластовых залежей до месторождений штокверкового типа. Все более характерной становится жильная форма рудных тел.

Большинство гипогенных рудных месторождений позднего докембрия формировалось в осадочных породах, благоприятных для миграции рудоносных растворов, а также контактовых и контактово-метасоматических процессов. Процессы формирования руд получили значительное развитие в вертикальном разрезе, что определило наличие зональности в пределах рудных полей. В связи с ростом мощности стратисферы в целом увеличились дистанции миграции рудоносных растворов. Магматические очаги в ряде случаев играют активную возбуждающую роль в миграции подземных вод, выщелачивающих металлы из осадочных толщ и переотлагающих их в виде рудных месторождений. Непосредственно генетическая связь рудных месторождений с интрузивами, устанавливаемая в настоящее время геохимическими изотопными методами, отсутствует. Осадочные толщи в ходе позднекембрийской истории земной коры становятся источниками металлов для формирования месторождений жильного типа.

Существенные изменения происходят в осадочном рудообразовании. В связи с увеличением поверхности суши прогрессирует выветривание горных пород, приобретающее зональный характер. Возникают континентальные отложения, связанные с формированием каолиновой и латеритовой кор выветривания. Появляются соленосные галогенные отложения — эвапориты. В морских водах формируются главным образом биогенные карбонаты, сокращается образование доломитов. Для позднего докембрия характерно полное затухание кварц-полосчато-джеспилитового железорудного накопления. В осадочных толщах рифея железистые осадки представлены в основном сидеритовыми и оолитовыми гематит-хлоритовыми рудами.

В восстановительных условиях ряда верхнедокембрийских бассейнов формируются осадочные месторождения меди. Наиболее характерными примерами этого могут служить месторождения Медного пояса Центральной Африки. В близких условиях совместно с медью осаждаются свинец, цинк, серебро. Таким образом возникает большинство стратифицированных месторождений полиметаллов, которые в верхнем докембрии получают широкое распространение.

В фанерозое развитие земной коры и рудообразующих процессов достигает максимального известного разнообразия. Достаточно

отчетливо выделяются металлогенические эпохи: каледонская, герцинская, тихоокеанская, из которых наиболее продуктивной оказывается каледонская, главным образом в отношении эндогенной металлогении. Весь процесс эндогенного рудообразования охватывает зону трещинной тектоники, и условия для рудоотложения становятся все более различными. Фанерозойский этап развития земной коры с его металлогенией неизбежно унаследовал вещественный состав участков земной коры, обогащенных различными металлами.

Весь процесс эндогенного рудообразования охватывает зону трещинной тектоники, и условия для рудоотложения становятся все более различными. Фанерозойский этап развития земной коры с его металлогенией неизбежно унаследовал вещественный состав участков земной коры, обогащенных различными металлами.

Весь процесс эндогенного рудообразования охватывает зону трещинной тектоники, и условия для рудоотложения становятся все более различными. Фанерозойский этап развития земной коры с его металлогенией неизбежно унаследовал вещественный состав участков земной коры, обогащенных различными металлами.

Весь процесс эндогенного рудообразования охватывает зону трещинной тектоники, и условия для рудоотложения становятся все более различными. Фанерозойский этап развития земной коры с его металлогенией неизбежно унаследовал вещественный состав участков земной коры, обогащенных различными металлами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный уровень знаний не позволяет в полной мере восстановить химическую эволюцию нашей планеты и ее составных частей. Это связано, в первую очередь, с фрагментарным характером каменной геологической летописи, особенно заметным на разрывах древних докембрийских формаций, где обрывается сам возраст геологических событий. Полностью отсутствует начальная их стадия. Кроме того, что очень важно, ограниченные познания (зачастую с элементами гипотетических экстраполяций) о составе недр планеты не дают возможности с достаточной полнотой восстановить историю Земли.

Тем не менее некоторые основные черты развития нашей планеты начинают проявляться все более и более отчетливо. Подвергая реставрации химическую историю Земли, необходимо учитывать в настоящее время следующие очень важные обстоятельства, ранее не учтенные или неизвестные.

1. Ядерный синтез целого ряда радиоактивных элементов совершался незадолго до образования Земли. Происхождение Солнечной системы связано с происхождением некоторых химических элементов, и вещество Земли вместе с веществом Солнца и других планет находилось некогда в условиях ядерного синтеза.

2. Первичное вещество, из которого возникли Земля и планеты, характеризовалось повышенной радиоактивностью. Поэтому и Земля в период образования содержала радиоактивные изотопы, которые служили важным источником внутренней энергии, определившей основной характер ее глобальной дифференциации на самых ранних этапах развития.

3. Формирование химического состава планет было связано с определенными физико-химическими процессами в протопланетной газовой туманности и явилось одним из вариантов более общего процесса конденсации, а затем аккреций конденсированных частиц в планеты и астероиды. В протопланетной газовой туманности происходили сложные процессы образования различных химических соединений, включая высокомолекулярные постройки углерода, которые явились важными предшественниками живого вещества в ходе дальнейшей эволюции. Становление химического состава планет было связано с окислительно-восстановительными процессами в протопланетной туманности, протекавшими в зависимости от гелиоцентрического расстояния, а также с последовательной конденсацией химических элементов и их соединений в порядке, обратном их летучести.

4. Основная дифференциация вещества Земли в течение большей части истории протекала преимущественно в верхних частях мантии. Это вещество сформировало верхние геосферы, которые в дальнейшем эволюционировали под влиянием энергии Солнца и внутренней энергии планеты.

5. Сиалическая континентальная кора является продуктом длительного развития планеты. Вековой круговорот типичных литофильных элементов в биосфере привел к созданию современной сиалической континентальной коры, обогащенной SiO_2 и обедненной Fe, Mg, Ca по сравнению с первичным материалом поверхности планеты.

6. Совокупность современных геохимических данных свидетельствует о глубокой древности биосферы нашей планеты и ставит проблему происхождения жизни в зависимость от самого способа формирования Земли из первичной туманности. Живое вещество быстро завоевало пространство верхних геосфер, вовлекая все большие свои массы в биогеохимический круговорот; это существенно повлияло на эволюцию осадочной оболочки земной коры. Возникновение и развитие автотрофных фотосинтезирующих организмов в освещенной зоне океанов привело к появлению свободного кислорода, что вызвало развитие биосферы окислительного характера.

7. В связи с развитием жизни в биосфере устанавливается ряд геохимических равновесий между биофильными элементами. Одно из важнейших равновесий относится к балансу углерода между углекислотой вулканических газов и фиксацией его в биосфере в виде карбонатов и органических веществ.

Свободная углекислота как главный источник живого вещества непрерывно пополнялась за счет вулканических процессов. С прекращением этих процессов, связанных с истощением внутренних источников энергии, прекратится и вынос углекислоты на поверхность. В результате произойдут отмирание биосферы и прекращение жизни, поскольку исчезнут питавшие ее ресурсы глубинной углекислоты. Свободный кислород, который образуется в результате процессов фотосинтеза, постепенно израсходуется на процессы окисления. При этом мало вероятно, что жизнь сможет перестроиться на замкнутый цикл, так как при ограниченном резерве углерода в системе атмосфера — океан — живое вещество и неизбежных его потерях при карбонатной седиментации запасы углерода также исчерпаются. А.Б.Ронов приходит к общему выводу, который формулируется им как геохимический принцип сохранения жизни: «Жизнь на Земле и других планетах, при прочих равных условиях, возможна лишь до тех пор, пока эти планеты активны и происходит обмен энергией и веществом между их недрами и поверхностью. С энергетической смертью планет неизбежно должна прекратиться и жизнь».

Однако мы живем в начале нового этапа развития Земли, когда цивилизация овладевает многими мощными источниками энергии, включая энергию ядерного расщепления и термоядерного синтеза. 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.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батчер С., Чарлсон О. Введение в химию атмосферы. М., Мир, 1977.
2. Бессонов О. А., Богомолов А. Х., Вигутова А. Я. О балансе C_{org} в реках мира. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1983, № 3, с. 35—40.
3. Войткевич Г. В. Основы теории происхождения Земли. В., Недра, 1979.
4. Войткевич Г. В. Геохимия и космохимия изотопов. М., Энергоатомиздат, 1983.
5. Гаррелс Р. А., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., Мир, 1974.
6. Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли./Под ред. Ю. А. Шуколюкова. М., Наука, 1983.
7. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980.
8. Жарков М. А. Эволюция соленосных формаций в истории фанерозоя.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 41—42.
9. Занин Ю. Э. Вопросы эволюции фосфоритообразования в истории Земли.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 216—218.
10. Константиновский А. А. Терригенные и кварцевые формации и вопросы их эволюции в геологической истории.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах, Новосибирск, 1981, с. 47—48.
11. Корценштейн В. Н. Роль подземной гидросферы в процессах дегазации Земли.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М., 1976, с. 35—37.
12. Криволицкий А. Е. Рельеф и недра Земли. М., Мысль, 1977.
13. Лисицын А. П. Общие закономерности строения осадочной толщи океана.— В кн.: Геология океана. М., 1980, с. 36—99.
14. Мак-Ивен М., Филлипс Л. Химия атмосферы. М., Мир, 1978.
15. Неручев С. Г., Бекетов В. М. Эволюция обстановок нахождения богатых сапропелевым органическим веществом сланцевых отложений.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 243—245.
16. Очерки сравнительной планетологии./Под ред. В. Л. Барсукова. М., Наука, 1981.
17. Перельман А. И. Геохимия природных вод. М., Наука, 1982.
18. Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., Недра, 1972.
19. Посохов Е. В. Химическая эволюция гидросферы. Л., Гидрометеоздат, 1981.
20. Проблемы радиогеологии/Под ред. Н. П. Лаверова и Г. Б. Наумова, М., 1983.
21. Ранняя история Земли./Под ред. Б. Уинли. М., Мир, 1980.
22. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М., Недра, 1982.
23. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. Двадцатое чтение им. В. И. Вернадского. М., Наука, 1980.
24. Ронов А. Б. Эволюция осадкообразования в истории Земли.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и в океанах. Новосибирск, 1981, с. 65—68.
25. Синицын В. М. Сиаль — историко-генетические аспекты. Л., Недра, 1972.
26. Сорохтин О. Г. Природа вертикальных движений земной коры.— В кн.: Геофизика океана, т. 2. М., 1979, с. 216—223.
27. Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и океанах.— Литология и полезные ископаемые, 1963, № 5, с. 3—24.
28. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., Недра, 1970.
29. Ферронский В. И. Изотопия природных вод. М., Наука, 1978.
30. Хаин В. Е. Тектонические режимы развития материковых платформ.— В кн.: Геофизика океана. М., 1979, с. 307—320.

31. Чердынцев В. В. Ядерная вулканология. М., Наука, 1973.
32. Шуколюков Ю. А., Левский Л. К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М., Атомиздат, 1972.
33. Ярошевский А. А. Динамическая модель геохимического цикла.— В кн.: Разделение элементов в геохимических процессах. М., 1979, с. 15—34.
34. De Paolo D. J. Nd isotopic studies: some new perspectives on earth structure and evolution. Trans. Amer. Geoph. Union, 1981, v. 62, No. 14, p. 137—140.
35. Eade K. E., Fahring W. F. Geochemical evolutionary trends of continental plates — a preliminary study of the Canadian Shield. Geol. Surv. Can. Bull., 1979, 51, 1971—1980.
36. Engel A. E. J., Itson S. P., Engel C. G. Crustal evolution and global tectonics, a petrogenetic view. Bull. Geol. Soc. of Amer., 1974, v. 85, p. 843—859.
37. Glikson A. Y. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems. Tectonophysics, 1970, No. 9, p. 397.
38. Hart R. A. Chemical exchange between seawater and deep ocean basalts. Earth and Pl. Sci. Letters, 1970, v. 9, p. 269.
39. Hayatsu R., Anders E. Organic compounds in meteorites and their origins. Topics in Current Chemistry. Cosmochemistry and Geochemistry, 1981, p. 1—37.
40. Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal craton II, The Proterozoic. Precambrian Res., 1974, 1, p. 295—326.
41. Jakes P., White A. J. R. Composition of island arcs and continental growth. Earth and Pl. Sci. Letters, 1971, v. 12, p. 224—230.
42. Li Y. H. Geochemical mass balans among lithosphere, hydrosphere and atmosphere. Amer. J. of Sci., 1972, v. 272, p. 119—137.
43. Lowenstam H. A. Minerals formed by organisms. Science, 1981, v. 211, No. 4487, p. 1126—1131.
44. O'Nions R. K., Pankhurst R. J. Early archaean rocks and geochemical evolution of the earth's crust. Earth and Pl. Sci. Letters, 1978, v. 38, No. 11, p. 211.
45. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. M. The chemical evolution of the earth's mantle. Scien. Amer., 1980, v. 242, No 5, p. 91—101.
46. Ponnamperna C. (editor). Chemical evolution of the early Precambrian. Acad. Press. New-York—London, 1977, 222 p.
47. Pushkar P., Mc Birney A. R., Kudo A. M. The isotopic composition of Sr. in Central American ignimbrites. Bull. Volcanol., 1972, 35, p. 265—295.
48. Stern C. R., Huang W. L., Wyllie. Basalt-andesite-rhyolite H₂O crystallization intervals with excess H₂O and H₂O undersaturated liquidus surfaces to 35 kBars, with implications for magma genesis. Earth and Pl. Sci. Letters, 1975, No. 2, p. 180.
49. Walker J. C. G. Evolution of the Atmosphere. P-S-New-York, London, 1977, 318 p.
50. Yoder H. S. (editor). The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton, N Jersey, 1980, 588 p.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 141, 142
 Агат 124
 Азот 91, 94, 95, 161
 Акерманит 141
 Аккреция 18, 36, 76, 105, 181
 Аккумуляция 18, 32, 36, 37
 Алабадин 16
 Аллофан 131
 Алунит 128
 Альбит 128, 141, 149, 150, 157
 Альдегиды 44
 Амблигонит 128
 Аметист 124
 Аминокислоты 43, 44, 51, 52, 57, 58, 59
 Амины 44
 Аммиак 54
 Амфибол 124, 128, 133, 142
 Амфиболит 162, 176
 Андалузит 132
 Андезит 86, 162, 185, 191, 195
 Анортит 16, 128, 141, 148, 157
 Апатит 141
 Арагонит 68, 70, 143
 Аргон 103, 104
 Аркозы 127, 176, 177
 Археоцитаты 144
 Астеносфера 26
 Астероид 14, 21
 Ахондриты 106
- Базальт 86, 124, 162, 185, 195
 Бактерии 61, 71
 Барит 68
 Бемит 129, 131
 Бениотит 125
 Берилл 125, 128
 Биомасса 46—49, 59
 Биотит 128, 151, 193
 Бишофит 178
 Брахиоподы 144, 178
 Бром 64
 Брушит 68
- Ведделит 68
 Венера 19—21, 92, 93
 Вермикулит 131
 Виды организмов
 анаэробные 46
 аэробные 46
 Водород 9, 10, 120
 Возраст метеоритов 8, 195
 Волластонит 144, 157
 Вюстит 133
- Габбро 127, 132, 151, 162
 Галактика 9, 10
 Галлуазит 131
 Геденбергит 21, 141
 Гейзерит 124
 Геленит 141
 Гелий 10, 99, 104, 120
 Гематит 133, 135, 136, 139, 157
 Гётит 68, 133
 Гиббсит 131
 Гидраргилит 129
 Гидротроилит 68
 Гилс 68, 161
 Глауконит 131, 133, 137, 138, 140
 Глина 126, 130, 139, 162, 177
 Гнейс 32—34, 149, 156, 196
 Гранат 128, 130, 144, 181
 Гранит 117, 124, 132, 135, 156, 162, 192, 193
 Гранодиорит 132, 135, 156, 162, 185
 Граувакки 127, 177
 Графит 15—17, 52, 138
 Грибы 67
 Гриналит 133
 Грюнерит 133
 Губки 64, 126, 144
 Гумус 45
- Даллит 68
 Дейтерий 7, 10
 Джемспилит 34, 110, 176, 177, 178, 203
 Диабаз 86, 176
 Диаспор 129
 Диоксид 16, 125, 141
 Диорит 132, 135, 151, 196
 Dolomite 72, 146, 147, 157, 177
 Дунит 128, 132, 145, 162, 185
- Жадит 21, 150
 Жирные кислоты 44
- Зоопланктон 45
- Известняк 41, 63, 72, 147, 157, 176, 177
 Иллит 131, 156, 157
 Ильменит 21, 133, 136
- Кальцит 68, 70, 141, 146, 157, 161
 Каолинит 130, 131, 156
 Карбид 15, 17
 Карбонатит 204
 Кварц 123, 124, 125, 138, 150, 157
 Кварцит 33, 35
 Кианит 129, 145

- Кимберлит 183
 Китит 123
 Коматнит 182
 Кораллы 158
 Корунд 16, 129, 132
 Козсит 123
 Крагон 203
 Криолит 127, 128
 Криптон 104
 Ксенон 25, 31, 75, 104
- Латерит 131, 163
 Лёд 16, 78
 Лейцит 128, 151
 Лепидокрокит 68
 Липарит 162
 Лополит 200
 Луна 5—7, 19, 22, 29
- Маггемит 68, 136
 Магнетит 16, 18, 68, 133, 135, 193
 Мантия 21, 23, 26, 27, 36, 38, 40, 186, 188, 189
 Марс 8, 19, 20, 21, 22, 29, 75, 92, 93
 Мелилит 16, 141
 Меркурий 8, 19, 20, 21, 29
 Метан 54
 Метеориты 12, 55, 123, 133
 Мигматит 196
 Миннесотаит 133
 Моллюски 144, 158
 Монтичеллит 141
 Монтмориллонит 131, 146, 153, 157
 Морион 124
 Мусковит 128, 151, 152
- Неодим 187, 188
 Неон 102
 Нефелин 128
 Никель 145
 Ноосфера 64, 208
 Норит 136, 200
- Оливин 21, 37, 57, 124, 133, 146
 Омфацит 130
 Опал 68, 70, 124, 127, 146
 Ортоклаз 128, 130, 151
- Пегматит 203
 Перидотит 132, 145, 162, 181, 196
 Периклаз 143, 144
 Перовскит 16, 141
 Пески 153, 162, 164, 177
 Песчаники 162, 164
 Пикрит 145, 82
 Пиримидин 56
 Пирит 68, 112, 113, 133, 135, 136
 Пироксен 37, 133, 140, 142, 144
 Пироксенит 145
 Пиrolит 27
 Пирротин 133, 135, 136
- Плагноклаз 127, 130, 140, 141, 142
 Планктон 70, 158
 Платобазальт 162
 Полевой шпат 16, 124, 151, 157
 Пристан 34, 44
 Протий 7
 Пурин 56
- Радиоактивность 29, 30, 60, 61, 186, 207
 Рапакиви 200
 Раухтопаз 124
 Риолит 128
 Родицит 128
 Ртуть 16
- Самарий 187, 188
 Сверхновая 11—14
 Сера 26, 27, 28, 41, 55, 71, 122
 Серпентин 38, 57, 144, 146
 Сидерит 133, 137, 138
 Сиенит 148, 162, 198
 Силлиманит 132
 Сланец 33, 40, 124, 148
 Солнечный ветер 171
 Солнце 5—9, 171
 Сосюритизация 141
 Спарагмиты 127
 Спилит 149
 Спирты 44
 Сильпномелан 133
 Стишовит 123
 Стратисфера 78, 156, 158, 171, 174, 180
 Строматолиты 41, 44
 Стронций 35
- Тальк 125, 146
 Тодоркит 68
 Тоналит 192
 Тортвейтит 125
 Трахит 128
 Тремолит 38, 125, 141, 146
 Троилит 16, 21
 Туф 33
 Тюрингит 133
- Углевodороды 43, 44, 56
 Углеводы 43, 52
 Углекислота 72, 97, 98, 161, 208
 Углерод 5, 17, 41, 52, 97, 98, 208
 Уран 203
 Уранинит 112, 113
 Уэвеллит 68
- Фатерит 68, 70
 Фельдшпатоиды 124, 128, 149
 Ферригидрат 68
 Ферросилит 21, 157
 Филлит 33, 148, 149, 150
 Фитан 34, 44

Фитопланктон 45
Флюорит 68, 141
Форстерит 16, 21, 125
Фосфор 55, 64
Фотосинтез 42—44, 47, 48, 50, 153, 208
Франколит 68

Халцедон 124
Хлор 160
Хлорит 131, 138, 139, 157
Хондритовые метеориты (хондриты)
5, 8, 14, 27, 32, 44, 56, 57, 76, 188, 190
Хромит 21, 136

Целестин 68
Цеолиты 141, 148

Цитрин 124

Чарнокит 197

Шамозит 133, 137, 138, 140
Шпинель 16, 132, 145

Эвапориты 143, 154, 162, 164, 177, 205
Эгирин 148
Энстатит 16, 21, 157
Эсколаит 16

Ядро 21, 26, 28, 36, 38, 39, 40, 188,
189

Ярозит 136

Яшма 124, 176

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Космические предпосылки формирования состава Земли	5
Космическая распространенность элементов	5
Модели ядерного синтеза, предшествующего образованию Солнечной системы	9
Химическая эволюция протопланетной туманности	14
Сравнение состава Земли и внутренних планет	19
Глава 2. Ранние этапы развития Земли	22
Некоторые сведения о строении и составе Земли	22
Факторы раннего развития Земли	29
Характеристика древнейших пород земной коры	32
Формирование зонального строения Земли	36
Древность жизни на Земле в свете изотопных данных	40
Глава 3. Возникновение жизни и эволюции биосферы	45
Современная биосфера	45
Взаимоотношение автотрофных и гетеротрофных организмов во времени	48
Возникновение предшественников жизни	51
Образование органических соединений в ранней Солнечной системе	54
Появление биосферы и основные черты биологической эволюции	59
Концентрация химических элементов живыми организмами и биогенное образование минералов	65
Глава 4. Возникновение Мирового океана и этапы его развития	72
История летучих веществ в планетах земной группы	72
Современная гидросфера Земли	77
Пути формирования Мирового океана	85
Этапы эволюции гидросферы	87
Глава 5. Возникновение и эволюция атмосферы	90
Современная атмосфера Земли и планет земной группы	90
Геохимический круговорот главных газов атмосферы	94
Геохимическая история инертных газов	98
Модели эволюции земной атмосферы	107
Глава 6. Геохимический круговорот элементов как фактор эволюции земной коры	116
Основные черты геохимического круговорота	116
Кислород	119
Кремний	123
Алюминий	127
Железо	132
Кальций	140
Магний	144
Натрий	147
Калий	150

Глава 7. Эволюция осадочной оболочки Земли	153
Объем и химическая характеристика осадочной оболочки	153
Главные закономерности водной эрозии континентов	159
Изменение скорости эрозии и седиментации в истории Земли	164
Эволюция осадочных горных пород	171
Глава 8. Эволюция магматизма в истории Земли	180
Процессы выплавления вещества мантии	180
Эволюция мантии по данным геохимии изотопов	186
Происхождение гранитной магмы	191
Развитие процессов магматизма	194
Основные черты эволюции рудообразования	201
Заключение	207
Список литературы	209
Предметный указатель	211

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Георгий Витольдович Войткевич
Олег Аркадьевич Бессонов

ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Редакторы издательства *О. Л. Виноградова, А. И. Федотова*
Переплет художника *В. П. Христинина*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технические редакторы *А. В. Трофимов, Е. Л. Закашанская*
Корректор *Р. Т. Баканова*

ИБ № 5675

Сдано в набор 25.09.85.	Подписано в печать 18.06.86.	T-10888.
Формат 60×90 ^{1/16}	Бумага кн.-журн.	Гарнитура Литературная
Усл.печ. л. 13.5.	Усл.кр.-отт. 13.75.	Печать высокая
Тираж 2350 экз.	Заказ 76/199-2	Уч.-изд. л. 16,00
		Цена 2 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, Третьяковский проезд, 1/19

Подольский филиал ПО «Периодика» Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли, 142110, г. Подольск, ул. Кирова, д. 25

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В издательстве «Недра» готовятся к печати
и выйдут в свет новые книги

СИНТЕЗ МИНЕРАЛОВ. В 2-х томах. Том 1 / Хаджи В. Е., Ци-
нобер Л. И., Штеренлихт Л. М. и др. 36 л. 2 р. 20 к.

Освещены вопросы выращивания синтетического кварца. Изложены основы гидротермальной технологии выращивания и особенности производства. Приведены результаты экспериментов по выращиванию без- и малодислокационных кристаллов. Рассмотрена аппаратура, используемая при гидротермальном синтезе минералов. Показаны особенности производства алмаза, описаны термодинамические основы и кинетика спонтанного процесса кристаллизации алмаза и др. Даны практические рекомендации по промышленному применению солевого метода извлечения алмазов из продуктов спекания.

Для специалистов, занимающихся синтезом кристаллов и изучающих синтетические и природные минералы.

План 1987 г. № 62

СИНТЕЗ МИНЕРАЛОВ. В 2-х томах. Том 2 / Путилин Ю. М.,
Яроцкий В. Г., Ахметов С. Ф. и др. 24 л. 1 р. 60 к.

Обобщены современные представления о природных слонстых и волокнистых силикатах, описаны их свойства и применение в промышленности. Изложены теоретические основы и методы синтеза слюд, асбестов и муллита в СССР и за рубежом; рассмотрены применяемая аппаратура и вопросы производства. Освещены результаты работ по выращиванию твердых растворов между иттриво-алюминиевыми и лантанидно-алюминиевыми гранатами. Рассмотрены вопросы получения бирюзы, малахита, жадеита, сапфира и других самоцветов.

Для специалистов, занимающихся синтезом кристаллов и изучающих синтетические и природные минералы.

План 1987 г. № 63

*Интересующие Вас книги можно приобрести или заказать в магазинах кни-
готорга, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах —
опорных пунктах издательства «Недра», адреса которых приведены в аннотиро-
ванном плане, а также через отдел «Книга — почтой» (г. Ленинград, магазин
№ 17).*

АДРЕСА ЦЕНТРАЛЬНЫХ МАГАЗИНОВ:

№ 115 — 117334, Москва, Ленинский проспект, 40. Дом научно-технической кни-
ги;

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

200102 - 1

2 р. 60 к.

4635

НЕДРА