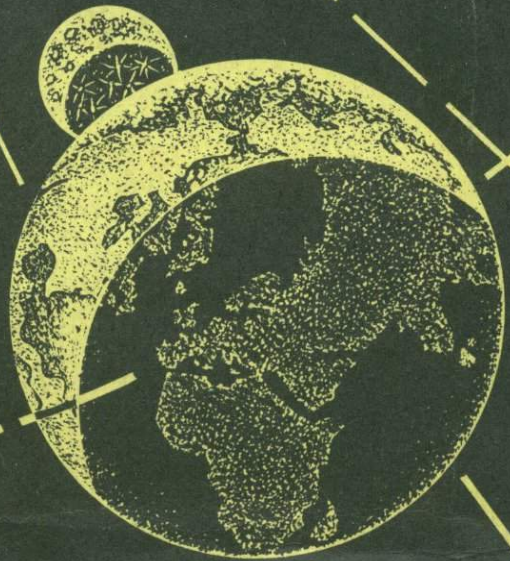


В.Н. ЛАРИН

**ГИПОТЕЗА  
ИЗНАЧАЛЬНО  
ГИДРИДНОЙ  
ЗЕМЛИ**



В.Н. ЛАРИН

# ГИПОТЕЗА ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,  
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ



МОСКВА „НЕДРА“ 1980

3371

УДК 551.12

**Ларин В. Н.** Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1980. 216 с.

На основании современных космогонических представлений и закономерного увеличения дефицита элементов на Земле (относительно Солнца) по мере роста их потенциалов ионизации показано, что процесс фракционирования трудноионизируемых элементов из внутренних частей протопланетного диска был определяющим в планетохимии, что на Земле и родственных ей планетах кислород не может быть преобладающим элементом и что изначальный состав их должен быть гидридным (металлы и кремний+водород). Рассмотрена принципиально новая модель современной Земли. Второе издание значительно расширено (1-е изд.— 1975).

Показано, что гипотеза изначально гидридного состава внутренних планет (земного типа) позволяет понять разнообразие их физических свойств, особенности магнитной активности и ее причины, а также предположить их внутреннее устройство.

Для широкого круга геологов, интересующихся вопросами происхождения, строения и развития Земли и планет земного типа.

Табл. 15, ил. 57, список лит.— 256 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *Д. А. Минеев*

**Владимир Николаевич Ларин**

### ГИПОТЕЗА ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ

*Издание второе, переработанное и дополненное*

Редактор издательства Л. И. Березовская  
Обложка В. Н. Ларина  
Художественный редактор Е. Л. Юрковская  
Технический редактор Л. Н. Шиманова  
Корректор Ф. В. Зельдман

ИБ № 2885

Сдано в набор 21.02.80. Подписано в печать 09.10.80. Т-17151. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 13,5.  
Уч.-изд. л. 14,80. Тираж 2900 экз. Заказ 147/7454—2. Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

Л  $\frac{20801-437}{043(01)-80}$  55—80 1904030000

- © Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), 1975  
© Издательство «Недра», 1980, с изменениями

ВЕРНА ЛИ ГЛАВНАЯ ДОГМА  
В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

В настоящее время отсутствует единая глобальная теория Земли. Более того, существуют многочисленные концепции, часто взаимоисключающие, и ни одна из них не претендует на глобальность и на охват всей геологической истории, начиная от самых ранних ее этапов. При таком положении необходимо вновь и вновь возвращаться к исходным фундаментальным постулатам в наших представлениях о Земле, проверяя, насколько они соответствуют возросшему общему уровню знания, так как ошибочная исходная догма может замкнуть все дальнейшие разработки в круг ложных построений.

В науках о Земле важнейшей исходной посылкой является химический состав планеты в целом. Именно он обуславливает в ее недрах процессы, которые определяют и наружный лик Земли, и ее внутреннее устройство. Каковы же современные представления о внутреннем строении и составе Земли?

Геофизики еще в начале XX в. установили, что наша планета имеет плотное ядро, мощную мантию и сравнительно тонкую кору. В дальнейшем было выяснено, что эти сферы дополнительно расслоены (по плотности и другим физическим свойствам) еще на ряд оболочек. Табл. 1 отражает современные геофизические данные, которые, видимо, принципиально не изменятся в обозримом будущем.

По мере накопления геофизических данных было высказано много предположений о химическом составе этих зон, т. е. было предложено много геохимических моделей Земли, из них к настоящему времени укрепились две. Обе они имеют кремний-кислородное (силикатно-окисное) сложение коры и мантии и различаются лишь по составу ядра: в первой (более ранняя) ядро железное; во второй ядро имеет тот же силикатный состав, что и мантия, но кислородные соединения в центре планеты уплотнены (металлизованы) под влиянием сверхвысоких давлений.

Ядро занимает лишь 16,2% от объема Земли, т. е. менее  $\frac{1}{6}$  ее части. Следовательно, основной объем планеты ( $\frac{5}{6}$ ) по этим моделям оценивается одинаково, и по существу их нельзя считать альтернативными. Видимо, этим объясняется их «мирное сосуществование» на протяжении нескольких десятилетий.

В силикатах и окислах свыше 90% объема занимают анионы кислорода, в пустотах между которыми заключены катионы

Геофизическая модель А Гутенберга — Буллена

Сфера	Слой	Интервал глубины, км	Интервал плотности, г/см <sup>3</sup>	Доля от объема Земли, %	Доля от полной массы, %
Кора	A	0—33	2,7—3,0	1,55	0,8
Мантия	B	33—400	3,32—3,65	16,67	10,4
	C	400—1000	3,65—4,68	21,31	16,4
	D	1000—2900	4,68—5,69	44,28	41,0
Ядро	E	2900—5000	9,40—11,5	15,16	} 31,5
	F	5000—5100	11,5—12,0	0,28	
	G	5100—6371	12,0—12,3	0,76	

кремния, магния, алюминия, железа, кальция и других металлов. Следовательно, обе модели постулируют «кислородное сложение» Земли, и в соответствии с ними предполагается, что кислород является одним из наиболее распространенных элементов в составе планеты. По мнению автора, это и есть главная, основополагающая догма геологии. Чем же она обоснована? На каких фундаментальных фактах зиждется этот постулат?

Следует отметить, что выявление плотного ядра сразу навело исследователей на мысль о скоплении железа в центре планеты, поскольку железо — единственный тяжелый элемент, достаточно широко распространенный в природе. Отсюда возникло образное (или модельное) представление о Земле как о доменной печи: внизу тяжелый металл (железное ядро), а сверху — легкие шлаки (силикатная мантия). В этом образном сравнении есть определенная притягательность даже в настоящее время, а тем более она была в начале века, когда металлургия и доменный процесс находились в стадии бурного индустриального становления.

В качестве формальных доводов в пользу кислородного (силикатно-окисного) сложения основного объема Земли исследователи обычно приводят данные о силикатно-окисном составе земной коры и глубинных магматических образований, а также метеоритов. Обсудим эти факты.

Действительно, земная кора и наиболее глубинные кимберлитовые магмы имеют силикатно-окисный состав. Однако можно ли на основании этого постулировать кислородное сложение внутренних геосфер? Кимберлитовая магма формируется на глубине 120—150 км, что не превышает 2—2,5% радиуса Земли. Очевидно, это не может служить однозначным указанием на целиком кислородное сложение всей планеты (или ее ман-

тии) хотя бы потому, что содержание кислорода с глубиной закономерно падает (в %):

осадочные породы . . . . .	53
гранитоиды . . . . .	50
базальтоиды . . . . .	44
ультрабазиты . . . . .	35

Кроме того, минералого-петрографические особенности пород мантийного происхождения (в частности, присутствие в них самородного железа и карбидов металлов) указывают на все более восстановительный с глубиной характер обстановки в подкорковых горизонтах и соответственно на падение с глубиной активности кислорода [Маракушев, Перчук, 1973].

Широко распространено мнение, что метеориты отражают состав планет земного типа, и на этом допущении базируется «хондритовая» модель Земли. Вычисление орбит немногих метеоритов, сфотографированных при падении или хорошо наблюдавшихся из разных пунктов, показывает, что они приходят из пояса астероидов [Бронштэн, 1976]. Кроме того, минералого-петрографические особенности метеоритов свидетельствуют об образовании этих тел в условиях достаточно высоких температур и давлений [Каула, 1971], что заставляет рассматривать их как осколки достаточно крупных родительских тел (одного или нескольких), распавшихся впоследствии. Естественно, что это требование приводит исследователей к выводу о том, что именно пояс астероидов является источником метеоритов, выпадающих на Землю (и, очевидно, альтернативы этому не существует). Таким образом, метеориты определенно несут информацию о составе планетарного вещества, но эта информация целиком относится к поясу астероидов, который расположен далеко за зоной формирования планет земного типа, примерно на расстоянии трех астрономических единиц от Солнца\*.

Принимая состав метеоритов в качестве исходного вещества Земли, исследователи делают допущение, что состав планетарного вещества идентичен как в зоне формирования Земли, так и в поясе астероидов, несмотря на удаленность его от области внутренних планет. В гл. II мы покажем, что это допущение совершенно неправомерно. Однако даже без обсуждения космохимических данных, из которых вытекает наше негативное утверждение, можно усомниться в правомерности отождествления состава метеоритов с составами планет земного типа на том основании, что пояс астероидов расположен в переходной зоне к планетам-гигантам. Очевидно, дифференциация, обусловившая

---

\* Астрономической единицей принято считать среднее расстояние от Земли до Солнца.

различия внешних и внутренних планет, не могла не отразиться на составе планетарного вещества переходной зоны.

Итак, никаких прямых доказательств кислородного сложения Земли нет и, следовательно, это положение не может служить единственно возможным исходным постулатом. В будущем для истории науки, по всей вероятности, составит большой интерес решение вопроса: почему в геологии к 70-м гг. XX в. версия о кислородном сложении Земли утвердилась в виде догмы без сколько-нибудь глубокого фактического обоснования.

Ниже будет показано, что модели и с железным ядром, и с ядром из металлизированных силикатов вызывают целый ряд серьезных возражений. «Нам постоянно приходится выбирать из двух невозможностей», — так оценил сложившуюся ситуацию один из наших ведущих геофизиков, когда окончилась безрезультатно его очередная попытка выбрать из этих моделей менее порочную. Создалось поистине драматическое положение: исследователи видят глубокие пороки обеих моделей, но почему-то убеждены, что иных вариантов быть не может. А так ли это? Попробуем поискать выход из данного тупика, начав свой путь от рождения Солнечной системы.

## ГЛАВА II

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ КОСМОХИМИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСХОДНОГО СОСТАВА ЗЕМЛИ

---

Совершенно очевидно, что решение вопроса об исходном составе Земли и других планет является прерогативой прежде всего таких дисциплин, как космогония и космохимия. К сожалению, существующие космогонические концепции не могут быть привлечены для данной цели, поскольку их построение базируется не на вещественном составе, а на умозрительных представлениях о возможных физико-химических процессах, якобы происходивших при формировании Солнечной системы и определивших особенности ее строения. При этом выбор «определяющих процессов» (или процесса) целиком обусловлен интуицией автора и по существу проводится априори. Следовательно, априорные космогонические концепции в основном имеют больше эстетическое, чем естественнонаучное значение, и по этой же причине геологи, чья сфера деятельности теснейшим образом связана с веществом, стараются не привлекать для

своих построений космогонические положения. Однако необходимость привлечения данных именно из этой области заставила автора «окунуться в море идей» по космогонии, исключительное разнообразие которых определенным образом свидетельствует о недостатке эмпирически установленных закономерностей, способных ограничить возможные варианты космогонических схем. И прежде всего геолога удивляет отсутствие «вещественного контроля». С таким положением можно было мириться два века назад, во времена Канта, когда представления о химии мироздания еще и не начинали складываться, а открытия периодического закона элементов предстояло ожидать целое столетие. Но в наше время отказ от использования в максимально полной мере геохимических и космохимических данных чреват многими упущенными возможностями. Отсюда возникло решение провести разбраковку «космогонических концепций на вещественном материале», который теперь доступен.

С целью выработки разбраковочного критерия было проведено сравнение составов Солнца, Земли (внешних геосфер), Луны и метеоритов (по всем определенным в этих телах элементам), которое выявило исключительно интересные закономерности в распределении их в пределах Солнечной системы. Но, прежде чем переходить к характеристике выявленных космохимических закономерностей, следует перечислить лежащие в основе будущих построений некоторые положения, принимаемые нами без должного обсуждения в силу их специфичности и современного уровня знаний.

Предполагается, что о составе протовещества можно судить по составу современного Солнца, поскольку все изменения его химизма были ограничены синтезом гелия при термоядерном «выгорании» водорода (отчасти лития и бериллия) и не затрагивали баланса более тяжелых элементов. Делается также допущение, что состав фотосферы Солнца, доступный спектральному анализу, характеризует его химизм в целом. Это представляется естественным, так как Солнце является сгустком плазмы с широкой конвективной зоной, охватывающей внешнюю сферу в  $\frac{1}{3}$  его радиуса, в которой заключено примерно 60% объема нашей звезды, и, следовательно, состав фотосферы характеризует по крайней мере значительный объем Солнца.

Минералого-петрографические особенности метеоритов свидетельствуют о рождении этих образцов в недрах достаточно крупного материнского тела (размером не менее Луны), которое затем (по непонятным пока причинам) распалось. Данный аспект позволяет считать источником метеоритов пояс астероидов [Каула, 1971]. Таким образом, метеориты характеризуют состав планетарного вещества из зоны, удаленной примерно на три астрономических единицы от Солнца, т. е. в три раза дальше области формирования Земли. Поскольку метеориты явля-



ются осколками распавшегося материнского тела, то они могут представлять различные его зоны. В этой связи усредненный состав метеоритов, очевидно, будет нести информацию о валовом составе планетарного вещества из зоны пояса астероидов. Усреднение состава метеоритов, по всей вероятности, следует проводить в зависимости от распространенности их типов, наблюдавшихся в падениях, в которых наиболее часто (свыше 70 случаев из 100) обнаруживаются обыкновенные хондриты. Однако эта статистика не учитывает, что углистые хондриты, представленные в земных коллекциях сравнительно небольшим числом, отличаются весьма слабой связностью образцов и легко разрушаются при механическом воздействии. Поэтому при «столкновении» с атмосферой Земли они должны претерпевать полную эрозию в значительно большем числе случаев, чем остальные классы метеоритов. Следовательно, действительная распространенность углистых хондритов во много раз выше той, которая зафиксирована в падениях [Каула, 1971], и при оценке среднего состава метеоритного вещества следует учитывать данное обстоятельство.

Принятая в настоящее время оценка состава Земли в целом (как было показано выше) основана на априорной исходной посылке, не имеющей фактического обоснования, и нет никаких гарантий, что она нешибочна. Поэтому (чтобы исключить момент субъективизма) при сравнении вещества из различных зон Солнечной системы были использованы не умозрительные представления о составе планеты в целом, а реальный состав ее внешних геосфер, который с достаточным приближением моделируется смесью ультраосновных и основных пород, взятых в пропорции 3:1. Разумеется, что данный прием может быть оправдан только в том случае, если состав внешних геосфер (по характеру распространенности элементов) имеет достаточно отчетливый отпечаток исходного состава планеты. На первый взгляд это противоречит привычным представлениям о мощной дифференциации недр Земли, которая привела к образованию гранитного слоя коры на ее поверхности. Однако если сравнивать концентрации всех элементов в таких контрастных дифференциатах, как ультрабазиты — базиты — граниты, то в этом ряду лишь у небольшой части элементов наблюдаются вариации в содержаниях, превышающие порядок, тогда как кларки подавляющего большинства элементов остаются в пределах величин одного порядка\*. Следовательно, даже граниты по характеру распределения большей части элементов должны нести отпечаток исходного состава планеты, тем более это должно быть характерным для мантийных базитов и ультрабазитов.

---

\* Кларки, по К. Турекьяну и К. Ведеполу. Для гранитов взята разновидность гранитоидов, богатых кальцием, состав которой по главным элементам близок к среднему составу кристаллического комплекса Финляндии, т. е. сиапо по Р. Дели.

Теперь перейдем к характеристике выявленных космохимических закономерностей. Сравнение состава внешних геосфер Земли с составом Солнца (рис. 1) выявило закономерное изменение дефицита элементов в зависимости от величины потенциала ионизации: дефицит резко возрастает с увеличением потенциала ионизации элемента, т. е. концентрация элемента на Земле (относительно его обилия на Солнце) резко уменьшается с ростом потенциала ионизации (здесь и далее имеется в виду потенциал ионизации первого электрона).

Метеориты относительно Земли обогащены элементами с высокими потенциалами ионизации и, напротив, обеднены элементами, имеющими низкие потенциалы ионизации (рис. 2, табл. 2).

Несмотря на громадный прогресс в изучении Луны, в настоящее время мы не можем достаточно определенно судить ни о составе ее в целом, ни о составе ее внешней оболочки, которую можно было бы считать адекватной верхней мантии Земли. Поэтому для сравнения Земли и Луны было решено провести сопоставление концентраций элементов в базальтах этих планет, поскольку именно базальты являются наиболее распространенными мантийными образованиями и, очевидно, должны иметь отпечаток состава по меньшей мере того объема планеты, из которого они были выплавлены. Проведенное сопоставление не выявило какой-либо зависимости в распределении элементов (в системе Земля — Луна) от их потенциалов ионизации (рис. 3, табл. 3).

Итак, сравнение составов Солнца, Земли, Луны и метеоритов (пояса астероидов) показало определенную закономерность в распространенности элементов в различных частях Солнечной системы, которая функционально связана с потенциалами ионизации\* элементов. Следует особенно акцентировать внимание на обусловленности распространенности элементов именно от их потенциалов ионизации, а не от какой-либо другой характеристики, например температуры плавления, теплоты испарения, атомной массы, атомного размера и т. п. Это указывает на тот факт, что наблюдаемое распределение вещества было обусловлено воздействием магнитных сил, а поскольку такое воздействие может осуществляться только при высокой степени дисперсности частиц, естественно предполагать, что дифференциация вещества в магнитном поле имела место в протопланетную стадию развития системы.

Применение космохимических закономерностей (см. рис. 1, 2, 3) в качестве критерия, которому должны удовлетворять космогонические построения, позволило резко сократить число возможных космогонических концепций. Так, указанный критерий

---

\* Здесь и далее имеются в виду потенциалы ионизации первого электрона.

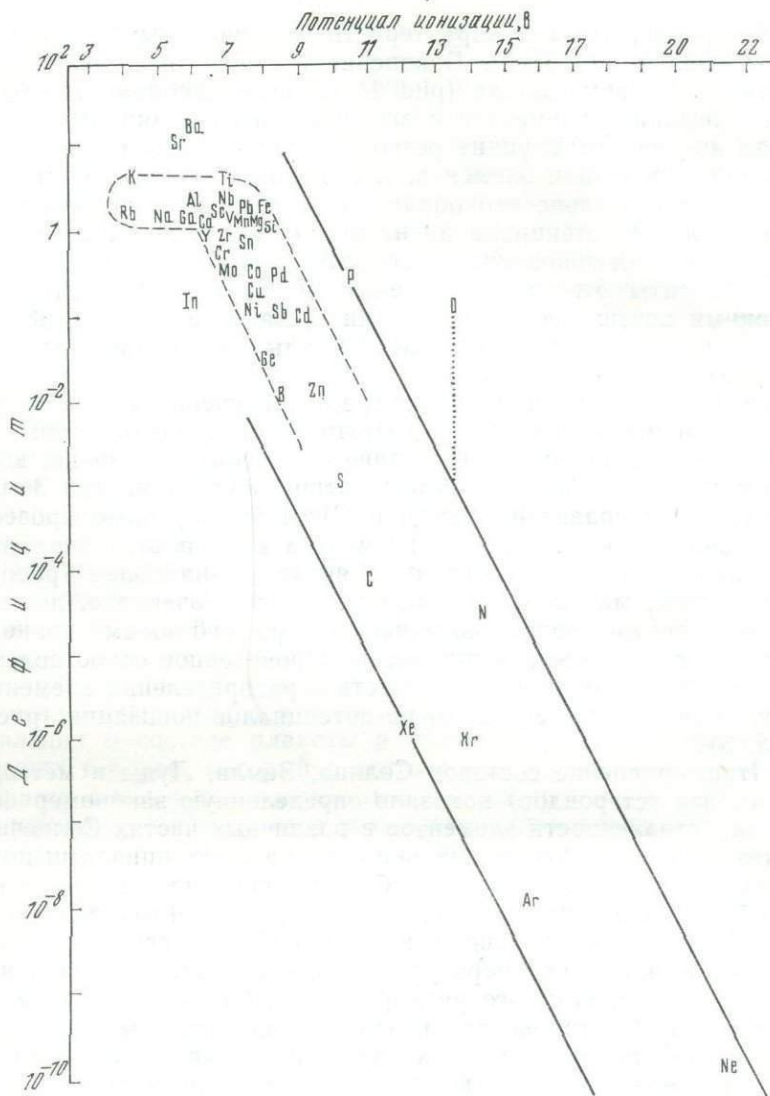


Рис. 1. Корреляция коэффициентов недостачи (дефицита) элементов во внешних геосферах Земли с их потенциалами ионизации.

$$\text{Коэффициент недостачи} = \frac{\text{концентрация элемента на Земле}}{\text{концентрация элемента на Солнце}}$$

Концентрации элементов взяты в атомных количествах, нормированных по кремнию (т. е. число атомов кремния принято за единицу). Например,

$$\text{концентрация натрия на Солнце} = \frac{\text{атомное содержание натрия на Солнце}}{\text{атомное содержание кремния на Солнце}}$$

Состав Солнца по Л. Аллеру [1963], за состав внешней геосферы принята смесь из одной части базитов и трех частей ультрабазитов (кларки пород по А. П. Виноградову). Коэффициенты недостачи инертных газов заимствованы у В. И. Мороза [1967]. Элементы, участвующие в термоядерных реакциях на Солнце (литий и бериллий), из рассмотрения исключены. Пунктирная линия объясняется в тексте

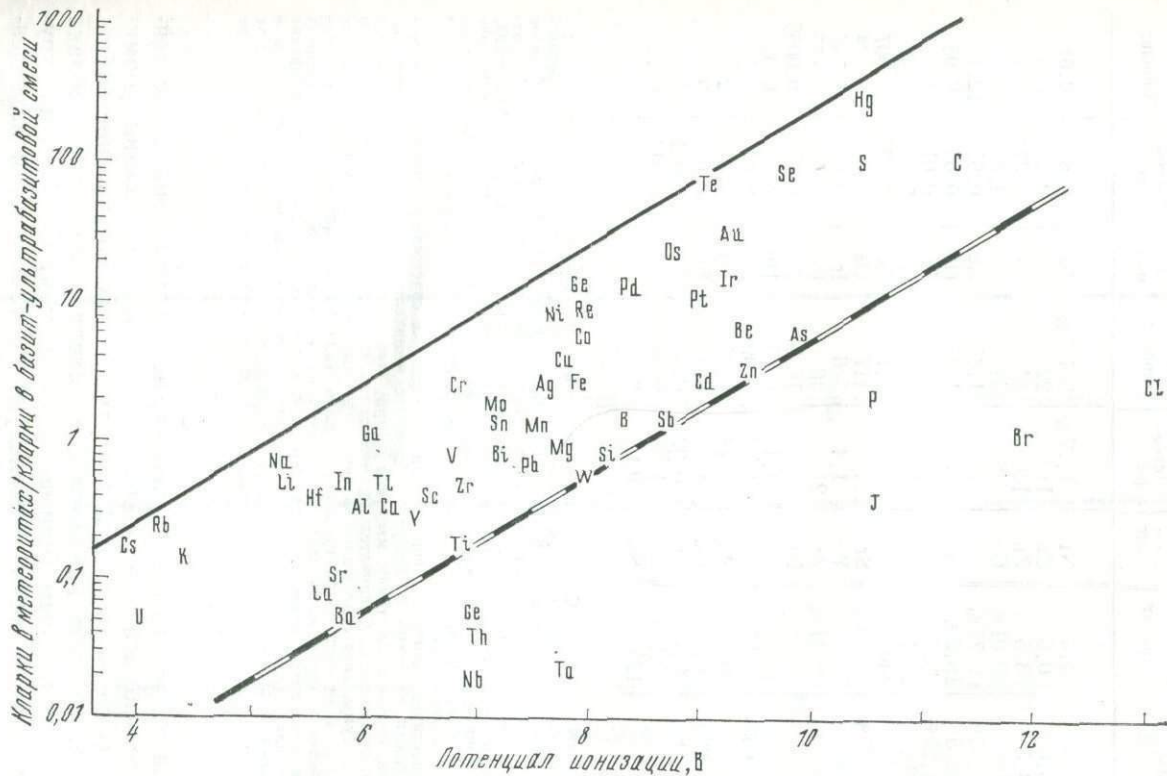


Рис. 2. Зависимость состава метеоритов от потенциалов ионизации элементов. Концентрации элементов в метеоритах нормированы по их содержаниям в базальт-ультрабазальтовой смеси земных пород (в пропорции 1:3). Исходные данные приведены в табл. 2.

Содержания элементов в метеоритах и базит-ультрабазитовой (1:3) смеси (в г/т, если не указан %)

Элемент	Метеориты	Пиролит	Элемент	Метеориты	Пиролит	Элемент	Метеориты	Пиролит
Li	2,3	4,6	Ni	1,27%	0,153%	Te	0,8	0,01
Be	3,6	0,6	Cu	110	29	I	0,2	0,5
B	4,5	3,5	Zn	130	44	Cs	0,073	0,4
C	1%	0,01%	Ga	6	54	Ba	4,3	83
Na	0,55%	0,77%	Ge	17	1,45	Ce	0,67	12,4
Mg	13,5%	16,5%	As	7	1,25	Hf	0,38	0,95
Al	1,25%	3,45%	Se	11	0,13	Ta	0,019	1
Si	16%	21,1%	Br	1,8	1,64	W	0,23	0,47
P	850	440	Rb	2	7,7	Re	0,055	0,007
S	2,75%	0,03%	Sr	11	117	Os	0,6	0,024
Cl	200	79	Y	1,4	5,6	Ir	0,62	0,046
K	0,06%	0,41%	Zr	21	46	Pt	1,75	0,175
Ca	1,37%	3,8%	Nb	0,3	16,7	Au	0,17	0,0055
Sc	6,7	19	Mo	1,1	0,75	Hg	10	0,04
Ti	0,055%	0,37%	Pd	1,2	0,095	Tl	0,04	0,1
V	67	93	Ag	0,18	0,073	Pb	1,5	2,3
Cr	0,28%	0,12%	Cd	1	0,4	Bi	0,04	0,05
Mn	0,18%	0,16%	In	0,026	0,063	Th	0,042	1
Fe	23%	9,2%	Sn	1	0,75	U	0,014	0,25
Co	700	125	Sb	0,12	0,1			

Примечание. 1. Состав метеоритов принят средним из обыкновенных и углистых хондритов. Кларки обыкновенных хондритов, по А. П. Виноградову. Концентрации в углистых хондритах, по Б. Мейсону [«Handbook...», 1971]. Кларки ультрабазитов и базальтов в базит-ультрабазитовой смеси, по К. Турекьяну и К. Веденюлю [«Краткий...», 1970]. Концентрации иридия и осмия — личное сообщение О. Юшко-Захаровой. Жирные цифры — новые данные [«Handbook...», 1973] позволили уточнить прежние значения (особенно это касается висмута, рения, теллура и селена, концентрации которых, по новым данным, увеличены на порядок по сравнению со значениями их кларков в базитах и ультрабазитах).

2. Существует некоторая неопределенность в оценке содержания мышьяка в метеоритах. Ранними работами Г. Брауна в троилите и никелистом железе были установлены сотни граммов на тонну мышьяка (при таких концентрациях существенная ошибка маловероятна). Следовательно, только за счет сульфидной и металлической фаз (при их суммарном содержании, равном 10%) мышьяка в метеоритах должно быть не менее 10 г/т, а за счет одной сульфидной фазы (при 5% ее содержании) не менее 5 г/т. В более поздних источниках (со ссылкой на данные Г. Брауна) для каменных метеоритов приводится значение 2 г/т. По всей видимости, это содержание мышьяка характерно для чистой силикатной фазы хондритов и «приписывается» метеоритам в целом ошибочно. Нами принято (условно) содержание мышьяка, равное 7 г/т (5 г/т за счет троилита +2 г/т за счет силикатной фазы) и, по всей вероятности, это значение резко занижено.

позволил отбросить все концепции, не предусматривающие действия электромагнитных сил на протопланетной стадии формирования системы, а из числа учитывающих это явление забраковать те, которые предполагают захват пылегазового облака уже сформированным (или формирующимся) Солнцем из окружающего пространства с последующим уплотнением захваченной материи в протопланетный диск. В частности, данный механизм захвата предполагает падение вещества на Солнце, в процессе которого происходит ионизация частиц, что вызывает их

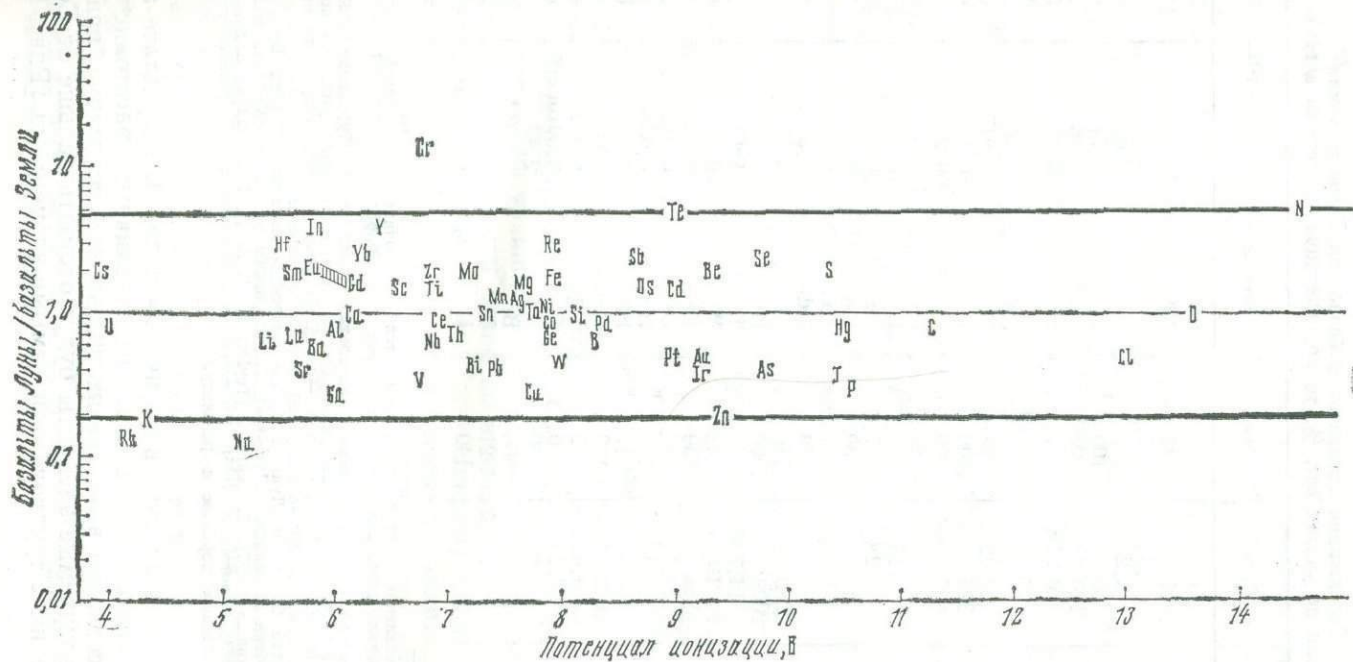


Рис. 3. Сравнение распространенности элементов в «морских» базальтах Луны с их концентрациями в базальтах Земли (см. табл. 3)

Содержания элементов в базальтах Луны и Земли  
(если не указан вес. %, то концентрации приведены в г/т)

Элемент	Луна	Земля	Элемент	Луна	Земля
Li	11	17	Nb	12	19
Be	1,9	1	Mo	2,9	1,5
B	3,2	5	Pd	0,017	0,02
C	80	100	Ag	0,14	0,11
N	100	20	Cd	0,26	0,22
Na	0,24%	1,8%	In	0,85	0,22
Mg	6,6%	4,6	Sn	1,6	1,5
Al	6,15%	7,8%	Sb	0,46	0,2
Si	20,42%	23%	Te	0,047	0,01
P	325	1100	I	0,14	0,5
S	600	300	Cs	0,2	0,11
Cl	28	60	Ba	190	330
K	0,15%	0,83%	La	10,2	15
Ca	7,2%	7,6%	Ce	30,4	48
Sc	43	30	Sm	9,87	5,3
Ti	1,9%	1,38%	Eu	1,66	0,8
V	88	250	Gd	8,5	5,3
Cr	2380	170	Yb	5,25	2,1
Fn	2000	1500	Hf	5,8	2
Fe	14,7%	8,65%	Ta	1,13	1,1
Co	43	48	W	0,3	0,7
Ni	133	130	Re	0,0021	0,00071
Cu	23,3	87	Os	0,015	0,01
Zn	19,4	105	Ir	0,0085	0,02
Ga	4,5	17	Pt	0,05	0,1
Ge	0,95	1,3	Au	0,002	0,004
As	0,8	2	Hg	0,074	0,09
Se	0,30	0,13	Tl	0,0016(?)*	0,21
Rb	3,92	30	Pb	2,42	6
Sr	178	465	Bi	0,0032	0,007
V	81	21	Th	2,79	4
Zr	265	140	U	0,8	1

\* Распределение таллия характеризуется исключительно высокой дисперсией (встречены образцы, обогащенные этим элементом в  $10^4$  раз).

Примечание. Содержания в базальтах Земли, по К. Турекьяну и К. Веполлю [«Краткий...», 1977], концентрации селена, теллура и рения уточнены по новым данным [«Handbook...», 1973], углерода — по А. П. Виноградову, содержания иридия и осмия — по данным О. Юшко-Захаровой (личное сообщение).

В качестве базальтов Луны выбраны «морские» базальты Океана Бурь («Аполлон-12») и Моря Изобилия («Луна-16»). Используются данные Б. Мейсона и У. Мейсона [«Краткий...», 1977], С. Тейлора [Teulor, 1975], А. П. Виноградова и др. [«Химический...», 1974; Виноградов, 1975]. Приведенные в таблице цифры отражают среднее по кристаллическим породам и реголиту.

задержку и остановку в магнитном поле. В результате атомы должны «рассортироваться» на различных расстояниях от Солнца, согласно величине их потенциала ионизации, при этом легкоионизируемые элементы будут отстоять дальше от Солнца по сравнению с трудноионизируемыми элементами [Ривс, 1976].

Однако проведенное нами сравнение состава Земли и метеоритов обнаружило противоположный характер распределения элементов (см. рис. 2): планетное вещество из пояса астероидов (судя по метеоритам) резко обогащено (относительно Земли) трудноионизируемыми элементами и обеднено легкоионизируемыми.

Из всего множества космогонических концепций лишь одна оказалась приемлемой в свете выявленных нами космохимических закономерностей. Но, прежде чем назвать ее, сделаем небольшой экскурс по самым общим вопросам космогонии.

Научная космогония за два столетия накопила достаточное число фактов, заставивших исследователей отказаться от разнообразных версий «захвата» протопланетного вещества Солнцем или «выброса» материи из его недр вследствие различных катастрофических причин. Совпадение экватора Солнца с плоскостью эклиптики, прямое обращение планет, малые эксцентриситеты их орбит, характер распределения момента количества движения и некоторые другие положения заставили космогонию вернуться к небулярной\* концепции, т. е. к идее совместного происхождения планет и Солнца из единой туманности.

Современная космогония в акте творения Солнечной системы предполагает следующую цепь событий. Вначале существовала пылегазовая туманность как часть межзвездной диффузной материи нашей Галактики. Затем примерно 4,7 млрд. лет назад где-то «недалеко», в ее «окрестности», взорвалась Сверхновая, в результате чего туманность потеряла гравитационную устойчивость и начала сжиматься к своему центру тяжести. Обладая некоторым исходным моментом вращения, туманность при сжатии вращалась все быстрее. Центробежная сила в процессе сжатия возрастает быстрее, чем сила тяжести, и в тот момент, когда они уравниваются, наступает режим ротационной неустойчивости. На этом этапе по экватору сгустившейся туманности (будем называть ее Протосолнцем) произошло истечение вещества, образовавшего в плоскости эклиптики протопланетный диск. Подсчитано, что у Протосолнца ротационная неустойчивость возникла тогда, когда его радиус примерно соответствовал радиусу орбиты Меркурия. В дальнейшем из Протосолнца образовалась наша звезда, а из протопланетного диска — планеты.

Идея о совместном происхождении планет и Солнца из единой туманности в общем виде была высказана два века назад И. Кантом и П. Лапласом. Однако она не смогла объяснить концентрацию 98% момента количества движения\*\* в планетах,

\* От nebula (лат.) — туманность.

\*\* Как известно, массу, умноженную на скорость ( $mv$ ), в механике называют количеством движения. Данная величина, умноженная на расстояние до оси вращения системы (т. е. на «плечо»  $R$ ), получила название момента количества движения ( $mvR$ ).



масса которых составляет менее 1/700 от массы Солнца. Совершенно ясно, что в процессе формирования Солнечной системы каким-то образом была осуществлена передача количества движения из центральных ее частей на периферию, но до последнего времени механизм этой передачи был совершенно неясен, а без указанного перераспределения поступательное развитие небулы, достигшей режима ротационной неустойчивости, оказывается невозможным, так как ее дальнейшему сгущению будут препятствовать центробежные силы. Следует отметить, что характер распределения момента количества движения в Солнечной системе явился камнем преткновения для всех гипотез.

Выход из существовавшего длительное время тупика был предложен астрофизиком Ф. Хойлом, который в 1958 г. высказал идею о наличии дипольного магнитного поля у небулы на стадии формирования протопланетного диска. Магнитные силовые линии, будучи «вмороженными» в частично ионизированное вещество туманности, играли роль сцепки в системе (примерно как спицы в колесе) и поддерживали в ней равенство угловой скорости на различном удалении от оси вращения, что необходимо и достаточно для передачи момента количества движения из центральных частей коллапсирующей небулы на ее периферию\*. При этом центральное сгущение тормозилось (аналогичным образом тормозит свое вращение фигуристка на льду, разводя руки в стороны), выходило из режима ротационной неустойчивости и получало возможность к дальнейшему сжатию, тогда как периферические части небулы, приобретая момент количества движения системы, «сбрасывались» и распространялись в плоскости эклиптики, удаляясь от протосолнечного сгущения и формируя протопланетный диск [Хойл, 1960].

Именно этот аспект космогонической концепции Ф. Хойла, по нашему мнению, можно привлечь для объяснения генетической природы выявленных космохимических закономерностей по следующим причинам. При формировании протопланетного диска протовещество, стекавшее с Протосолнца и распространявшееся в плоскости его экватора, двигалось поперек магнитных силовых линий. Заряженные частицы (с обычными, тепловыми скоростями перемещений) не могут двигаться, пересекая магнитные силовые линии, поэтому они должны захватываться (сепарироваться) магнитным диполем и оставаться в околосолнечном пространстве во внутренних частях протопланетного диска. Нейтральные частицы, наоборот, должны были выталкиваться (фракционироваться) и уходить во внешние зоны ди-

---

\* Выражение момента количества движения через угловую скорость имеет вид  $m\omega R^2$ , и если угловая скорость равновелика во всех точках вращающейся системы, то «момент» (поскольку он пропорционален квадрату расстояния) будет сосредоточен в зоне, наиболее удаленной от оси вращения.

ска на его периферию. Эту ситуацию иллюстрирует схема на рис. 4.

Заряженное (ионизированное) или нейтральное состояние частиц определяется величиной потенциала ионизации: чем ниже потенциал ионизации, тем больше вероятность ионизированного состояния частицы и соответственно возможность захвата ее магнитным полем, и наоборот, чем выше потенциал ионизации, тем более вероятно нейтральное состояние, которое обуславливает фракционирование.

3371  
Таким образом, должна была иметь место магнитная сепарация заряженных частиц по их потенциалам ионизации, в свете которой обнаруженные космохимические закономерности (см. рис. 1, 2, 3) получают простое и естественное объяснение. Возрастание дефицита элементов на Земле (по сравнению с их обилием на Солнце) по мере увеличения потенциала ионизации объясняется уменьшением степени ионизированности и соответственным снижением возможности захвата частицы магнитным полем. Становится также понятным, почему в метеоритах (по земным меркам) много золота, платиноидов, ртути, имеющих высокие потенциалы ионизации, и мало урана, калия, рубидия, имеющих малые потенциалы ионизации. Пояс астероидов отстоит от Солнца в три раза дальше зоны формирования Земли, согласно процессу магнитной сепарации там, на большем удалении, должно возрасти содержание трудноионизируемых элементов (они выталкивались из внутренних частей протопланетного диска), а концентрации элементов с малыми потенциалами ионизации должны быть уменьшены, поскольку они претерпели сепарацию и были остановлены магнитным полем в околосолнечном пространстве. Наконец, формирование Земли и Луны происходило на одном расстоянии от Солнца, и поэтому сравнение их составов не выявляет следов магнитной сепарации.

Идея о возможности дифференциации ионизированного протопланетного вещества под воздействием магнитного поля уже

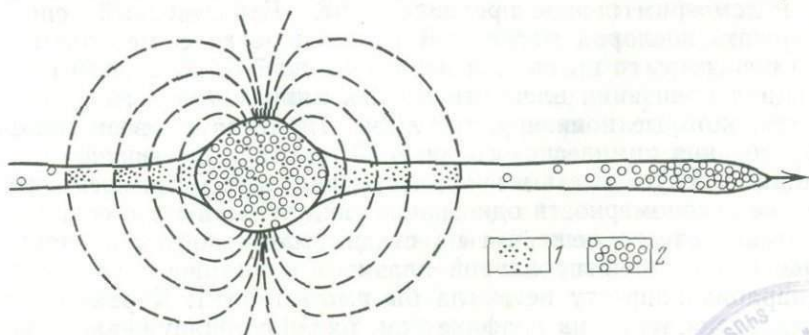


Рис. 4. Дифференциация вещества в протопланетном диске под воздействием магнитного поля Протосолища (магнитная сепарация частиц).

1 — ионизированные частицы; 2 — нейтральные частицы

высказывалась раньше. Астрофизик В. И. Мороз сделал предположение, что именно этим процессом обусловлено различие в составах внешних и внутренних планет: внутренние планеты земного типа обогащены металлами, которые легко ионизируются и поэтому «вычерпываются» магнитным полем Прото-солнца; внешние планеты-гиганты состоят в основном из газов, имеющих высокие потенциалы ионизации [Мороз, 1967]. Было также показано, что фракционированием трудноионизируемых элементов (в зависимости от их потенциалов ионизации) из внутренних частей протопланетного диска можно объяснить дефицит инертных газов на Земле [Токіріі, 1964]. В свете наших космохимических данных (см. рис. 1, 2, 3) предположение В. И. Мороза, а также гипотеза Ф. Хойла (в части перераспределения момента количества движения магнитным полем протозвезды) получают вещественное подтверждение и оказываются исключительно перспективными, так как на основе механизма магнитной сепарации появляется принципиальная возможность оценки в первом приближении исходного (среднего) состава Земли и некоторых специфических особенностей химизма других внутренних планет.

Однако прежде чем переходить к обсуждению проблемы исходного состава Земли, необходимо остановиться на вопросе, почему из общей закономерности (см. рис. 1), характерной для всех элементов, определенных на Солнце, выпадает кислород. Его содержание на Земле (во внешних геосферах) во много раз выше теоретически ожидаемой концентрации (в свете процесса магнитной сепарации). По поводу этой аномалии можно сделать два предположения: 1) кислород по каким-то причинам сепарировался («вычерпывался» магнитным полем) так же, как и металлы, несмотря на свой значительно более высокий потенциал ионизации; 2) исходное содержание кислорода на Земле было небольшим, но в процессе ее развития он перераспределился и сконцентрировался во внешних геосферах.

Рассмотрим первое предположение. Единственный способ удержать кислород магнитным полем наравне с металлами — это понизить его потенциал ионизации до 7—8 В. Понизить потенциал ионизации элемента можно, лишь связав его в соединения, которые ионизируются легче. Но была ли возможность образования химических соединений на стадии магнитной сепарации? Следует иметь в виду, что выявленные нами космохимические закономерности однозначно свидетельствуют о состоянии протопланетного вещества на стадии магнитной сепарации в виде сильно ионизированной плазмы (в противном случае эта сепарация попросту не могла бы иметь места). Характер распределения точек на графике (см. рис. 1) обнаруживает близкие к единице коэффициенты недостачи элементов с потенциалами ионизации порядка 7—8 В. Это возможно лишь при достаточно полном захвате атомов магнитным полем и предпо-

лагает высокую степень ионизации частиц с указанными потенциалами ионизации. Таким образом, энергетическая обстановка в протопланетном облаке на стадии магнитной сепарации обеспечивала достаточно полную ионизацию атомов элементов с потенциалами ионизации порядка 7—8 В\*. Согласно зависимости  $E = \frac{3}{2} kT$  (где  $E$  — энергия ионизации, равная 7—8 эВ,  $k$  — постоянная Больцмана) этой энергетической обстановке соответствует температура  $T$ , порядка 60 000° С. Данная оценка энергетического состояния системы в виде привычного термодинамического параметра наглядно выявляет бессмысленность разговоров о какой-либо химии на этапе «магнитного сепаратора»; поскольку температуры даже на порядок меньшие вызывают полную диссоциацию химических соединений.

Итак, если на этапе магнитной сепарации возможность химического взаимодействия исключена (и мы не можем допускать существования кислорода в виде каких-либо соединений), то соответственно следует предполагать, что потенциал ионизации кислорода в протовеществе оставался на уровне, характерном для этого элемента (13,6 В). Следовательно, кислород не мог удерживаться магнитным полем Протосолнца наравне с металлами (потенциалы ионизации которых порядка 7—8 В) и должен был уходить (фракционироваться) наряду с другими трудноионизируемыми газами из зоны планет земного типа в зону формирования планет-гигантов. Таким образом, первое предположение оказалось неприемлемым и мы можем принять второе, из которого следует, что исходное содержание кислорода на Земле значительно ниже, чем принято считать в настоящее время, но в процессе развития планеты он, по всей вероятности, перераспределился и скопился во внешних геосферах, что обусловило «кислородную аномалию» (см. рис. 1).

Наконец, мы подошли к основному тезису данной главы, согласно которому на основе процесса магнитной сепарации элементов появляется возможность оценки в первом приближении первичного состава Земли, исходя из состава Солнца и руководствуясь формулой  $K_z = K_c \cdot F$ , где  $K_z$  — искомая концентрация элемента на Земле;  $K_c$  — известная концентрация элемента на Солнце;  $F$  — коэффициент недостачи (дефицит).

В данном выражении предусматривается «исходное» значение дефицита, т. е. то, которое определено магнитной сепарацией, и его необходимо отличать от «наблюденного» коэффициента недостачи, полученного при сравнении внешних геосфер Земли с Солнцем, поскольку внешние оболочки по ряду элементов могут существенно отличаться от исходного состава планеты. У подавляющего большинства элементов «исходный» и «наблюденный» коэффициенты совпадают или достаточно близки

---

\* Об этом свидетельствует характерное «плечо» в расположении точек на рис. 1, оконтуренное пунктирной линией.

вследствие того, что внешние геосферы несут отчетливый отпечаток исходного состава планеты (в противном случае мы не смогли бы наблюдать четкую космохимическую закономерность, представленную на рис. 1). Исходный коэффициент недостачи для элементов, резко выпадающих из общей закономерности (претерпевших перераспределение в теле планеты), определяется путем переноса их согласно потенциалу ионизации в область основной совокупности точек, положение которой в координатах «потенциал ионизации» — «дефицит» определено магнитной сепарацией.

Характер расположения металлов (с потенциалами ионизации от 8 В и ниже) на графике (см. рис. 1) показывает, что их коэффициенты недостачи близки и по величине примерно равны единице. Это, очевидно, является следствием равной степени ионизации данных элементов, что может быть лишь при достаточно полной их ионизации и соответственно полном захвате магнитным полем (если уровень радиации обеспечивал существенную ионизацию кремния, имеющего потенциал ионизации 8, 15 В, то все элементы с меньшими потенциалами ионизации непременно были ионизированы полностью). Следовательно, Земля должна была унаследовать солнечный спектр металлов (с потенциалами ионизации до 8 В), т. е. относительные концентрации металлов на Земле должны соответствовать их относительной распространенности на Солнце. Отсюда вытекает, что среди металлов на нашей планете должны преобладать кремний, магний и в меньшей мере железо, так как они доминируют среди остальных металлов на Солнце. Подчиненное значение будут иметь алюминий, кальций и натрий. Содержания других металлов должны быть малыми (доли процента) и исчезающе малыми. Сера, углерод и азот являются весьма распространенными элементами на Солнце (после водорода и гелия), однако они имеют высокие потенциалы ионизации и соответственно большие коэффициенты недостачи, согласно которым их относительные концентрации на Земле должны быть меньше в сотни и тысячи раз (табл. 4). Если магнитная сепарация кислорода происходила в соответствии с его ионизационным потенциалом (как мы выяснили, иных вариантов быть не могло), то на графике он не должен выходить за пределы прямой, ограничивающей всю совокупность точек сверху. Этим определяется верхний предел «исходного» дефицита, в соответствии с которым распространенность кислорода в теле планеты должна быть меньше на три порядка относительно его обилия на Солнце.

Общий баланс исходных (средних для планеты) концентраций, основанный на явлении магнитной сепарации элементов, представлен в табл. 4. Несмотря на «приблизительно количественный» характер этих данных, они совершенно однозначно свидетельствуют против «главной догмы» в науках о Земле. Основ-

## Исходный состав Земли (в свете процесса магнитной сепарации элементов)

Элемент	Обилие на Солнце на 100 атомов кремния	Коэффициент недостачи (*исходный)	Распространенность на Земле		
			на 100 атомов кремния	ат. %	вес. %
Кремний	100	1	100	19,5	45
Магний	79	1	79	15,5	31
Железо	13	1	13	2,5	12
Кальций	4,5	1	4,5	0,9	3
Алюминий	5	1	5	1,0	2
Натрий	3,6	1	3,6	0,7	1,5
Кислород	3 000	$10^{-3}$	3,0	0,6	1,0
Углерод	1 600	$10^{-3}-10^{-4}$	0,16—1,6	0,03—0,3	0,03—0,3
Сера	60	$10^{-2}-10^{-3}$	0,06—0,6	0,01—0,1	0,03—0,3
Азот	300	$10^{-4}-10^{-5}$	0,003—0,03	Менее 0,01	Менее 0,01
Водород	3 000 000	$10^{-3}-10^{-4}$	300	59	4,5

Примечание. Состав Солнца принят по Л. Аллеру. В концентрации железа учтена распространенность марганца, хрома, кобальта.

ной объем нашей планеты не может иметь «кислородного сложения», поскольку магнитная сепарация ограничивает возможную концентрацию кислорода в массе Земли в пределах одного — максимум первых процентов.

Однако не следует забывать, что протовещество, стекавшее некогда с Протосолнца, это прежде всего водород, и если принять его коэффициент недостачи (согласно потенциалу ионизации 13,6 В) равным  $10^{-3}-10^{-4}$ , то исходная концентрация водорода на Земле (при нижнем значении) будет достаточной (см. табл. 4) для нахождения всех элементов в виде водородистых соединений со стехиометрией типа ЭН—ЭН<sub>2</sub>. Проблемы захвата водорода в процессе конденсации протовещества и формирования тела планеты не существует, поскольку металлы (как будет показано ниже) исключительно активно адсорбируют водород. Например, имеются сведения [Галактионова, 1967] об экспериментах по конденсации паров железа в присутствии водорода, в процессе которой каждый атом металла «притягивает» одну молекулу водорода.

Таким образом, изначальный состав Земли, по всей вероятности, был представлен водородистыми соединениями (гидридами), при этом весовая доля водорода в общей массе планеты составляла всего лишь несколько процентов. Необходимо повторить, что данный вывод основан не на какой-либо умозрительной исходной посылке, а на анализе космохимических закономерностей, полученных при использовании данных по веществ-

венному составу Солнечной системы\*, доступных в настоящее время. Кроме того, явление магнитной сепарации элементов, вытекающее из сравнительной космохимии и принимаемое нами в качестве фундамента будущих построений, может быть проверено экспериментально, так как на основе этого явления могут быть сделаны четкие предсказания относительно особенностей химизма других внутренних планет, проверка которых непосредственными измерениями доступна современной технике\*\*.

В конце данной главы обсудим одно из возражений, которое неоднократно высказывалось в процессе обсуждения, предшествовавшего этому изданию. В настоящее время принято считать, что с отделением протопланетного вещества от Протосолнца в диске сразу же должна была начаться конденсация (в связи с падением температуры), которая менее чем за год могла вызвать резкое укрупнение частиц (до 2 см в диаметре) и сделать их индифферентными к воздействию электромагнитных сил. В свете этих представлений весь процесс аккумуляции планет мыслится путем постепенного укрупнения и объединения твердых частиц и тел, которые якобы могли вырастать до астероидных и даже лунных размеров.

Очевидно, что идея Ф. Хойла (о перераспределении «момента» посредством магнитного поля) и предположение В. И. Мороза (о дифференциации протопланетного вещества под воздействием магнитных сил) находятся в резком противоречии с представлениями о быстрой конденсации в диске. Также очевидно, что в случае быстрой конденсации протопланетного вещества магнитная сепарация элементов не могла иметь места. Некоторые исследователи считают это существенным фактом, подрывающим основы гипотезы изначально гидридной Земли.

Однако мы не можем принять аргументацию подобного рода. Здесь требуется четко определить категории приводимых доводов. Представление о быстрой конденсации — не факт, а умозрительное предположение о том, что этот процесс якобы происходил. Установленные нами космохимические закономерности — эмпирически наблюдаемый факт, которому (поскольку он выявлен) должна удовлетворять любая космогоническая концепция.

В этом плане идея о быстрой конденсации вещества в

---

\* В свете изложенного исключительную актуальность приобретает уточнение состава Солнца на современном уровне возможностей астрофизики, поскольку со времени работ Л. Аллера, выполненных в Мичиганском университете, прошло 20 лет. Весьма желательно также расширить список элементов, определенных на Солнце, в частности золота, ртути, галогенов и др., с потенциалами ионизации выше 9 В.

\*\* Конкретные предложения в этом плане приведены ниже в гл. 10.

протопланетном облаке представляется неприемлемой, поскольку она не согласуется с выявленными космохимическими закономерностями, тогда как идея Ф. Хойла и предположение В. И. Мороза находят в них яркое подтверждение.

Разумеется, возникает вопрос о причинах задержки конденсации в протопланетном облаке. Это, очевидно, связано с тем, что вспышка Сверхновой, послужившая толчком к формированию Солнечной системы, одновременно явилась последним актом нуклеосинтеза в этом районе Галактики [Hoyle, Fowler, 1964], в процессе которого пылегазовая туманность обогатилась тяжелыми элементами, стоящими в конце периодической системы Менделеева, в том числе торием, ураном и др. Но попутно с образованием тяжелых ядер должна была сформироваться масса легких короткоживущих изотопов [Соботович, 1971], и, следовательно, пылегазовая прототуманность на ранних этапах формирования Солнечной системы должна была обладать высокой радиоактивностью. Радиоактивность в свою очередь вызывала ионизацию вещества (потерю внешних электронов), в результате чего частицы получали одинаковый положительный заряд, который препятствовал их соприкосновению. Таким образом, конденсацию и аккумуляцию частиц на стадии магнитной сепарации при формировании протопланетного диска подавлял кулоновский барьер.

По всей вероятности, конденсация могла начаться лишь по мере вымирания этих короткоживущих изотопов, поэтому стабильные продукты их распада могут отсутствовать на Земле. В настоящее время многие короткоживущие изотопы ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{60}\text{Fe}$  и др.) получены искусственным путем [Левин, 1972]. Периоды их полураспада достигают  $10^6$ — $10^8$  лет, что совпадает со временем, которое прошло от нуклеосинтеза до аккреции Земли и составляло не менее  $0,5 \cdot 10^8$  лет [Kuroda, 1961].

Более того, в настоящее время можно высказать сомнение в правомерности представлений о том, что аккумуляция Земли (и планет земного типа) происходила путем объединения твердых частиц и тел. В этом отношении исключительный интерес представляют исследования, проводимые в Институте прикладной математики АН СССР. Н. Н. Козлов и Т. М. Энеев [1977] рассмотрели характер эволюции протопланетного облака с применением численного моделирования на цифровых вычислительных машинах. Авторам с помощью оригинального математического аппарата удалось «ввести» в машину модель протопланетного диска из 25 600 «капель», движущихся в поле силы тяжести массивного центрального тела (Солнца) по круговым кеплеровским орбитам и объединяющихся под действием сил гравитации по законам абсолютно неупругого удара. По признанию исследователей, выбор этой модели был определен не их стремлением пойти против существующих представлений об



аккумуляции планет из твердых тел, а необходимостью по возможности упростить модель. В частности, данная модель позволяет предполагать, что каждое бинарное сближение и соприкосновение капель сопровождается объединением пары (сначала гравитационное сцепление, затем формирование приливных горбов и, наконец, слияние). Это очень облегчило машинный счет и дало возможность существенно увеличить число капель, в результате чего модель позволила охватить всю зону формирования планет земного типа. Неожиданно для авторов машина начала выдавать поразительные результаты: удалось смоделировать такие принципиальные параметры Солнечной системы, как характерное число планет, пропорции их орбит (закон Тиддиуса — Боде), а также особенности их вращения (как прямого, так и обратного!). Но самое главное, данные исследования позволили создать теорию подобия, в свете которой оказалось возможным утверждать, что «... плотность протопланет в ходе их эволюции, а также планет непосредственно после их образования была на несколько порядков меньше плотности, характерной для твердых тел» [Козлов, Энеев, 1977].

Естественно, что результаты данного исследования хорошо согласуются прежде всего с нашим выводом о плазменном состоянии протопланетного вещества, при котором кулоновский барьер препятствовал конденсации, а газодинамическое давление плазмы могло противостоять силам гравитации и удерживало протопланетную глобулу от коллапса.

Таким образом, можно считать, что аккреция планеты произошла раньше, чем началась конденсация протопланетного вещества, т. е. аккреция предшествовала конденсации. Этот вывод, базирующийся на результатах численного моделирования Т. М. Энеева и Н. Н. Козлова, находит подтверждение в одной характерной особенности, присущей выявленной закономерности (см. рис. 1). Сравнение составов Земли и Солнца позволяет утверждать, что в веществе, из которого образовалась наша планета, относительная распространенность элементов не изменилась по сравнению с той, что была обусловлена магнитной сепарацией. Иными словами, в процессе аккумуляции протопланетного вещества от рассеянного состояния в диске до твердого тела планеты ни один из элементов не убыл, поскольку потери неминуемо сказались бы на графике (см. рис. 1) выпадением точек вниз из общей совокупности. Если же предполагать, что конденсация предшествовала аккреции, то в данном случае не представляется возможным сохранить без потерь вышедшее из магнитного сепаратора вещество на всем этапе его аккумуляции в теле планеты, поскольку неконденсированная фаза (например, инертные газы) имела много возможностей быть рассеянной.

Плазменное состояние диска позволяет (и даже требует) предусматривать определенное влияние магнитных сил на про-

цессы эволюции протопланетного облака. Если согласиться с Ф. Хойлом, что в процессе передачи момента магнитные силовые линии испытывали закручивание и как бы навивались на диск [Хойл, 1960], то магнитное поле в нем было продольным. Отсюда вытекает возможность распада диска на отдельные кольца под влиянием пинч-эффекта. Кроме того, эволюция Протосолнца, очевидно, сопровождалась эволюцией его магнитного поля, и плотность магнитного потока, связанного с плазменными кольцами, должна была изменяться. Соответственно в связи с электромагнитной индукцией в кольцах возникали потоки электричества (сила их пропорциональна скорости изменения магнитного потока). Это должно было обусловить поперечную неустойчивость плазменных колец, они пережимались магнитным полем индукционных токов с образованием отдельных отрезков («капель»). Данный вид пинч-эффекта представляет собой обычное явление в экспериментах с кольцевыми плазменными шнурами при пропускании по ним электрического тока.

Итак, космохимические закономерности свидетельствуют о плазменном состоянии протовещества на небулярной стадии формирования Солнечной системы. Плазменное состояние посредством пинч-эффекта позволяет получить на определенном этапе эволюции небулы именно «капельную» модель протопланетного диска. Исследования Т. М. Энеева и Н. Н. Козлова показали, что дальнейшая эволюция данной модели, обусловленная только силами гравитации, приводит к формированию планетной системы с искомыми характеристиками (число планет, параметры их орбит, характер вращения) только в том случае, если аккреция планет предшествовала конденсации. В этом плане планеты земной группы непосредственно после аккреции должны были представлять собой протяженные газовые глобулы, в которых по мере снижения степени ионизации (в связи с вымиранием короткоживущих изотопов) и соответственного ослабления кулоновского барьера начинались процессы конденсации и коллапса. В объединенной силами гравитации глобуле рост крупных тел был невозможен, и процесс конденсации планетарного вещества с последующим уплотнением его в твердое тело планеты можно было бы точнее представить как «снегпад» к центру тяжести протопланеты, а не как весьма энергичную бомбардировку зародыша планеты телами астероидных размеров согласно бытующим в настоящее время представлениям.

Таким образом, выявленные нами космохимические закономерности не только открывают новые перспективы в области планетохимии, но и позволяют существенно ограничить возможные варианты процессов физико-механического свойства, протекавших при формировании Солнечной системы.

## РАЗВИТИЕ ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ И ЕЕ СОВРЕМЕННОЕ СТРОЕНИЕ

---

Для понимания путей эволюции изначально гидридной Земли и определения особенностей современного строения нашей планеты необходимо рассмотреть некоторые аспекты взаимодействия водорода с металлами при различных внешних условиях.

### 1. ХАРАКТЕР ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОДОРОДА С МЕТАЛЛАМИ

Практически все металлы способны реагировать с водородом. Взаимодействие идет по следующей схеме: адсорбция на поверхности → растворение в объеме металла (окклюзия) → химическое взаимодействие (образование гидридов).

Адсорбция и окклюзия являются чисто физическими процессами: адсорбция вызывает диссоциацию молекул водорода на атомы, в процессе окклюзии водород отдает электрон в зону проводимости металла и присутствует в его объеме в виде протонного газа. Металлы способны в одном своем объеме растворять сотни и даже тысячи объемов водорода. При этом характер решетки остается прежним, но ее параметры могут несколько изменяться, что свидетельствует об отсутствии химического взаимодействия.

Химическое взаимодействие между водородом и металлами приводит к образованию качественно новых соединений — гидридов — с новым типом решеток, в которых водород имеет химическую связь с металлами и присутствует в виде гидрид-иона  $H^-$  (протон с двумя электронами). Присутствие водорода в ионных гидридах в виде гидрид-иона и его протонированное строение при окклюзии в настоящее время доказано многочисленными исследованиями [Галактионова: 1967; Маккей, 1968]. Согласно постулату У. Джибба, протон в металлах является активированной формой гидрид-иона [Gibb, 1962].

В обычных условиях характер взаимодействия металлов с водородом различен: у одних оно заканчивается образованием адсорбционных пленок, у других — сопровождается объемной окклюзией, тогда как у третьих — протекает бурно с выделением большого количества энергии и приводит к образованию твердых солеобразных соединений — гидридов.

Окклюзия водорода натрием, кальцием и магнием (равным образом и другими щелочными и щелочноземельными металлами) приводит к образованию ионных гидридов, представляющих собой твердые кристаллические вещества. Алюминий и кремний образуют с водородом полимерные соединения (алуа-

ны и силаны), построенные по типу углеводородов. Эти соединения с высокими стехиометрическими содержаниями водорода находятся при комнатной температуре в газообразном или жидком состоянии, а с более низкими содержаниями являются кристаллическими (например, силикоацетилен —  $\text{Si}_2\text{H}_2$ ). Железо и никель также способны поглощать сотни объемов водорода на один свой объем (особенно при длительной выдержке в атмосфере водорода), но при этом окклюзия не приводит к образованию гидридов. Однако «...любой элемент может пройти последовательно все стадии взаимодействия с водородом, если только имеются необходимые внешние условия» [Галактионова, 1967].

Давление и температура влияют на взаимодействие водорода с металлами различным образом. Повышение давления способствует окклюзии и гидридообразованию, причем значительное увеличение давления приводит к вхождению водорода в металл в количествах превышающих стехиометрические. Рост температуры без повышения давления вызывает разложение гидридов, в процессе которого гидрид-ион переходит в активизированное протонное состояние, и дегазацию водорода из металлов. При этом повышение температуры до определенного для каждого гидрида предела довольно слабо сказывается на диссоциации, тогда как запредельные температуры вызывают бурное разложение гидридов, что можно показать на примере гидрида кальция [Славинский, 1952], достаточно интенсивная диссоциация которого начинается при температурах свыше  $600^\circ\text{C}$ :

Температура, $^\circ\text{C}$	605	675	712	735	750	780	795
Давление диссоциации, 133,3 Па	28,1	66,3	143,6	269,7	410,0	653,5	854,0

Следует отметить, что повышение давления значительно поднимает температурный предел устойчивости гидридов и для их разложения в условиях повышающегося давления требуется все большая температура [Маккей, 1968].

Таким образом, в условиях высоких и сверхвысоких давлений «наводороженные» металлы, по всей вероятности, будут находиться в гидридной форме. Повышение температуры должно вызывать разложение гидридов, переход водорода из гидрид-ионной формы в протонный газ, растворенный в металле, и, наконец, дегазацию водорода из металлов.

## 2. РАФИНИРОВАНИЕ МЕТАЛЛОВ ВОДОРОДОМ

В практике литейного производства уже более 20 лет применяется способ очистки металлов продувкой водородом. В табл. 5 приведены данные об изменении состава электролитического железа после продувки его водородом в течение 1 ч при давлении в печи около 100·133,3 Па (Hopkins, Jenkins, Stone, 1951).

Состав электролитического железа после продувки его водородом

Элемент-примесь	Содержание, %		Элемент-примесь	Содержание, %	
	исходное	после продувки		исходное	после продувки
Кислород	0,44	0,002	Марганец	0,008	0,004
Кремний	0,016	0,002—0,003	Сера	0,006	0,004—0,006
Углерод	0,015	0,002—0,004	Хром	0,025	0,001
Азот	0,010	0,001—0,002	Алюминий	0,001	0,001

Аналогичное явление происходит при наводороживании твердых металлов в условиях высоких температур. В частности, можно привести пример появления флокенов в металлических заготовках после их горячей механической обработки, что связано с образованием газообразной окиси углерода и выделением ее из водородсодержащего участка металла [Галактионова, 1967]. Продувка водородом является эффективным методом очистки от кислорода гранулированного хрома [Салли, 1958].

### 3. НАПРАВЛЕННОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ

Теперь можно наметить тот путь, по которому происходило развитие внутренней структуры изначально гидридной Земли в процессе ее жизни как планеты. В качестве основной причины дальнейшей эволюции мы принимаем традиционное представление о радиогенном разогреве земных недр.

Учитывая большую устойчивость гидридов с повышением давления (т. е. с глубиной), приходим к выводу, что при разогреве гидридная Земля неизбежно должна была расслоиться на ряд геосфер. При этом более длительно гидриды металлов должны были сохраняться в центре планеты (в зоне максимальных давлений) в окружении сферы из металлов, содержащих водород в виде раствора, тогда как из внешних оболочек водород должен был в значительной мере дегазироваться.

Таким образом, могли сформироваться водородсодержащее ядро с гидридной центральной зоной и металлическая мантия, мощность которой со временем увеличилась за счет сокращения объема ядра. Легко понять, что металлическая оболочка в процессе развития такой планеты постоянно «продувалась» водородом, поступающим из внутренних зон. Это (по аналогии с техническими экспериментами) обуславливало очищение земных недр от примеси кислорода, который, не имея возможности диссипировать за пределы планеты, обогащал внешние геосферы, что обеспечивало их силикатно-окисное (кислородное) сложение.

#### 4. НОВАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ

На основе вышеприведенного мы предлагаем новую геохимическую модель Земли (табл. 6), соответствующую современной геофизической модели и радикально отличную от современных геохимических моделей.

Как известно, новое — это не что иное, как хорошо забытое старое. Учитывая несравнимое с другими элементами господствующее положение водорода в химии мироздания, В. И. Вернадский еще в 30-х гг. писал по поводу внутреннего строения Земли: «Наши представления о термодинамических и химических условиях глубин нашей планеты заставляют нас видеть в них среды, благоприятные для существования водородистых тел. Здесь активность химических реакций уменьшается, кислород быстро сходит на нет, начинают все более и более преобладать металлы типа железа и, по-видимому, растет количество водорода. В то же самое время температура и давление повышаются. Все это должно привести к сохранению в этих глубинах водородистых соединений, и в том числе растворов водорода в металлах» [Вернадский, 160].

Столь полное совпадение выводов автора со взглядами В. И. Вернадского позволяет нам рассматривать гипотезу изначально гидридной Земли как непосредственное развитие его идей.

Таблица 6

Новая геохимическая модель Земли

Сфера	Слой	Интервал глубины, км	Состав
Кора	A	0—33	Силикаты, окислы
Мантия	B	33—400	
	C	400—1000	Металлы
D	1000—2900		
Ядро	E	2900—5000	Металлы с растворенным в них водородом
	F	5000—5100	Гидриды металлов
	G	5100—6371	

## ФИЗИКА МАНТИИ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

По геофизическим данным, под континентами на глубине 300—400 км находится резкий сейсмический раздел, обуславливающий особенно мощное вступление продольных и поперечных волн на 15—20-градусном расстоянии от эпицентра (по дуге большого круга). Данная сейсмическая граница получила название «двадцатиградусной» [Гутенберг, 1963] или раздела Голицына. Этот раздел имеет глобальное распространение и повсеместно исключительно четко проявлен в отличие от границы Мохо, которая местами как бы расплывается. По разделу Голицына резко изменяются многие физические свойства мантии, ниже него аномально быстро растут плотность мантии и скорости прохождения сейсмических волн, быстро возрастает теплопроводность и происходит резкое увеличение электропроводности на четыре-пять порядков [Магницкий, 1965; Гутенберг, 1963; Рикитаки, 1968; Любимова, 1968].

## 1. КИСЛОРОДНОЕ СЛОЖЕНИЕ МАНТИИ И ЕЕ ФИЗИКА

В соответствии с современными представлениями о силикатно-окисном сложении всей мантии для объяснения аномального градиента уплотнения допускается возможность увеличения с глубиной в слое *C* содержания железа, которое является единственным тяжелым элементом, широко распространенным в недрах Земли. Однако такое предположение не согласуется с сейсмическими данными, так как повышение содержания железа всегда ведет к снижению скоростей прохождения сейсмических волн, тогда как на самом деле скорости сейсмических волн в этом слое резко возрастают [Магницкий, 1965].

Глубинное магнитно-теллурическое зондирование [«Об электромагнитном...», 1961] и анализ геомагнитных вариаций, обусловленных внешними источниками [Рикитаки, 1968], показывают резкое увеличение электропроводности ниже раздела Голицына на четыре-пять порядков. Расчеты показали [Любимова, 1968], что этот скачок не может быть вызван увеличением ионной проводимости силикатов с повышением температуры, так как данный эффект целиком нейтрализуется возросшим давлением, которое резко ограничивает внутреннюю подвижность ионов в решетках кристаллических тел.

Существует мнение, что скачок в электропроводности обусловлен оливин-шпинелевым переходом. Специальные экспериментальные исследования установили трансформацию оливина

в структуру шпинели в области давлений порядка  $100 \cdot 10^8$  Па. Но если скачок электропроводности в мантии связан с фазовым переходом, т. е. с достижением определенного давления, то кровля аномально проводящей мантии должна быть зафиксирована на определенной глубине. Однако данная граница существенно варьирует по вертикали, в частности в Техасе (США) на расстоянии 400 км она испытывает резкий подъем с глубины 320 до 160 км [Рикитаки, 1972]. Известно, что фазовые переходы при меньших температурах требуют меньших давлений, т. е. реализуются в условиях меньших глубин, но в приведенном примере тепловой поток оказался повышенным над поднятой частью проводящей мантии и пониженным над той частью мантии, которая залегает ниже, и поэтому связывать отмеченный подъем с меньшими температурами в данном блоке мантии не представляется возможным. Более того, кровля проводящей мантии под океанами залегает еще ближе к поверхности, на глубине 75—100 км [Сох, 1966; «Результаты...», 1972], на которой не может быть необходимых для оливин-шпинелевого перехода давлений.

Высказывались также предположения, что аномальные градиенты уплотнения и скоростей прохождения сейсмических волн в слое «С» мантии связаны с серией полиморфных превращений силикатов в более плотные модификации [Birch, 1952; Стишов, 1962 и др.]. Однако против этого предположения свидетельствуют факты о различной глубине залегания раздела Голицына и, кроме того, экспериментальное определение полиморфных превращений в широком интервале температур [«Дальнейшие...», 1963] показало узкие температурные интервалы устойчивости плотных модификаций, что свидетельствует о резко ограниченном проявлении этих эффектов в мантии [Магницкий, 1965].

Согласно расчетам многих исследователей, силикатная мантия должна быть полностью расплавлена на глубинах 600—700 км, если в ней выдерживаются геотермические градиенты, характерные для верхних горизонтов. Так как это не подтверждается геофизическими данными, следует полагать, что на глубине в несколько сотен километров происходит увеличение теплопроводности. Некоторые исследователи [Любимова, 1968] допускают, что увеличение теплопроводности на такой глубине обусловлено ростом экситонной составляющей. Однако в отношении силикатов масштабы проявления экситонной теплопроводности неясны, и возможный вклад этой составляющей в суммарную теплопроводность другими исследователями оспаривается [Macdonald, 1959; Кларк (мл.), 1972]. Кроме того, скачок электропроводности по разделу Голицына позволяет предполагать, что увеличение теплопроводности также должно происходить достаточно резко, а это не согласуется с возможным постепенным приростом экситонной составляющей.



Таким образом, представление о силикатно-окисном составе мантии в пределах всей ее мощности встречается с определенными затруднениями при истолковании физических аномалий слоя С, выяснение природы которого, по мнению В. А. Магницкого, является ключевой проблемой физики мантии.

## 2. НОВАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ФИЗИКА МАНТИИ

Предлагаемая нами модель Земли, отвечающая представлениям В. И. Вернадского, весьма просто объясняет все аномальности слоя С.

Нет необходимости объяснять, что в случае замены по разделу Голицына силикатов и окислов, являющихся тепло- и электроизоляторами, металлами, должны резко возрасти тепло- и электропроводность. Металлы по сравнению с окислами и силикатами обладают аномально большой сжимаемостью (рис. 5), что хорошо увязывается с «ненормально» быстрым возрастанием плотности в слое С. Резкое возрастание градиента модуля Юнга металлов (аномальное по сравнению с окислами, рис. 6) объясняет аномально быстрый рост скоростей прохождения сейсмических волн. Наконец, характер сжимаемости металлов, градиент которой закономерно падает при давлениях, превышающих  $(300-500) \cdot 10^8$  Па (что выражается выполаживанием кривых на рис. 5 и 6), коррелируется с геофизическими данными, показывающими уменьшение градиентов плотности и скоростей сейсмических волн в слое D.

В процессе предварительного обсуждения предложенной модели геофизиками высказывались сомнения по поводу нашей трактовки природы слоя С в связи с тем, что электропроводность мантии ниже раздела Голицына имеет полупроводнико-

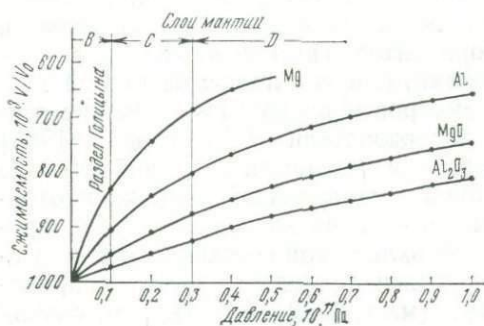


Рис. 5. Сжимаемость металлов и их окислов

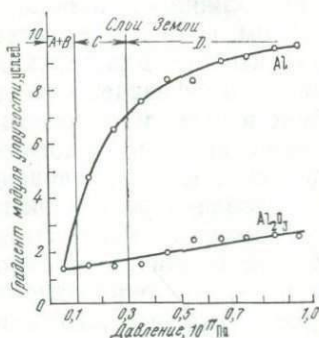


Рис. 6. Характер изменения градиента модуля Юнга с ростом давления в металлах и их окислах. Исходные данные заимствованы у Ф. Берча [1969]

вый характер и примерно на шесть порядков ниже проводимости металлов, хотя в то же время аномально высока для силикатов и окислов, являющихся изоляторами. Кроме того, магний обладает низкой температурой плавления ( $651^{\circ}\text{C}$ ), и, следовательно, слой *C* (даже с учетом возможного повышения температуры плавления в связи с возросшим давлением) в значительной степени должен испытывать плавление, что не соответствует сейсмическим данным.

По всей вероятности, ответом на эти возражения геофизиков можно считать допущение о нахождении металлов в слое *C* в виде интерметаллических соединений, вероятность образования которых связана с большими вариациями электросродства у металлов, слагающих, по нашим предположениям, основную массу Земли (см. гл. II). Это могут быть как известные двойные соединения (силициды магния, силициды железа), так и более сложные образования, системы которых еще не изучены.

Для интерметаллических соединений характерна именно полупроводниковая (т. е. пониженная на несколько порядков по сравнению с металлами) электропроводность, что обусловлено увеличением валентной зоны за счет зоны проводимости при установлении ионно-ковалентных связей в решетке вместо металлических. Кроме того, они имеют обычно высокие (часто конгруэнтные) температуры плавления (силициды магния, например, выше  $1000^{\circ}\text{C}$ ).

## ГЛАВА V

### ФИЗИКА ЯДРА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

---

Согласно современным представлениям, переход от мантии к ядру Земли сопровождается резким увеличением плотности (примерно на 70%), резким снижением скорости продольных волн, непрохождением поперечных волн и еще большим возрастанием электропроводности. Изучение приливов земной коры, суточная нутация Земли и непрохождение поперечных волн свидетельствуют о жидком состоянии внешнего ядра [Гутенберг, 1963; Парийский, 1963; Магницкий, 1965]. Граница между ядром и мантией резкая, однако отдельные исследователи предполагают, что она может быть «размазана» на несколько десятков километров [Винник, Дашков, 1970; Bolt, 1973].

Внутреннее ядро, по сейсмическим данным, представляется твердым, и предполагается, что это отверждение обусловлено ростом давления при сравнительно малом градиенте температуры в ядре.

## 1. ПРОБЛЕМЫ ЖЕЛЕЗНОГО ЯДРА

Гипотеза железного (железо-никелевого) ядра базируется на общеизвестном факте, что железо — единственный тяжелый элемент, широко распространенный на Земле и в метеоритах. Эта гипотеза объясняет большую плотность ядра и его высокую электропроводность, однако ее применение встречает и многие серьезные затруднения.

Уравнение состояния железа в настоящее время хорошо известно до давлений, включающих и соответствующие давления в области ядра [Жарков, Калинин, 1960; Давыдов, 1956]. Поэтому предположение о железном ядре позволяет определить его температуру по давлению и плотности. Однако получаемые при этом значения оказываются, по мнению В. А. Магницкого [Магницкий, 1965], неправдоподобно высокими — до 11 000 К в центре Земли. На основании ударного сжатия установлено [MacDonald, Kporoff, 1958], что плотность чисто железного ядра должна быть больше наблюдаемой, поэтому допускается, что в ядре не менее 10—15% легкой примеси (кремния, серы, окиси магния и т. п.). Подобное «разбавление» железа делает невозможным определение температуры ядра.

Гипотеза железного ядра заходит в тупик при толковании механизма его формирования. Согласно расчетам многих авторов в случае дифференциации ядра из первично однородной Земли должно было выделиться такое количество энергии\*, которое привело бы к полному расплавлению Земли. При этом к настоящему времени вся мантия глубже 50 км должна быть все еще расплавленной [Маева, 1971]. Полученные результаты совершенно не согласуются с сейсмическими данными и являются доводом против образования ядра в результате гравитационной дифференциации недр планеты.

Во избежание этого осложнения предполагается значительная первичная неоднородность Земли и даже допускается формирование железного ядра полностью на стадии коагуляции планеты. Однако тщательный анализ последовательности конденсации веществ в протопланетном облаке показывает [Anders, 1968], что появление силикатных частиц должно было опережать железные.

Наконец, с позиций гипотезы железного ядра трудно объяснить закономерность связи плотности планет земной группы с их размерами: чем больше планета, тем больше ее плотность, т. е. тем большую долю в ее составе занимает железо (Меркурий составляет исключение).

---

\* За счет реализации потенциальной энергии тяжелых частиц.

## 2. ЯДРО ИЗ МЕТАЛЛИЗОВАННЫХ СИЛИКАТОВ

Вторая гипотеза предполагает, что высокая плотность ядра и его электропроводность связаны с фазовым переходом мантийного силикатно-окисного вещества в металлизированное состояние под влиянием сверхвысоких давлений [Ramsey, 1949]. Казалось бы, эта гипотеза лишена многих недостатков выше-рассмотренной версии и весьма просто, в частности, объясняет происхождение ядра, наличие и размеры которого с данных позиций должны зависеть от общей массы небесного тела. В этом плане понятно, почему крупные планеты — Земля и Венера — имеют ядро, тогда как у Луны и Марса оно отсутствует. Однако данная гипотеза противоречит «самой себе» на примере Меркурия, имеющего, судя по его высокой плотности, непропорционально большое ядро, что не увязывается с малыми размерами этой планеты.

Кроме того, опыты по ударному сжатию [Альтшулер, Кормер, 1961; Paul, Warshauer, 1963] до давлений, более высоких, чем в центре Земли, показали, что металлизация силикатов в ядре невозможна и она, по всей вероятности, не может сопровождаться почти двукратным уменьшением объема, «...так как силикаты не являются рыхлыми структурами, а электронные оболочки анионов кислорода полностью заполнены» [Жарков, Магницкий, 1970], что резко ограничивает их способность к уплотнению.

Наконец, совершенно непонятно, почему наряду с уплотнением силикатов на границе ядра происходит одновременное их расплавление. Остается только удивляться, что именно в наше время произошло такое маловероятное событие, когда фронт плавления в ядре полностью совпал с границей фазового перехода. Допущение между границей ядра и жидкостью хотя бы весьма тонкого слоя твердой плотной фазы [Балакина, Введенская, 1962] представляется, судя по геофизическим данным, крайне неправдоподобным [Магницкий, 1965].

## 3. ВОДОРОДСОДЕРЖАЩЕЕ ЯДРО И ЕГО ФИЗИКА

### Сжимаемость гидридов и внутреннее ядро

Прямые экспериментальные данные по сжимаемости гидридов в условиях высоких и сверхвысоких давлений отсутствуют. Однако современный уровень знаний позволяет делать в этом направлении обоснованные экстраполяции.

Сжимаемость кристаллических тел обусловлена, с одной стороны, уплотнением решеток за счет их трансформации в более плотные модификации, с другой — возможностью уплотнения самих атомов. Так как металлы имеют плотно упакованные решетки, то их значительное (по сравнению с солями и окисла-

ми) уплотнение обусловлено в основном особенностями строения атомов и прежде всего характером внешней электронной оболочки, рыхлость которой по существу определяет большинство физико-химических свойств металлов.

Устанавливается четкая корреляция сжимаемости металлов с рыхлостью их внешних электронных оболочек: чем более рыхлой является последняя, тем большей сжимаемостью обладает металл. Это однозначно доказывается графиками на рис. 7. Примечательно, что линия сжимаемости на графиках полностью повторяет характер линии, отображающей рыхлость внешней электронной оболочки металлов. Это свидетельствует о теснейшей причинно-следственной связи между данными свойствами. Чтобы более наглядно представить себе рыхлость внешней оболочки металлов, напомним, что у цезия, например, единственный внешний электрон занимает объем в несколько раз больший, чем остальные 54 электрона. Казалось бы, такая рыхлость внешней электронной оболочки должна обусловить многократное уплотнение цезия при возрастании давления, однако опыты показали [Берч, 1969] резкое падение градиента сжимаемости при давлениях порядка  $100 \cdot 10^8$  Па. По всей вероятности, сжимаемость ограничивается резко возрастающими кулоновскими силами отталкивания при сближении внешней оболочки с внутренними электронными слоями, полностью заполненными и практически несжимаемыми.

Водород, так же как и металлы, имеет рыхлую электронную оболочку, но она у этого элемента единственная. Это главное отличие водорода от всех других элементов ставит его в отношении сжимаемости в исключительное положение, так как отсутствие внутренних электронных слоев обуславливает возможность многократного уплотнения электронного облака водорода, а также гидрид-иона. Принципиально возможно, что в условиях сверхвысоких давлений электроны гидрид-иона будут занимать позицию, в которой находятся два электрона К-оболочки элементов с большим массовым числом; это вызовет многократное уплотнение решетки гидрида. При этом она будет трансформирована таким образом, что плотнейшую упаковку в ней должны образовывать катионы металлов, в промежутках между которыми будут располагаться многократно сжатые гидрид-ионы (рис. 8). Учитывая, что ионные радиусы металлов в среднем в два раза меньше атомных, их уплотнение в гидридной форме в условиях сверхвысоких давлений может достигать восьмикратного значения.

Принципиально возможный характер уплотнения гидридов с ростом давления представлен на графике (рис. 9), где отрезок АВ соответствует уплотнению гидрид-ионов, пропорциональному приложенному давлению. В области перегиба В достигается предел пропорциональности в силу того, что входят в соприкосновение и образуют плотнейшую упаковку катионы метал-

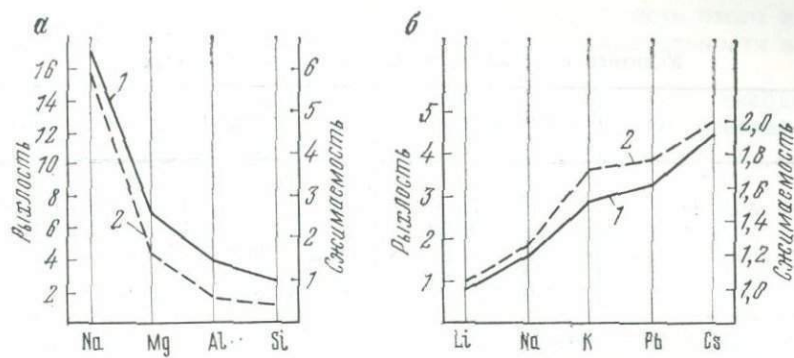


Рис. 7. Корреляция сжимаемости элементов (при  $P=100 \cdot 10^8$  Па) с рыхлостью внешних электронных оболочек (в усл. ед.).  
 Исходные данные по сжимаемости заимствованы у Ф. Берча [1969]. Рыхлость — объем, занимаемый электроном внешней оболочки.  
 а — элементы в периоде системы Менделеева, б — то же, в группе системы. 1 — сжимаемость; 2 — рыхлость

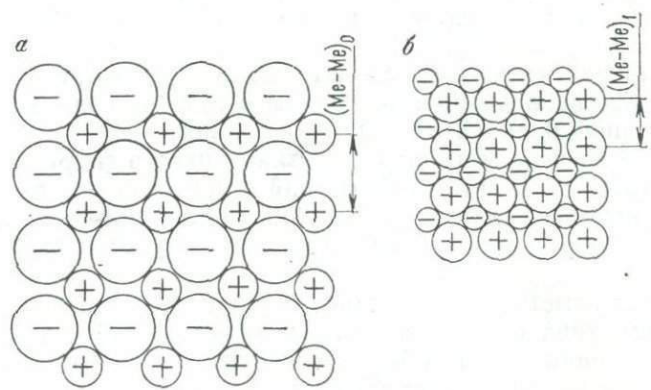


Рис. 8. Принципно возможный характер трансформации решеток ионных гидридов.  
 а — давление равно  $10^6$  Па; б — сверхвысокие давления

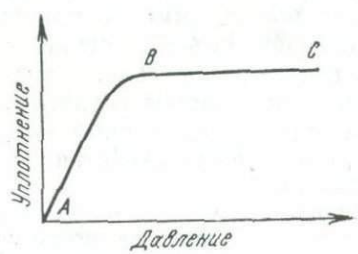


Рис. 9. Принципно возможный характер сжимаемости гидридов

## Уплотнение металлов в форме ионных гидридов

Плотность, г/см <sup>3</sup>	LiH	NaH	KH	RbH	CsH	CaH <sub>2</sub>	SrH <sub>2</sub>	BaH <sub>2</sub>
Металл	0,534	0,971	0,862	1,532	1,903	1,55	2,60	3,50
Гидрид	0,816	1,396	1,43	2,59	3,42	1,90	3,26	4,21
Уплотнение*, %	52,8	43,8	65,8	69,2	80,0	22,6	25,4	22,9

\* В нормальных условиях.

лов, которые имеют плотные электронные оболочки, а это резко ограничивает возможность гидридов к дальнейшему сжатию.

Иллюстрацией вышеприведенного может служить уплотнение щелочных и щелочноземельных элементов при переходе их в гидридную форму, т. е. эти металлы, поглощая сотни объемов водорода на один свой объем, значительно уплотняются. Это обусловлено электростатическим сжатием катионно-анионной решетки, которое деформирует гидрид-ион, сокращая тем самым расстояние между центрами металлических атомов (табл. 7).

Уплотнение металлов, находящихся в элементарной форме, равноценное приведенным значениям в табл. 7, возможно лишь при давлениях порядка  $100 \cdot 10^8$  Па и больше.

Однако в числе металлов, уплотняющихся в гидридной форме (см. табл. 7), отсутствуют магний и кремний, которые должны быть наиболее широко развиты на Земле; гидриды этих элементов, наоборот, являются более рыхлыми, чем исходные элементы.

Следует отметить, что плотность гидридов зависит от преобладающего типа связи: если она в значительной степени ионная, то гидриды имеют большую плотность, чем исходные металлы; если же связь преимущественно ковалентная, то гидриды становятся более рыхлыми и летучими (отсутствует электростатическое сжатие)\*.

Характер связи может изменяться в зависимости от внешних условий, и при высоких давлениях энергетически более выгодным становится именно ионный тип связи, так как он ведет к уменьшению объема сосуществующих веществ при сохранении их массы. Следовательно, мы можем полагать, что в недрах Земли водородистые соединения магния и кремния будут находиться преимущественно в виде ионных гидридов со всеми вытекающими отсюда следствиями, касающимися аномальной сжи-

\* Расчеты показали, что даже в солеобразных гидридах щелочных металлов тип связи имеет промежуточный ионно-ковалентный характер и связь является ионной всего лишь на 30—50% [Галактионова, 1967].

маемости гидрид-иона. Принципиальная возможность этого изменения связи заложена в бóльшей электроотрицательности водорода по сравнению с металлами.

Итак, высокую плотность внутреннего ядра и его твердое состояние можно связать с аномальной способностью гидридов металлов к уплотнению за счет деформации гидрид-ионов.

### **Металлы с растворенным в них водородом и внешнее ядро**

Существует несколько точек зрения на форму вхождения водорода в металлы при окклюзии. По наиболее ранним представлениям допускалось образование гидридов с небольшим стехиометрическим содержанием водорода. Некоторые исследователи предполагали возможность твердых растворов водорода в металле с образованием фаз внедрения. Однако тщательная рентгеноструктурная проверка не подтвердила этих предположений [Галактионова, 1967].

Полностью подтверждается экспериментальными данными представление о том, что водород находится в решетке металла в виде протона и проникает в электронные оболочки металлических атомов. Основанием для этого утверждения послужили опыты А. И. Красникова, которыми установлено уменьшение дублетного расстояния внешнего электрона у большой группы металлов вследствие влияния водорода, что не могло быть истолковано с общепринятых точек зрения и нашло объяснение в гипотезе протонного газа в металлах [Красников, 1946].

Позднее было показано [Галактионова, 1949], что при растворении водорода в твердой и жидкой стали дублетное расстояние уменьшается пропорционально количеству растворенного водорода. Кроме того, в жидком металле под влиянием слабого электрического поля водород перемещается в сторону катода, что может быть лишь в том случае, когда он находится в виде протона [Явойский, 1955]. Аналогичное явление наблюдается и в твердых металлах [Маккей, 1968].

Нахождение растворенного водорода в виде протона подтверждается экспериментальными данными о наличии прямой зависимости между растворимостью водорода и электропроводностью металлов, о влиянии водорода на магнитные и механические свойства металлов и их сплавов [Галактионова, 1967]. Наконец, о протонном состоянии растворенного водорода свидетельствуют также его исключительная подвижность в металлических средах (полагают, что атом водорода с отрицательным зарядом или частью его по размерам не способен к такой миграции) и новые данные ЯМР-спектров [Маккей, 1968].

Приведенное выше тесно связано с особенностями строения атома водорода, ионизация которого вызывает образование голго протона, имеющего эффективные размеры порядка  $10^{-13}$  см,



т. е. он в 100 тыс. раз меньше атомов металлов. Только на основе этого водород нельзя параллелизовать с другими элементами (азотом, углеродом и пр.), атомы которых при потере внешних электронов сохраняют размеры в пределах тех же порядков величин и поэтому могут образовывать в металлах структуры типа внедрения или замещения.

Столь малые эффективные размеры, а также громадная концентрация заряда и массы протона позволяют ему внедряться в электронные оболочки атомов, вплоть до самых глубоких уровней, вызывая коренные изменения физической природы металла. Внедрение это, по-видимому, обусловлено характером распределения электронной плотности атомов металлов, где внешний электрон обычно «размазан» на внешней половине атомного радиуса, тогда как остальные плотно группируются на внутренней его половине. Такое внутреннее уплотнение электронов в основном компенсирует заряд ядра и по существу сводит на нет кулоновский барьер на внешней половине радиуса в атомах металлов. Кроме того, голый протон относится к классу элементарных частиц и, следовательно, обладает определенным «волновым пакетом», что позволяет ему проникать через потенциальный (кулоновский) барьер и в подбарьерную область при помощи «туннельного эффекта». Это явление проникновения («просачивания») частицы через потенциальный барьер согласно квантовой механике возникает даже тогда, когда никакой дополнительной энергии частица не получает. Из этого явления вытекают два следствия.

Во-первых, глубокое внедрение протона в электронные оболочки равносильно резкому увеличению эффективного заряда ядра металла, следовательно, должна наблюдаться тенденция к уменьшению радиуса атома. При комнатной температуре, обычном давлении и небольшом насыщении металла водородом эта тенденция не приводит к сколько-нибудь заметному уплотнению металлов, параметры решеток остаются прежними и наблюдается лишь размытие рентгенограмм, что свидетельствует о возникновении напряжений в решетках. Однако в условиях высоких температур, гарантирующих полное протонирование водорода, при давлениях порядка  $n \cdot 10^{10}$  Па и более, а также при значительном насыщении — до атомных отношений H/Me, близких к единице, металлы должны претерпевать существенное уплотнение.

Во-вторых, появление тенденции к уменьшению атомных радиусов вызовет понижение потенциального барьера, препятствующего переходу атома в соседнее междоузлие и ограничивающего его внутреннюю подвижность. Иными словами, появление способности у атомов к большей деформации (под влиянием внедренных протонов) должно резко понизить энергию активации диффузии, в результате чего при достаточно высоких температурах и также при высоком насыщении водородом

внутренняя подвижность атомов может возрасти настолько, что агрегатное состояние системы будет больше отвечать вязкой жидкости, чем твердому телу (в температурной области, лежащей намного ниже зоны ликвидуса металлов).

Теперь из области микромира снова вернемся к недрам Земли. Наша геохимическая модель позволяет связать жидкое состояние внешнего ядра и резкое изменение плотности на границе с мантией с уплотнением и «сжижением» металлов протонированным водородом. Кроме того, полностью протонированный водород является источником дополнительных электронов в зоне проводимости металлов [Маккей, 1968], что естественно объясняет высокую электропроводность внешнего ядра.

Следует отметить, что данная концепция в отличие от рассмотренных выше гипотез не требует для объяснения твердого состояния внутреннего ядра дополнительных и весьма искусственных операций с геотермическим градиентом. Обсуждение закономерной связи плотности планет с их массами дано ниже (см. гл. IX).

## ГЛАВА VI

# ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ГИПОТЕЗЫ ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ

---

### 1. РАСШИРЕНИЕ ЗЕМЛИ

Главным геолого-тектоническим следствием гипотезы изначально гидридной Земли является значительное, возможно, многократное за время геологической истории увеличение ее объема, что обусловлено непременным разуплотнением недр планеты при дегазации водорода и переходе гидридов в металлы.

Гипотеза расширяющейся Земли впервые была предложена О. Хильгенбергом в 1934 г., когда выяснилось, что материки имеют глубокие корни. В свете этих данных вегенеровские представления о дрейфе становились невероятными. Гипотезу О. Хильгенберга поддерживают многие видные ученые: Л. Эджвуд, П. Иордан, С. Кэри и др. В нашей стране ее активно пропагандируют И. В. Қириллов и В. Б. Нейман. Появившиеся в последние годы данные о строении дна океанов, его осадках, характере магнитного поля, закономерном положении срединных хребтов и глобальной рифтовой системы свершили революцию в глобальных геологических представлениях. Геолого-тектонические и геофизические особенности структур океа-

нического дна позволяют считать их структурами гигантского растяжения, которое можно было бы связать с общим расширением планеты [Хизен, 1966]. По мнению В. Е. Хайна [1970], гипотеза расширяющейся Земли могла бы разрешить затянувшийся спор фиксистов и мобилистов, поскольку она позволяет увязать постоянство структурного плана (основное кредо фиксизма) с раздвигом континентальных плит и новообразованием океанов (в чем, по всей вероятности, правы мобилисты): континенты и их структуры стоят на месте и жестко связаны со своими глубинными корнями, но по мере расширения планеты они расходятся и между ними появляются и растут океанические впадины. М. В. Муратов [1975] считает, что новые данные по океанам, появившиеся в последние годы, «легко объяснимы с позиций представлений о расширении Земли». В одной из новейших публикаций в пользу этих представлений высказался Е. Е. Милановский [1978].

Однако данная гипотеза не пользуется широкой поддержкой среди геологов, поскольку не было предложено в достаточной мере реального механизма этого расширения [Трапезников, 1963]. Концепция изначально гидридной Земли связывает расширение нашей планеты с конкретным процессом, вполне естественным по физической природе. В этой связи гипотеза расширяющейся Земли требует более внимательного обсуждения.

Рассмотрим с позиции гипотезы изначально гидридной Земли те возражения, которые высказываются в адрес возможного расширения нашей планеты.

1. Как полагают некоторые авторы [Трапезников, 1963; Беллусов, 1968], если расширение Земли происходило за счет «разбухания» ее недр, то оно обусловило бы образование архипелагов мелких островов на месте современных континентов в связи с растаскиванием последних в процессе «разбухания».

2. Если океаны считать структурами растяжения, то почему расширение Земли приобрело особенно бурные темпы с конца палеозоя — начала мезозоя и в мезозое, когда заложились Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны?

3. По мнению некоторых исследователей [Кропоткин, 1971], расширение Земли не согласуется с недавно выявленным интенсивным горизонтальным сжатием коры, которое установлено непосредственными наблюдениями и, по-видимому, свидетельствует о режиме контракции, которую испытывает планета на современном этапе.

4. Весьма распространено мнение, что нельзя на фоне расширения Земли объяснить складчатость, требующую горизонтальных сжимающих напряжений, и что оно плохо увязывается с проблемой горообразования.

Обсудим сначала три первых замечания; проблемы складчатости и горообразования будут рассмотрены ниже в соответствующих разделах.

Рассмотрим особенности расширения Земли по мере уменьшения в ней водородсодержащего ядра и увеличения мощности мантии, т. е. определим характер расширения планеты, когда «разбухание» ее недр происходит не по всему объему, а по определенному фронту (на границе ядра и мантии), который постепенно перемещается в глубь планеты. С этой целью был поставлен простейший эксперимент: небольшой резиновый мячик покрывали парафиновой оболочкой и затем надували при помощи насоса. Тонкая парафиновая оболочка («мантия») реагировала на расширение мячика («ядра») образованием густой сетки мелких трещин, достаточно равномерно распределенных по поверхности модели (глобуса). Но с увеличением мощности парафинового слоя возникала все более грубая трещиноватость. Наконец, когда толщина оболочки достигала  $1/6$ — $1/5$  радиуса модели, расширение вызывало образование единой системы трещин, раскалывающих парафиновый слой на несколько (шесть-восемь) крупных плиток (которые по конфигурации в ряде случаев оказывались удивительно схожими с очертаниями континентов).

Распространяя этот эксперимент на земной шар, приходим к выводу, что его расширение на фоне увеличения мощности мантии должно реализовываться так же по все более грубой системе разрывов и, следовательно, размеры структур растяжения на поверхности нашей планеты должны возрастать по мере ее развития, а число их должно уменьшаться. Посмотрим, как согласуется это предположение с геологией.

Первые признаки структур расширения на поверхности планеты фиксируются с рубежа архея — протерозоя [Павловский, 1975], когда произошло заложение достаточно густой сети мелких трогов [«Троговый...», 1976] или борозд [Марков, 1962], которые к концу нижнего протерозоя трансформировались в систему достаточно протяженных поясов, ветвящихся и облекающих архейские ядра, представляющие собой относительно стабильные блоки размером не более нескольких сотен километров. Очень показательна в этом отношении схема протерозойских поясов Русской платформы Г. И. Каляева [1965]. В дальнейшем, начиная с рифея, с каждым новым тектоно-магматическим циклом происходило постепенное нарастание стабильных блоков (платформ), а протяженность разделяющих их геосинклинальных поясов увеличивалась, и при этом образуемый ими рисунок становился менее прихотливым, более грубым и крупным. План геосинклиналей, заложение которых произошло в нижнем палеозое, свидетельствует о происшедшей к этому времени генерализации растяжения по крупным системам расколов (Урал, Аппалачи и др.). Наконец, в мезо-кайнозойское время растяжение стабилизировалось преимущественно в единой глобальной системе рифтов, что обусловило в их пределах энергичный рост океанов и базитовый магматизм.

В этих особенностях геологического развития Земли можно видеть некоторую аналогию с результатом поставленного нами эксперимента, который объясняет, почему расширение планеты не привело к образованию архипелагов на месте современных континентов и почему океанообразование тяготеет к поздним этапам развития планеты.

На темпы расширения должна влиять также различная степень уплотнения гидридов по радиусу планеты. В настоящее время неизвестно, на какой глубине, т. е. при каких давлениях, уплотнение гидридов достигало предела пропорциональности (см. рис. 9). Если же, например, это происходило на глубине, равной  $1/5$ — $1/4$  радиуса изначальной Земли, то более половины объема планеты было сложено гидридами, уплотненными в значительно меньшей степени, чем остальная внутренняя их часть. В связи с этим темп расширения должен был значительно ускоряться во времени по мере перемещения в глубь планеты фронта разуплотнения (границы: ядро — мантия) при дегазации водорода.

Наконец, в самом механизме перемещения фронта разуплотнения, по-видимому, заложены причины «внезапности» появления наложенных океанических впадин. Характер распределения объема оболочек по его радиусу таков, что в процессе равномерного (во времени) увеличения объема мантии ее мощность с определенного момента начинает возрастать во все более ускоренном темпе (рис. 10). В свете поставленного выше эксперимента разумно предположить, что на этом фоне должны происходить резкая генерализация структур растяжения и заложение наиболее крупных из них — океанов. Объем современной мантии известен. Зная плотности ядра и мантии, нетрудно оценить объем конечной Земли, лишенной ядра в связи с полной дегазацией водорода. Это дает возможность найти на графике (см. рис. 10) настоящий момент и рассмотреть динамику роста мощности мантии в геохронологическом плане, полагая, что начало геологической истории нашей планеты совпадает с возрастом древнейших участков (4 млрд. лет). При этом выявляется интересная закономерность: ускорение темпов прироста мощности мантии совмещается во времени с последними этапами геологической истории, для которых характерно заложение и развитие океанов. Так, начавшееся примерно 1,3 млрд. лет назад ускорение темпов роста мощности мантии, по-видимому, можно связать во времени с заложением крупнейшей структуры растяжения — впадины Тихого океана, существование которой с верхнего протерозоя устанавливается по плану верхнепротерозойских структур, так как они (в отличие от более древних структур обрамления) начинают «ощущать» ее присутствие [Хаин, 1971; Муратов, 1971; Кропоткин, 1971]. Дальнейшая акселерация роста мощности мантии, которая, судя по характеру кривой  $T$ , приобретает особую интенсивность с конца палеозоя

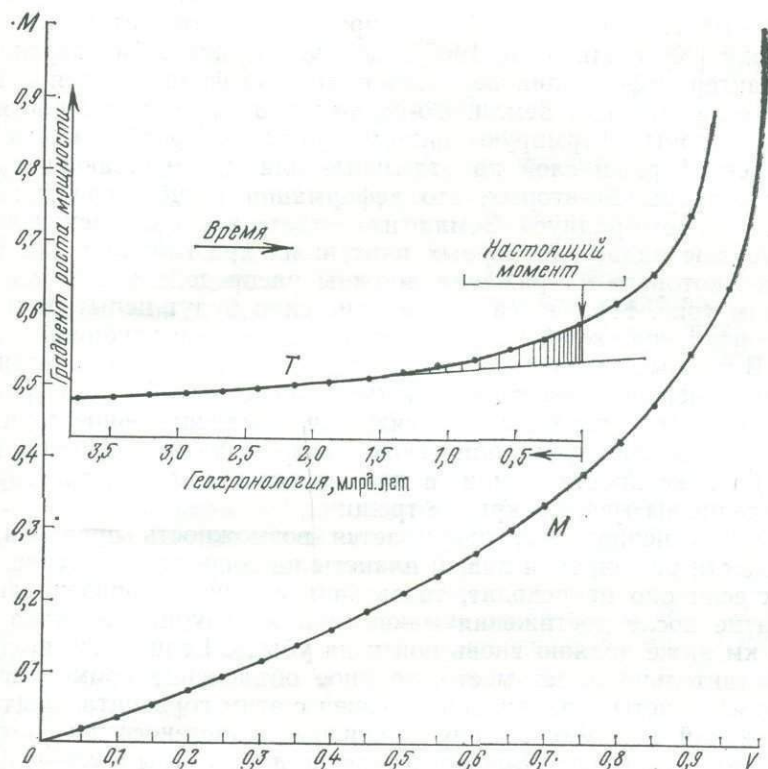


Рис. 10. Характер изменения мощности мантии  $M$  и градиента ее утолщения  $T$  по мере разложения ядра Земли. (Кривые справедливы при равномерном во времени увеличении объема мантии)

Мощность мантии — части от радиуса конечной Земли, лишенной ядра. Объем мантии  $V$  — части от объема конечной Земли, лишенной ядра

и в мезозое, совпадает во времени с распадом Гондваны и Лавразии, когда заложилась и стали бурно развиваться впадины Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Геофизические и геологические данные показывают, что эти структуры (наряду с Тихим океаном) продолжают расширяться и в настоящее время.

Таким образом, гипотеза изначально гидридной Земли позволяет существенно приблизиться к пониманию внутренних причин океанообразования и акселерации этого процесса на поздних этапах развития планеты. Детально модель процесса океанообразования рассмотрена ниже.

Теперь обсудим, как с точки зрения расширяющейся Земли можно объяснить интенсивное горизонтальное сжатие в массивах кристаллических пород, достигающее, по данным многочисленных и непосредственных измерений, на глубине 1 км —

1000·10<sup>5</sup> Па, что в 3—3,5 раза превышает литостатическую нагрузку [Хаст, Нильсон, 1967]. Для этого покажем вероятный характер деформаций верхнего надастеносферного слоя в процессе расширения Земли. Во-первых, это деформации растяжения, которые формируют систему разрывов, разбивающих надастеносферный слой на отдельные плиты, «плавающие» на астеносфере. Во-вторых, это деформации изгиба, связанные с увеличением радиуса Земли и соответственным уменьшением кривизны надастеносферных плит, с их «разгибанием», в процессе которого напряжения должны распределиться таким образом (рис. 11), что самые верхние слои будут испытывать горизонтальное сжатие, закономерно падающее с глубиной.

В земных условиях трещиноватость и пористость, развитые в приповерхностном слое, будут обуславливать быструю релаксацию этих напряжений, в связи с чем максимальное горизонтальное сжатие кристаллических массивов должно наблюдаться не на поверхности Земли, а на глубине 1—1,5 км, где горное давление вызывает закрытие трещин.

Здесь неожиданно открывается возможность проверки реальности расширения нашей планеты на современном этапе, так как если оно происходит, то связанное с ним горизонтальное сжатие после достижения максимума на глубине порядка 1—1,5 км ниже должно вновь пойти на убыль. Если такое явление действительно имеет место, то иное объяснение кроме расширения планеты и накопления в связи с этим горизонтальных напряжений при уменьшении кривизны надастеносферного слоя трудно представить. Боковое давление до глубины в 2,5—3,0 км, связанное с передачей упругих напряжений, обусловленных вертикальной литостатической нагрузкой, можно игнорировать, поскольку оно на порядок меньше избыточного горизонтального сжатия.

Данное предположение приведено в том виде, в каком оно было сформулировано нами в 1971 г. [Ларин, 1971] и затем повторено в 1975 г. в предыдущем издании этой книги. Однако уже в 1973 г. вышла работа [Булин, 1973], в которой были сведены данные по напряженному состоянию земной коры до глубины 2,5 км, и оказалось, что избыточное горизонтальное сжатие в кристаллическом фундаменте достигает максимума на глубине примерно 800 м, тогда как глубже оно резко убывает. Таким образом, наш прогноз можно считать подтвержденным.

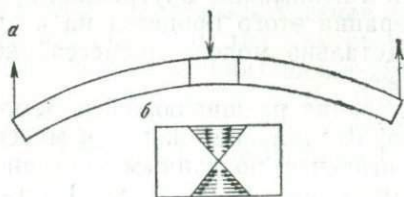


Рис. 11. Характер деформации надастеносферных плит в процессе расширения Земли. Стрелками показано: *a* — приложение сил; *b* — возникающие при этом напряжения внутри слоя (характер деформации соответствует изгибу)

## 2. ПРИЧИНЫ И МЕХАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

В настоящее время показано, что тектонические фазы сжатия наземных складчатых поясов синхронны перерывам в расширении океанического дна [Лавров, Бараш, 1976; Милановский, 1978], и, следовательно, спрединг в срединных частях океанов нельзя считать причиной скупивания и орогенеза геосинклинальных зон, как это представляют сторонники тектоники плит. Поэтому традиционная точка зрения, предпочитающая искать причину геосинклинальной активности в недрах подлежащей мантии, представляется более естественной.

Метаморфизм, гранитизация и магматизм свидетельствуют о том, что «...геосинклинали являются зонами повышенных тепловых потоков» [Белоусов, 1966]. Исследования современного теплового поля нашей планеты выявили экстремальные тепловые потоки в зонах новейшей тектоно-магматической активности и в молодых складчатых поясах [Смирнов, 1971а]. Высказано предположение, что геосинклинальный процесс является «...следствием и приповерхностным выражением идущего из глубины мантии наружу особенно мощного и концентрированного в узкой зоне потока тепловой энергии» [Шейнманн, 1968].

Тепловая энергия, регистрируемая на поверхности Земли в виде глубинного теплового потока, считается основным видом энергии, определяющим геологическое развитие нашей планеты [Смирнов, 1967б]. Она на несколько порядков выше других потерь энергии за счет вулканизма, сейсмичности и прочих процессов и, следовательно, вполне достаточна, чтобы обеспечить разнообразные геологические процессы, протекающие в земной коре и верхней мантии. Однако механизм трансформации тепловой энергии в тектонические движения геосинклинального типа фактически не выяснен, поскольку допущение конвективного перемешивания вещества мантии вряд ли правомерно как с физической стороны этого процесса [Люстих, 1965; Кнопов, 1972; Джеффрис, 1975], так и с геотектонической [Белоусов, 1966]. Кроме того, представляется загадочным само существование экстремальных тепловых потоков, так как известные в физике твердого тела механизмы теплопереноса (фононный, фотонный и экситонный) не могут обеспечить концентрацию тепла в узких зонах [Любимова, 1968].

Таким образом, любая геотектоническая гипотеза прежде всего должна ответить на следующие вопросы: каковы причины появления экстремальных тепловых потоков, локализованных в сравнительно узких зонах, и каков механизм трансформации тепловой энергии в тектонические движения геосинклинального типа, которые закономерно упорядочены в пространстве и во времени.

Проблема геосинклинали так сложна, а факты, требующие объяснения, так многочисленны, что их приходится рассматри-



вать в чрезвычайно упрощенном виде и сводить к небольшому числу общих закономерностей, прежде чем оказывается возможным теоретический анализ. Поскольку характер геодинамической активности планеты претерпел существенную эволюцию во времени, то следует оговорить, что в данной главе будет рассмотрен механизм геосинклинального процесса, свойственного фанерозою. На рис. 12 схематически изображены главнейшие события в геосинклинали и этапность их протекания. По мнению тектонистов школы А. В. Пейве, сущность этих явлений «...заключается в структурном и вещественном преобразовании океанической коры в континентальную», в процессе которого геосинклинальная зона «...проходит через три главные стадии: океаническую, переходную и континентальную» [«Становление...», 1976].

Океаническая стадия, во время которой происходит геосинклинальное погружение, характеризуется широким развитием основного (инициального, по Г. Штилле) магматизма и преимущественно глубоководными осадочными формациями, которые тесно связаны с породами меланократового фундамента и, по всей вероятности, отлагались на коре океанического типа. Начальные этапы раскрытия геосинклинальных трогов в ряде случаев [Руженцев, 1974] сопровождаются специфическими «рифтогенными» комплексами: щелочными вулканитами (трахибазальтами и трахиандезитами) и грубообломочными толщами, сложенными в основании аркозами (продуктами размыва раз-






Процессы	Э т а п ы			
	I Собственно геосинкли- нальный	II Инверсион- ный	III Орогенный	IV Постороген- ный
Прогибание и осадко- накопление				
Складчатость				
Метаморфизм, грани- тизация, магматизм (гранитоидный)				
Горобразование				
Пленепленизация, нако- пление впадин				

Рис. 12. Главные закономерности развития тектоно-магматического цикла

двигающихся континентальных блоков). Эти особенности однозначно показывают, что «...геодинамическая обстановка характеризовалась преобладанием общего растяжения» [«Становление...», 1976].

Однако уже во второй половине океанической стадии намечается дифференциация геосинклинального ложа на узкие и протяженные геантиклинальные поднятия, разделенные интрагеосинклинальными прогибами, что фиксируется по появлению специфических геантиклинальных формаций [Херасков, 1963; «Опыт...», 1972]. В дальнейшем этот процесс дифференциации усугублялся и приводил в переходную стадию к накоплению мощных флишевых толщ, содержащих олистостромы, которые рассматриваются «...как индикаторы интенсивного шарьяжеобразования при тектоническом сучивании» [«Становление...», 1976]. Таким образом, геодинамическая обстановка на данном этапе характеризовалась режимом сжатия на фоне суммарного преобладания нисходящих движений, поскольку продолжалось осадконакопление (по крайней мере, во время отложения флиша преобладает погружение).

Следует отметить, что заложение миеосинклиналей происходит преимущественно на коре континентального типа и обычно не сопровождается инициальным базальтоидным вулканизмом, т. е. при этом не происходит широкого раскрытия пород меланократового фундамента. Следовательно, в данном случае отсутствуют формальные основания связывать даже начальное погружение с раздвигами и тем более нет оснований предполагать режим растяжения на последующей стадии роста геантиклинальных поднятий (островодужных кордильер) и отложения флиша, дикого флиша и олистостром. Поэтому геосинклинальное погружение с начала заложения миеосинклиналей, а также с конца океанической стадии в эвгеосинклиналях едва ли может быть следствием растяжения; видимо, наоборот, оно сопровождалось сжатием коры (о чем свидетельствуют признаки тектонического сучивания), и отчасти можно согласиться с мнением, что «...геосинклинальное погружение и сужение структур — генетически родственные процессы» [Краус, 1963]. Мы намеренно акцентировали внимание на сопряженности нисходящих движений с режимом сжатия в определенные этапы развития геосинклиналей, так как это явление обычно представляется трудно объяснимым с позиций расширяющейся Земли.

Дальнейшее развитие геосинклиналей в переходную стадию характеризуется усилением тектонического сучивания, что выражается в возрастании роли шарьяжеобразования, и завершается интенсивной складчатостью накопленных осадков, которая в связи с увеличением мощности сминаемых толщ вызывает инверсию тектонических движений. Флишевые прогибы на этом этапе замыкаются и осадконакопление продолжается лишь

по краям геосинклинальной зоны, где (синхронно с воздыманием ее центральных частей в виде формирующегося складчатого пояса) закладываются мощные краевые (или передовые) прогибы, выполняемые «нижней» молассой (молассовые экзогеосинклинали, по Р. Трюмпи). На фоне проявления складчатости прогрессивно нарастают процессы регионального метаморфизма и гранитизации сминаемых толщ и происходит внедрение гомодромных интрузивных серий гранитоидного ряда, отличающихся в петрохимическом отношении преобладанием натрия над калием.

Ж. Гогель [1969] отметил, «...что, если бы избыток длины смятых в складки пластов по отношению к современной ширине их залегания объяснялся испытанным ими ранее растяжением, мы всегда могли бы различить следы этого растяжения при внимательном изучении структуры пород; но мы этого не наблюдаем». Очевидно, сторонникам связи складчатости с вертикальными движениями фундамента будет весьма трудно опровергнуть это возражение. Большинство исследователей видят причину складчатости и шарьяжеобразования в горизонтальном сжатии и сокращении площади, первоначально занимаемой осадками, которые могут быть реализованы лишь при горизонтальных движениях. Однако наиболее напряженная складчатость наблюдается в осевых частях геосинклинальных поясов и постепенно затухает к периферии, замещаясь коробчатыми и брахиформными складками [Шолпо, 1964]. Данная ситуация исключает возможность приложения сил сжатия извне, поскольку пластичные (еще не метаморфизованные) осадки не способны передавать давление на сколько-нибудь значительное расстояние и должны испытывать наибольшее смятие непосредственно перед форландом, оказывающим давление. В этой связи исследователи предполагают, что полная напряженная складчатость и шарьяжеобразование связаны с горизонтальными движениями, приводящими к сокращению площади геосинклинального ложа, на котором покоятся накопившиеся осадки. При этом активными могут оказаться нижние слои земной коры или даже горизонты верхней мантии, в то время как легкий гранитно-осадочный слой деформируется в соответствии с перемещениями глубинного вещества [Михайлов, 1970; Руженцев, 1971]. Причины этих горизонтальных движений, вызывающих сужение структур, шарьяжеобразование и складчатость, в настоящее время представляются весьма проблематичными.

Следующая за переходной континентальная стадия начинается мощным орогенезом, в процессе которого в виде гигантского свода воздымается вся геосинклинальная область, включая краевые прогибы. Судя по времени отложения «верхних» моласс, данный этап отличается удивительной синхронностью во всех геосинклиналях одного и того же тектоно-магматического цикла планеты в отличие от предшествующей складчатости

«общего смятия», время проявления которой может существенно варьировать от зоны к зоне [Моссаковский, 1969; Леонов, Мазарович, 1975]. Сводовые поднятия характеризуются максимальным проявлением калиевой гранитизации и становлением огромных гранитоидных плутонов, отличающихся в петрохимическом отношении преобладанием калия над натрием [«Становление...», 1976]. Наряду с ними происходит внедрение интрузий аляскитовых и субщелочно-щелочногранитовых формаций, сопровождаемых орогенным вулканизмом.

Наконец, в механизме геосинклинального процесса на орогенном этапе должно быть предусмотрено заложение крупных межгорных впадин и морей с корой субокеанического типа. По мнению Е. Е. Милановского [1969], «...сопряженность явлений растяжения литосферы и орогенного вулканизма в пределах междугорий и сжатия в смежных складчатых зонах позволяют связывать их с общим глубинным механизмом, сущность которого недостаточно выяснена». А. В. Пейве [1967] высказал предположение, «...что некоторые части площади Средиземного, Тирренского, Ионического и Адриатического морей являются новообразованными и возникли в результате альпийских растягивающих напряжений». В последние годы данная точка зрения подтверждена бурением дна Средиземного моря, которое вскрыло эвапориты верхнего миоцена и плиоцена, свидетельствующие о мелководно-лагунном характере бассейна в неогене, и, следовательно, современная его морфология и глубины обусловлены плейстоценовым погружением, синхронным с воздыманием орогенного свода.

В. В. Белоусов приводит свидетельства того, что в третичное время, вплоть до среднего миоцена, на месте современного Средиземного моря существовала возвышенность, поставлявшая огромные объемы сиалического терригенного материала в прогибы, расположенные к северу. В частности, на берегу Тирренского моря на западном склоне Апеннин обнаружены конгломераты раннего и среднего миоцена с галькой метаморфических и гранитных пород, принесенные со стороны современного моря. Строение речных долин того времени, сохранившихся в пределах окружающих хребтов, якобы показывает, «...что реки текли тогда не в сторону Средиземного моря, как сейчас, а от моря — внутрь материка» [Белоусов, 1975]. По данным некоторых исследователей, в область, занятую современным морем, приводят также тектонические реконструкции, позволяющие судить о местоположении корней ряда покровных структур [Auboin, 1977]. При этом следует иметь в виду, что неотектоническое заложение средиземноморских впадин сопровождалось «перерождением» коры из материковой в субокеаническую, поскольку рыхлые осадки в них залегают на базальтовом слое. Таким образом, механизм геосинклинального процесса помимо вопросов, связанных с его энергетической обусловленностью, при решении

проблемы трансформации тепла в тектонические движения должен осветить целый ряд явлений, повторяемость которых в различных тектоно-магматических циклах не позволяет считать их случайностью, а требует рассматривать как закономерность.

Итак, перечислим основные возникающие вопросы. Чем обусловлено геосинклинальное погружение, особенно на том этапе, когда оно идет параллельно со скучиванием, т. е. на фоне режима тектонического сжатия. Какова причина шарьяжеобразования и складчатости, сопровождаемой заложением передовых прогибов. Почему метаморфизм и гранитизация протекают после осадконакопления на инверсионном этапе развития складчатых поясов и в чем причина гомодромности интрузивных образований этого времени. Чем вызвано общее и удивительно синхронное воздымание орогенных сводов на заключительных этапах тектоно-магматических циклов, наряду с которым происходит «обрушение» ряда овалов с заложением крупных межгорных депрессий и впадин с корой субокеанического типа. Что обусловило преобладающую активность калия над натрием в процессах метасоматизма и магматизма на орогенном и посторогенном этапах. На этот далеко не полный список вопросов должна отвечать любая геотектоническая гипотеза и объяснять их в совокупности, но возмужности не увеличивая числа причин, лежащих в основе перечисленных явлений.

Предлагаемая нами концепция в качестве внутренней (и единственной!) причины, вызывающей всю гамму перечисленных явлений, может предложить только дегазацию водорода от ядра Земли, т. е. геосинклинальный процесс во всей его сложности должен быть обусловлен миграцией водорода сквозь толщу мантии и его выходом на поверхность планеты. Ниже будет показано, что тектоно-магматическая цикличность геологического развития планеты может быть объяснена неравномерным, пульсационным характером отделения водорода от ядра Земли. Каждый цикл дегазации обуславливает полный цикл тектоно-магматической активности. Важно отметить, что этапы расширения планеты и циклы дегазации (согласно нашей концепции) должны быть разделены во времени. Это согласуется, в частности, с приведенной выше ссылкой на геологические данные о разобщенности во времени этапов разрастания океанического дна с эпохами тектонического скучивания на континентах. Однако прежде чем переходить к разбору явлений, которые вызывали на планете перемежаемость этапов ее расширения с циклами дегазации водорода от ядра, необходимо обсудить характер диффузии водорода в металлах и способность его к теплопереносу.

Скорость диффузии водорода сквозь металлы аномальна. Она на несколько порядков превышает скорости диффузии других газов и резко возрастает (экспоненциально) с повышением

температуры (рис. 13). При повышении градиентов давлений скорость диффузии также увеличивается (рис. 14).

Для всех элементов и газов диффузия в твердых телах связана с механизмом образования вакансий и их подвижностью, обусловленной величиной самодиффузии твердого тела, которая обычно весьма мала. Кроме того, миграция вакансий и связанных с ними примесных атомов может происходить избирательно по несплошностям решетки [Фридель, 1967], поэтому скорость диффузии в твердых телах зависит от зернистости образца, его деформированности и плотности дислокационных сетей, а также от энергии активации образования вакансий.

Диффузия водорода в различных металлах показывает близкий порядок величин и при этом совершенно не зависит от плотности вакансий, зернистости образца и наличия других несплошностей, так как водород диффундирует в виде протона, который в силу малых размеров способен проникать не только через междоузлия решеток, но и транскристаллически — сквозь электронные оболочки [Галактионова, 1967]. Поэтому основным фактором, влияющим на диффузию водорода в металлах, является не геометрия решетки, а ее энергетика, т. е. различия в направленности и интенсивности электромагнитных полей, создаваемых атомами металла, в результате колебания которых протон переходит от одного к другому. Повышение температуры интенсифицирует тепловые движения и, следовательно, ускоряет обмен атомов протонами, т. е. ускоряет диффузию. Интересно отметить, что исключительная диффузионная способность водорода доставляет немало затруднений в экспериментах, поскольку в нагретом состоянии он способен течь сквозь горячий металл в буквальном смысле этого слова, в чем автор имел возможность убедиться на собственном опыте.

Отличительной чертой водорода является также его исключительно высокая теплоемкость (в расчете на единицу массы). Для молекулярного водорода ( $H_2$ ) она составляет при  $25^\circ C$

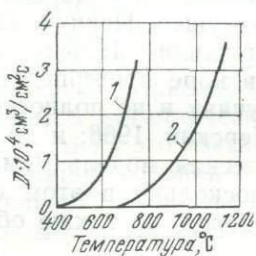


Рис. 13. Изобары диффузии водорода  $D$  [Галактионова, 1967].

1 — в никеле,  $P=10^5$  Па; 2 — в платине,  $P=10^4$  Па



Рис. 14. Типичные изотермы диффузии водорода [Галактионова, 1967].

1 — в молибдене при  $1400^\circ C$ ; 2 — в платине при  $1135^\circ C$ ; 3 — в железе при  $702^\circ C$ ; 4 — в никеле при  $587^\circ C$

14,4 Дж/г·К, для атомарного (H) — 21 Дж/г·К, что в десятки раз превышает теплоемкость других элементов и позволяет использовать его в некоторых технологических процессах в качестве эффективного теплоносителя. Следовательно, водород с успехом может служить теплоносителем при теплопереносе в металлических средах благодаря исключительно высокой теплоемкости и феноменальной диффузионной способности, а способность металлов окклюдировать сотни объемов водорода на один свой объем предопределяет возможность образования тепловых потоков большой мощности\*.

Из возможностей водорода как теплоносителя вытекает объяснение механизма формирования экстремальных тепловых потоков в мантии. Экспоненциальная зависимость диффузии водорода от температуры, с ростом которой скорость диффузии резко возрастает (см. рис. 13), должна вызывать избирательную миграцию его по более прогретым зонам. Первоначальное установление слабого избирательного тока протонированного водорода, связанное хотя бы с флюктуациями теплового поля (в силу незначительных вариаций в содержании радиоактивных элементов или по другой причине), вызовет дополнительный прогрев водородопроводящей зоны этим же водородом-теплоносителем, что в свою очередь увеличит за счет повышения температуры скорость диффузии теплоносителя, а последнее обусловит еще больший прогрев зоны инфильтрации и соответственно обеспечит еще более энергичную диффузию и т. д. Легко видеть, что конечным результатом этого «самонастраивающегося» процесса будет формирование мощного теплового потока, сконцентрированного в узкой зоне.

По-видимому, проблему образования экстремальных тепловых потоков нельзя решить без привлечения эффективного теплоносителя. Наиболее подходящим претендентом на эту роль (и, пожалуй, единственным) является водород с его теплоемкостью и миграционными способностями. В последние годы появились многочисленные данные о преимущественно водородном составе флюида в верхней мантии [Маракушев, Перчук, 1972; 1973; Лутц, 1975; Лутц, Петерсилье, Каржавин, 1976 г; Летников, 1976, 1977; и др.], который лишь в коре претерпевает окисление до воды, однако не во всех случаях и не полностью [Бетелев, 1965; Васильев, Ковальский, Черский, 1968; и др.]. В этом плане обоснованная нами геохимическая модель Земли может оказаться наиболее приемлемой, поскольку в этом случае не только в изобилии поставляется водород, но также обеспечива-

---

\* Скорость диффузии водорода в железе при 800°С и градиенте давления 133,3 Па/см составляет примерно  $1 \cdot 10^{-4}$  см/с. При этом водородом осуществляется теплоперенос порядка  $1,7 \cdot 10^{-4}$  Вт/см<sup>2</sup>, что в несколько раз превышает экстремальные тепловые потоки Земли, имеющие место на современном этапе ее развития.

ется незатрудненное истечение его из глубоких недр планеты с одновременной дифференциацией потока на отдельные струи. При самых заниженных оценках скорости диффузии водорода в металлах время его прохождения от ядра до внешних геосфер (через металлическую мантию) не должно превышать  $10^4$  лет. В случае силикатно-окисного сложения всей толщи мантии водород практически был бы «заперт» в недрах планеты, поскольку скорость его диффузии в силикатах на несколько порядков ниже, чем в металлах.

Рассмотрим, какие последствия вызовет заложение экстремального теплового потока, связанного с избирательным истечением протонного газа. Согласно принятой нами модели, строение верхних оболочек Земли характеризуется наличием коры и кремний-кислородной (видимо, перидотитовой) мантии, состав которой на глубине 300—400 км по разделу Голицына изменяется на металлический (рис. 15, а). В пределах кремний-кислородной оболочки расположен слой пониженных скоростей сейсмических волн и резко пониженной вязкости, который получил название астеносферы, или волновода Гутенберга [Магницкий, 1965; Гутенберг, 1963]. Малый предел текучести астеносферы позволяет ей путем медленных движений постепенно приводить тектоносферу к состоянию гидростатического равновесия, что обуславливает явление изостазии. Под континентами астеносфера залегает в интервале глубины от 100 до 250 км, а под океанами ее кровля устанавливается на значительно меньшей глубине — порядка 50—60 км [Магницкий, 1965].

Принципиальная схема процесса трансформации экстремального теплового потока в тектонические движения геосинклинального типа показана на рис. 15, который мы прокомментируем.

1. При заложении теплового потока в слое *C* и насыщении протонным газом теплопроводящей зоны (тектоногена, по Ю. М. Шейнманну) слагающие ее металлы должны претерпевать уплотнение (см. гл. V, раздел 3). Как следствие этого в устьевой части теплового потока при внедрении его в силикатную оболочку *B* будет формироваться зона заглатывания, по которой кремний-кислородная мантия будет погружена (или обрушена) в металлическую мантию (см. рис. 15, б). Реакцией астеносферы на это «заглатывание» должно быть формирование депрессионной воронки — впадины. Естественно, что следствием этих явлений на поверхности будет заложение геосинклинальной ванны и осадконакопление в ней. При этом, если заложение тектоногена происходило в сопряжении с зоной рифтогенеза и океанообразования, имевших место на этапе расширения планеты, предшествующем циклу усиленной дегазации водорода, то данная структура будет нести черты эвгеосинклинали (с начальной океанической стадией развития). Если же тепловой поток заложился вне связи со структурой растяжения, то осадко-



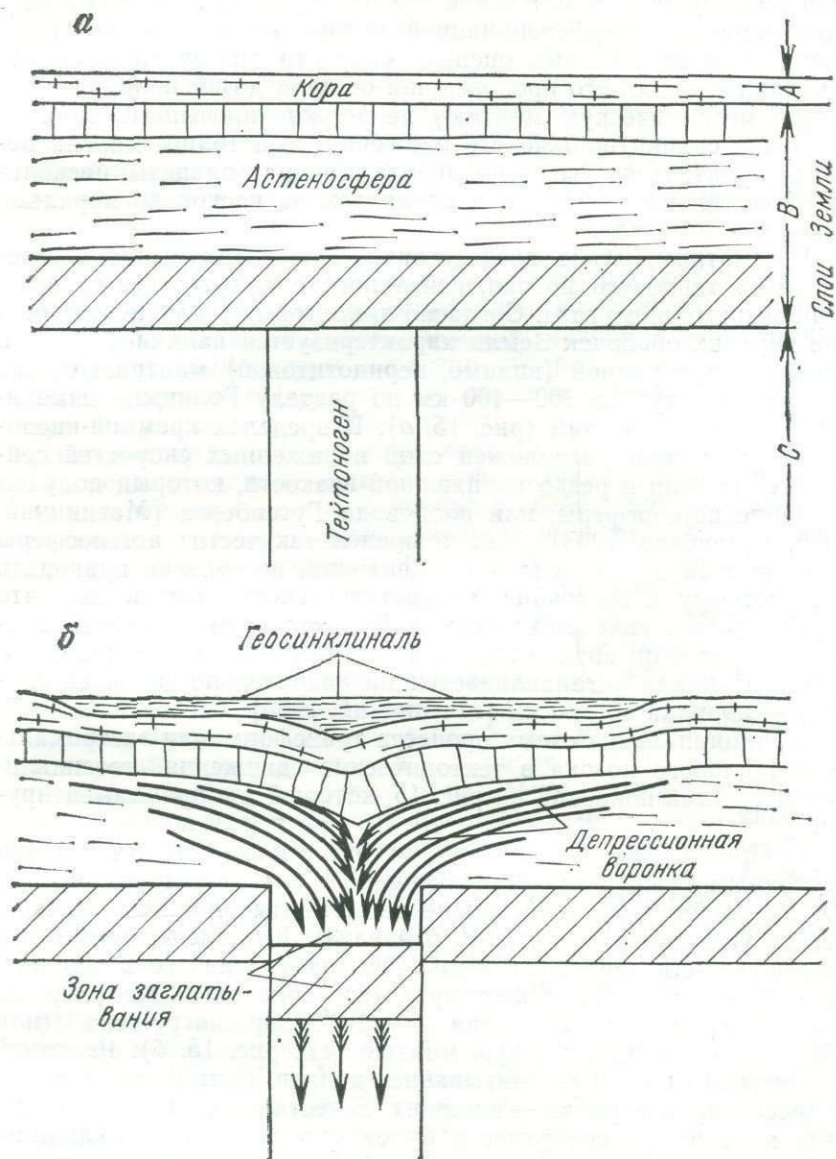
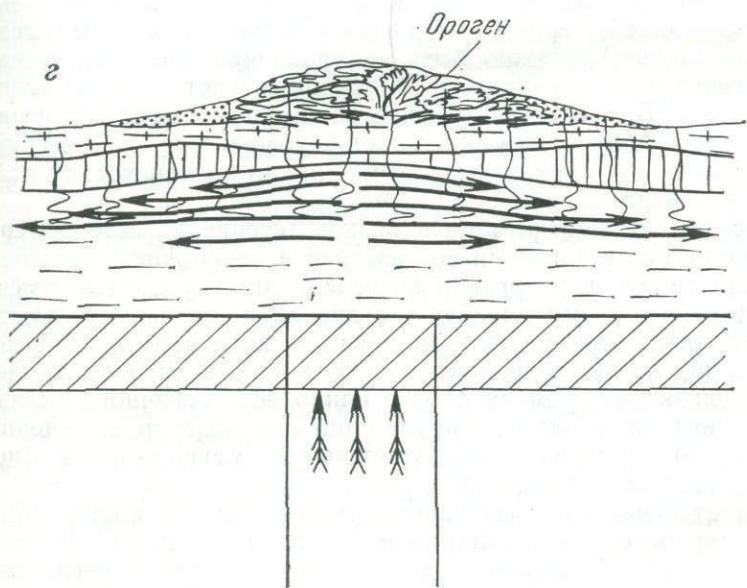
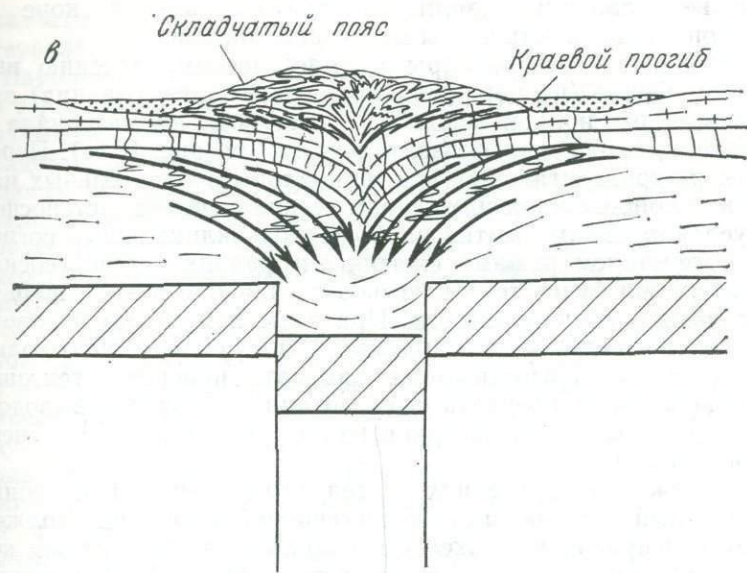


Рис. 15. Принципиальная схема развития геосинклинального процесса с позиций гипотезы изначально гидридной Земли. Вертикальный масштаб для наглядности искажен.

а — схема строения верхних оболочек планеты; б — собственно геосинклинальный этап; в — инверсионный этап; г — орогенный этап. Змеящиеся линии отображают выход тепла, диссипирующего из астеносферы в кору и демиссионный этаж. С этим может быть связано некоторое приближение астеносферы к дневной поверхности (за счет разогрева недр)



накопление должно происходить на континентальной коре и данная зона будет иметь черты миогеосинклинали.

2. Способность астеносферы к пластическому течению вызовет постепенное (по мере углубления зоны заглывания) заплывание депрессионной воронки за счет подтока материала в направлении, близком к горизонтальному (см. рис. 15, в). Передача в кору горизонтальных (тангенциальных) касательных напряжений, сопровождающих пластические течения астеносферы, обусловит режим сжатия на фоне геосинклиналиного погружения. Следствием режима сжатия внутренних частей геосинклиналиных зон будет тектоническое сучивание в виде шарьяжеобразования и складчатости. При этом неминуемо произойдет увеличение мощности сминаемых толщ, и достаточно полно проявленная складчатость может вызвать инверсию тектонических движений и прервать седиментацию в связи с выводом верхней границы смятых осадков из-под уровня моря на дневную поверхность.

Режим сжатия внутренних частей геосинклиналиной зоны, обусловленный заплыванием депрессионной воронки, должен быть компенсирован растяжением в краевых частях, из-под которых происходит отток материала астеносферы. В этом можно видеть причину появления краевых прогибов (моцассовых экзогеосинклиналией), время заложения которых (в рамках предлагаемой модели) должно быть синхронизировано с процессами тектонического сучивания внутренних частей геосинклиналиных зон. Весьма вероятно, что режим растяжения по периферии депрессионной воронки может обусловить вулканическую активность во внешних зонах геосинклинали на переходной стадии ее развития.

Пластические деформации и вязкое течение в астеносфере непременно вызовут резкий ее разогрев и диссипацию больших количеств тепловой энергии в вышележащие горизонты. Именно с этим, по нашему мнению, связаны региональный метаморфизм, гранитизация и широкое развитие магматизма, которые, естественно, должны проявиться после цикла осадконакопления, но близко во времени к фазе наиболее энергичной складчатости, поскольку она фиксирует наиболее энергичные течения в астеносферной воронке и соответственно максимальную диссипацию тепла в земную кору.

Следует отметить обязательную (в свете наших построений) неравномерность протекания процесса тектонического сучивания во времени. Заплывание депрессионной воронки регламентируется вязкостью астеносферы, а вязкость определяется температурой. Пластичные течения сопровождаются разогревом астеносферы и падением ее вязкости, следствием чего будут акселерация динамики движений в астеносферной воронке и соответствующее ускорение процессов тектонического сучивания в пределах геосинклинали, апофеозом которого является

складчатость общего смятия, происходящая в узком временном интервале.

Вариации исходного геотермического режима коры и мантии в различных областях, в последствии охваченных геосинклинальным процессом, могут быть причиной разновременности складчатости, поскольку они определяют различия в начальной вязкости астеносферы. Например, меньшая начальная вязкость обусловит более энергичное заплывание депрессионной воронки и более раннюю складчатость, и наоборот, большая исходная вязкость волновода может быть причиной более поздней складчатости.

3. С окончанием цикла дегазации водорода от ядра Земли поток протонного газа в тектоногене прекращается и тектоноген испытывает разуплотнение. Депрессионная воронка при ликвидации зоны заглатывания преобразуется в астеносферное вздутие, которое мы считаем причиной появления орогенного свода (см. рис. 15, 2). Естественно, что в этом случае в воздымание вовлекаются не только складчатые пояса, но и обрамляющие их краевые прогибы. Прекращение энергичной дегазации водорода связано с особенностями разложения изначально гидридного ядра планеты и является глобальным событием. В этом плане обязательно должен быть практически одновременный орогенез во всех геосинклинальных областях одного цикла, независимо от того, как далеко они расположены друг от друга.

Резкий нагрев силикатного материала в зоне заглатывания (куда поступает тепловой поток), сопровождаемый образованием воды и появлением других летучих\*, вызовет значительное его разуплотнение и уменьшение вязкости. Вследствие этого силикатный материал из зоны заглатывания будет всплывать в виде астенолитов, которые, достигая поверхности астеносферы, будут растаскиваться растекающимся вздутием и служить источником тепла и гранитизирующих эманаций, вызывающих магматизм и метасоматизм на орогенном этапе. По всей вероятности, астенолиты получают возможность всплытия только в конце инверсионного этапа и на стадии орогенеза, когда затухают нисходящие движения в астеносферной воронке (рис. 16).

Возрастание роли калия в процессах метасоматизма и магматизма на орогенном этапе объясняется появлением в подкоровых горизонтах нагретого глубинного вещества мантии, вынесенного из нижних частей кремний-кислородной оболочки в связи

---

\* Водород в зоне заглатывания, по всей вероятности, в значительной мере расходуется на различного рода химические реакции с образованием летучих водородистых соединений, а также может встраиваться в виде протона на места разорванных «мостиковых» кислородных связей в силикатных каркасах, выполняя роль деполимеризатора и вызывая резкое снижение вязкости. Дальнейший транспорт водорода и его производных в кору сквозь толщу кремний-кислородной оболочки связан, по-видимому, с процессами диапиризма.

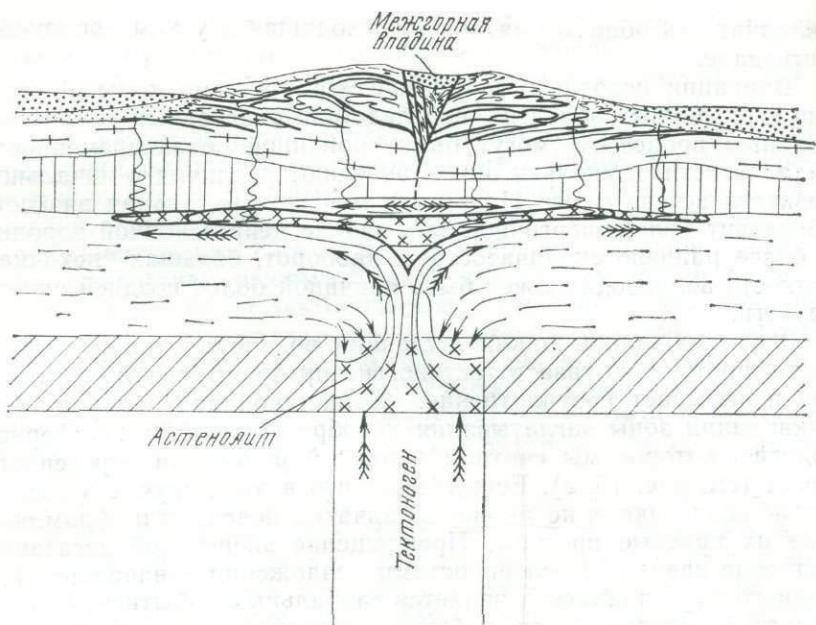


Рис. 16. Орогенный и посторогенный этапы складчатого пояса. Крестиками показано место «созревания» астенолита и его «верхнее» положение после всплытия

с подъемом астенолитов из устьевой зоны тектоногена. Причина данного явления заключена в повышенном содержании калия (и прочих литофильных элементов) в нижних горизонтах силикатно-окисной оболочки по сравнению с верхней зоной мантии, подстилающей кору, что детально будет обосновано ниже в специальных разделах.

Рассмотрим особенности геодинамического режима в коре и мантии на орогенном этапе. Если в переходную стадию в мантии существовала депрессионная воронка, заплывание которой обеспечивало тектоническое скупивание геосинклинальных толщ и режим сжатия в пределах складчатых поясов (компенсированный растяжением в области краевых прогибов), то появление астеносферного вздутия на орогенном этапе должно обусловить диаметрально противоположные геодинамику и план напряжений. Как отмечено выше, появление астеносферного вздутия вызывает орогенез, но в силу стремления к изостазии оно будет растекаться и тем самым обеспечивать режим растяжения орогенного свода (компенсированный сжатием в областях, прилегающих к форгандам, по направлениям преимущественного растекания).

Очевидно, на характер тектонических структур растяжения существенное значение будет оказывать рельеф астеносферного

вздутия (чем выше вздутие, тем шире растекание). Экспоненциальная зависимость скорости диффузии водорода от температуры должна обусловить струйный характер его потока в тектогене, и соответственно этому будет иметь место неравномерность процессов уплотнения по простиранию теплопроводящей зоны, т. е. различная глубина заглатывания. Этим определяется последующий рельеф астеносферного вздутия, которое должно быть осложнено куполами над местами наибольших глубин заглатывания (там, где была наибольшая плотность потока водорода). Поскольку места наибольших глубин заглатывания представляют собой и наиболее прогретые зоны, то именно в них должны преимущественно формироваться астенолиты, всплывающие на орогенном этапе и добавочно приносящие в купола астеносферного вздутия глубинное нагретое вещество из нижних горизонтов силикатно-окисной оболочки. Именно с этими куполами на кровле астеносферного вздутия и с процессом их растекания предлагаемая модель связывает появление межгорных впадин (типа Венгерской) на орогенном этапе (рис. 17, б, в), что позволяет объяснить характерные для них черты: утонение коры, повышенный тепловой поток, резкое приближение астеносферы к поверхности Земли и вулканизм (поскольку растяжение облегчает магморазрыв пород).

Наконец, крайним проявлением растяжения, с данной точки зрения, будут внутренние моря средиземноморского типа (рис. 17, г). Субокеанический характер коры этих новообразований, по всей вероятности, связан не только с процессом расплывания астеносферных куполов, но в значительной мере может быть обусловлен глубокой эрозией гранитного слоя коры на самых начальных этапах существования орогенного свода, когда надкупольные овалы (просевшие впоследствии) были наиболее приподнятыми образованиями в рельефе (рис. 17, а). Обратно говоря, впадины средиземноморского типа являются «промоинами» в коре, в образовании которых принимала участие эрозия, обусловленная как внешними, так и внутренними факторами.

Если вязкость волновода, окружающего астеносферный купол, имеет существенные вариации, то растекание может быть несимметричным и даже однонаправленным. В этой связи легко понять разнообразие форм неотектонических впадин в плане. Совершенно очевидно, что данный механизм предусматривает существование дугообразных цепей гор, окружающих межгорные впадины и моря, рассматривая их как остатки некогда единого орогенного свода. При этом по мере заложения впадины план окружающих ее горных систем должен изменяться и в направлении преобладающего растекания астеносферного купола может увеличиваться крутизна горных дуг, в ряде случаев они вынуждены будут «наезжать» на краевые прогибы, вызывая деформацию и складчатость выполняющих их отложений.

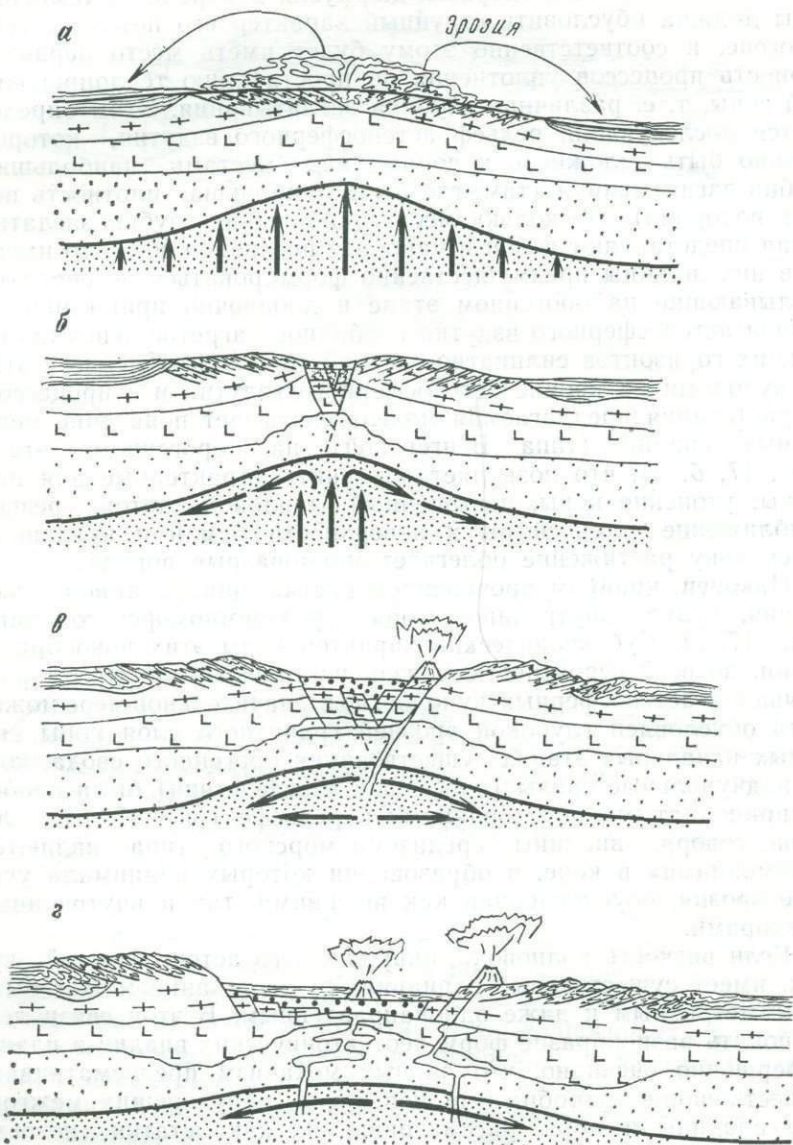


Рис. 17. Характер развития складчатого пояса на орогенном этапе  
*а* — воздымание орогенного свода, эрозия (переотложение рельефа в виде «верхних» моласс); *б*, *в*, *г* — различные этапы растяжения орогенного свода, обусловленного растеканием «куполов» астеносферного вздуття, что сопровождается развитием межгорных впадин и смятием моласс

Таким образом, межгорные впадины и моря средиземноморского типа в рамках нашей концепции следует считать закономерными явлениями орогенного этапа. Однако столь свойственные альпийскому циклу они могут быть редуцированы и сойти на нет в более ранних тектоно-магматических циклах (причины этого будут показаны при рассмотрении причин эволюции геодинамического режима во времени).

4. В посторогенный этап континентальной стадии развития постепенное охлаждение нижних горизонтов коры и верхов мантии в параплатформенных условиях может вызвать заложение брахиформных впадин с длительным и медленным характером погружения за счет фазовых переходов (типа базальт-эклогитового) и соответственного подъема границы Мохо, как это представляется возможным для платформенных областей [Магницкий, 1965]. Естественно, что природа таких впадин абсолютно несопоставима с характерными чертами заложения и развития межгорных прогибов орогенного этапа.

Итак, механизм геосинклинального процесса, вытекающий из гипотезы изначально гидридной Земли, позволяет ответить на многие из поставленных выше вопросов и, кроме того, объясняет парадокс связи геосинклинального прогибания с заложением экстремального теплового потока, а горообразования — с его истощением, т. е. объясняет, почему при нагревании материя тектоногена уплотняется, а при остывании расширяется. Автор не видит возможности решения этого парадокса вне рамок обоснованной выше геохимической модели планеты, согласно которой периодическая дегазация внутренних геосфер, сопровождаемая выносом тепла водородными струями, вызывает уплотнение тектоногенов при насыщении их протонным газом и разуплотнение с окончанием цикла дегазации.

Остановимся на отдельных дополнительных следствиях предложенного механизма геосинклинального процесса и проведем некоторые параллели с известными геологическими данными и точками зрения.

Глубинная обусловленность и модель геосинклинального процесса, вытекающие из обсуждаемой концепции, согласуются с выделением океанической стадии развития эвгеосинклиналей. Данная стадия проявляется в том случае, когда тектоноген закладывается в сопряжении с океанической структурой растяжения, которая как бы перерождается в геосинклиналь и в дальнейшем претерпевает сучивание и орогенез. Однако это перерождение возможно лишь до определенных масштабов раскрытия океана. Данное ограничение будет обосновано ниже при разборе модели океанообразования, вытекающей из гипотезы изначально гидридной Земли (см. гл. VIII).

Весьма интересно, что О. Амферер еще в 1906 г. писал о зоне заглывания, располагающейся «где-то внизу». Эта идея казалась весьма плодотворной для объяснения «двухсторонних»



орогенов с широким развитием в них покровных структур, которые связывались с пододвиганием автохтона под аллохтон, и соответственно запрокинутой складчатости. Но поскольку такое «заглатывание» казалось невозможным из-за отсутствия полостей внутри Земли, появились представления о складчатости, как о результате засасывания коры нисходящими конвекционными потоками [Краус, 1963 и др.]. Однако эти представления противоречили всему циклу явлений, сопровождающих геосинклинальную складчатость (региональный метаморфизм, гранитизация) и указывающих на наличие высокого теплового потока [Белоусов, 1968], которого не должно быть на нисходящей ветви конвекционных ячеек (если конвективные движения имеют тепловую природу). Наша концепция позволяет поддержать ранние представления О. Амфферера относительно причин складчатости, поскольку она открывает возможность формирования зоны заглатывания.

Исследователи почему-то не акцентируют внимание на двукратном характере воздымания складчатых поясов, что фиксируется по «нижней» (преимущественно морской) и «верхней» (континентальной) молассам, между которыми в ряде случаев устанавливаются существенные временные интервалы. Например, первый подъем Альп имел место в верхнемеловое — палеогеновое время на фоне формирования главных надвигов, складчатости, метаморфизма пород и сопровождался заложением краевых прогибов, которые заполнялись нижней молассой. Однако уже к началу плиоцена эрозия уничтожила горный рельеф и складчатый пояс представлял собой слабо всхолмленный пенеплен. Современные Альпы — результат второго, плейстоценового поднятия, в которое вовлечены и краевые прогибы. Совершенно очевидно, что механизм геосинклинального процесса должен предусматривать причину двукратного воздымания складчатых поясов, однако существующие концепции не обсуждают данное явление. С позиций нашей модели, первый подъем естественно связать с апогеем тектонического сучивания, сопровождаемого увеличением мощности сминаемых толщ и обусловленного заплыванием депрессионной воронки в астеносфере (см. рис. 15, в), а последующее воздымание — с разуплотнением тектоногена (см. рис. 15, г).

Предлагаемая концепция, по нашему мнению, позволяет приблизиться к пониманию внутренних причин закономерного повторения сходных серий интрузий в каждом тектоно-магматическом цикле, которые начинаются с ранних ультрабазитов и габбро-плагиогранитов, затем интрузивный процесс развивается от габброидов и габбродиоритов через диориты и гранодиориты к нормальным биотитовым гранитам и завершается (уже в орогенный и посторогенный этапы) внедрением интрузий аляскитовых и субщелочно-щелочных гранитов [Бескин, Марин, 1972]. При этом непонятно появление крупных объемов интрузий аля-

скитов и внедрение щелочных гранитов, резко обогащенных водой и летучими, в орогенный и посторогенный этапы, т. е. после стадии метаморфизма, когда зона гранитообразования в коре должна быть практически обезвоженной.

Согласно нашей концепции, ранние ультрабазиты и габбро-плагиограниты (а также инициальный вулканизм) могут быть связаны с заложением океанической структуры растяжения на этапе расширения Земли, предшествующем появлению экстремального теплового потока, обусловленного истечением водорода от ядра планеты. В дальнейшем по мере заложения зоны заглатывания и формирования депрессионной воронки диссипация тепла из астеносферы вызывала подъем геоизотерм и постепенное проникновение фронта метаморфизма и магмаобразования через базальтовый, диоритовый и гранитный слои коры. С этим можно связать генерацию габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии синскладчатых интрузий, которые, естественно, не могут выходить за пределы своей геосинклинальной зоны, определяемой величиной депрессионной воронки, продуцирующей тепло. Появление аляскитов и щелочных гранитов в орогенный и посторогенный этапы на регрессивной стадии метаморфизма можно связать с процессом всплывания астенолитов, которые транспортировали из зоны заглатывания в подкоровые горизонты необходимые для гранитообразования тепло, водород, воду и прочие ювенильные компоненты, в том числе, по видимому, и металлы. Этим объясняются во многом ювенильный характер металлогении таких интрузий, их насыщенность летучими и возможность выхода за пределы своих геосинклинальных зон, так как всплывающие астенолиты должны растаскиваться в горизонтальном направлении растекающимся астеносферным вздутием, образовавшимся при ликвидации зоны заглатывания (см. рис. 16).

При обсуждении предлагаемой концепции часто возникал вопрос о причинах эпиплатформенного горообразования. Так, горы Урала и Тянь-Шаня являются результатом неоген-четвертичного воздымания, но в мезозое эти регионы не вовлекались в геосинклинальное погружение. Отсюда был сделан вывод, что горообразование может идти вне связи с тектоногенами, т. е. механизм его иной, не предусмотренный нашей концепцией. Действительно, наш механизм горообразования предполагает неизменную его связь с предшествующим циклом опускания. Однако в этом процессе могут быть существенные вариации в зависимости от мощности водородного потока, определяющей активность тектоногена, и структурно-тектонической обстановки в зоне выхода водоводных струй из глубоких недр планеты в силикатно-окисную оболочку. Зоны эпиплатформенного горообразования имеют повышенный тепловой поток по сравнению со щитами и платформами, но он значительно ниже, чем в альпийском складчатом поясе [Белюсов, 1975]. При этом замеры в на-

стоящее время дают лишь остаточный тепловой поток, и следует считать, что в эпоху регионального метаморфизма он был во много раз выше современного. Поскольку области эпиплатформенного горообразования не испытали в третичное время метаморфизма, свойственного зоне альпийской складчатости, можно считать, что тепловой поток в них был в несколько раз ниже, чем в альпийской геосинклинали. Соответственно в несколько раз была меньше насыщенность тектоногенов водородом. Ослабленный поток водорода должен обусловить меньшее заглатывание в устье тектоногена и редуцированное развитие депрессионной воронки, а на дневной поверхности вместо обширной геосинклинальной ванны он способен вызвать появление лишь отдельных впадин с маломощными, слабодислоцированными осадками и сокращенным объемом магматизма.

В этом отношении весьма показательно, что в пределах Урала и Тянь-Шаня, начиная с триаса, активизировались тектонические движения, вызвав заложение многочисленных впадин типа грабен, в которых осадконакопление (в том числе и морское) происходило по мел включительно и сопровождалось активным вулканизмом. В Челябинском грабене, например, суммарная мощность осадков достигает 2,5—3,0 км, они разбиты разломами и дислоцированы в простые складки. В Тянь-Шане местами закладывались прогибы геосинклинального типа, в которых накопились многокилометровые мезозойские толщи, претерпевшие весьма напряженную складчатость (Ферганский хребет). В последние годы появляются данные о сравнительно широком проявлении интрузивного магматизма и оруденения в пределах Тянь-Шаня в мезо-кайнозойе [Мушкин, 1973]. Следует отметить, что среди герцинид Евразии характерно распространение одиночных прогибов; их геосинклинальный режим развития вновь возродился в начале мезозойской эры [Шлезингер, 1971].

Эти данные позволяют (в рамках предложенной концепции) рассматривать эпиплатформенное горообразование как результат неполного тектоно-магматического цикла в связи с заложением теплового потока значительно меньшей мощности, чем под альпийскими зонами. Само воздымание эпиплатформенных орогенов могло происходить как в связи с разуплотнением тектоногена, так и в результате прогрева подкорового слоя и роста «корней гор» при переходе типа эклогит — базальт, что согласуется с увеличенной мощностью базальтового слоя коры в этих зонах.

Необходимо рассмотреть последствия заложения тектоногена в жестких консолидированных блоках силикатно-окисной оболочки, в которых отсутствует или весьма слабо проявлена астеносфера. К таковым относятся блоки древних платформ (или древней завершенной складчатости), длительное время находившиеся в состоянии тектонического покоя. Отсутствие асте-

носферы в свете наших построений обусловит большую специфичность тектоно-магматической активности. Во-первых, вместо широкой геосинклинальной ванны следует ожидать образования узких впадин типа грабен и грабен-синклиналей, выполненных осадками молассоидного облика. Во-вторых, складчатость либо будет отсутствовать, либо проявится очень слабо (поскольку нет астеносферной депрессионной воронки); должны преобладать глыбовые движения. В-третьих, будут отсутствовать метаморфизм осадков и синскладчатые гомодромные серии гранитоидов. Магматиты преимущественно должны быть представлены мантийными производными с повышенной калиевоностью (эта петрохимическая особенность платформенного магматизма обоснована ниже в гл. VII).

Легко видеть, что отмеченная тектоно-магматическая специфика целиком совпадает с характерными особенностями зон активизации, или «дива», развитых в пределах платформ, и, следовательно, эти явления могут быть объяснены низким «качеством» астеносферы. Таким образом, геосинклинальные складчатые пояса, эпиплатформенный орогенез и активизация могут иметь одну и ту же причину — истечение водорода из недр планеты, а отмеченное разнообразие тектоно-магматической активности обусловлено вариациями в мощности потока водорода в тектоногене и «качеством» астеносферы.

Рассмотрим особенности зон современной тектоно-магматической активности. Многие исследователи считают, что комплементарные пары (островная дуга — глубоководный желоб), а также ограниченные ими краевые моря (Японское, Охотское и др.) являются примерами современных геосинклиналей, положение которых по периферии континентов свидетельствует о разрастании последних за счет океанов. Альтернативная точка зрения связывает такие структуры с явлением океанизации континентов. Строение этих областей во многом стереотипно. Все комплементарные пары выпуклой стороной обращены к океану. В противоположном направлении (под континент), начиная от желоба, погружается сейсмически активная зона, известная в литературе под названием зоны Заварицкого — Беньофа, которая прослеживается до глубины 600—700 км (рис. 18). Данные о пространственном расположении очагов землетрясений, характере напряжений и величине высвобождаемой сейсмической энергии свидетельствуют о вязком течении астеносферы под островными дугами и ограниченными ими акваториями [Исаев, 1969]. Повышенный тепловой поток в краевых морях и на островных дугах связывается с разогреванием астеносферы в процессе вязкого течения. Геофизические данные свидетельствуют о сколовом характере деформаций в мало- и среднеглубинных сейсмических очагах. Природа глубокофокусной активности проблематична, высказываются предположения, что она может быть связана с изменениями объема мантийного веществ-

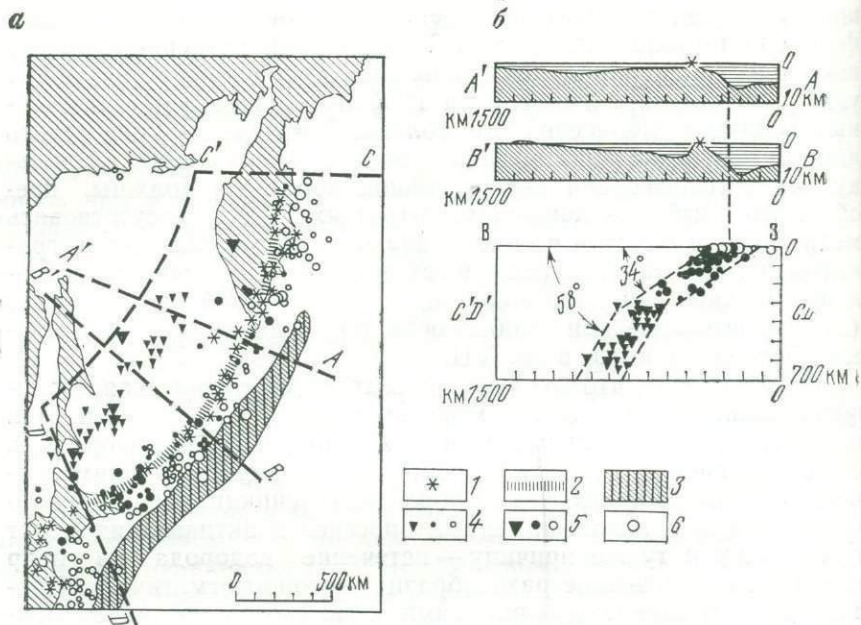


Рис. 18. Карта (а) и сводный разрез (б) Курило-Камчатского сегмента [Хизен, 1966].

1 — вулкан; 2 — линия вулканов; 3 — океанический желоб. Землетрясения: 4 — с магнитудой 6,0—6,9, 5 — с магнитудой 7,0—7,7, 6 — с магнитудой 7,75—8,5

ва, залегающего на этих глубинах [«Земля», 1974; Шейнманн, 1968], т. е. с его уплотнением и разуплотнением. Необходимо акцентировать внимание на изломе фокальной зоны, расположенной на глубине порядка 300 км. Данный излом является характерной чертой зон Заварицкого — Беньофа и его не следует игнорировать при попытках выяснения возможных причин и механизма тектоно-магматических явлений переходных зон.

С излагаемых нами позиций глубокофокусная сейсмичность связана с устьем тектоногена, где наиболее вероятны значительные изменения объема интерметаллических соединений мантии в связи с насыщением ее протонированным водородом. Формирование зоны заглатывания над областью глубокофокусной сейсмичности подтверждается особенностями геомагнитной аномалии Японии, которая, по мнению Т. Рикитаки [1968], вызвана глубоким проникновением верхнего (непроводящего) слоя В в виде клина в электропроводящую (в нашей модели — металлическую) мантию. Признаки этого проникновения отмечаются сейсмическими особенностями глубокофокусных очагов. Например, при одном из землетрясений, возникшем на глубине 600 км в Перу, сейсмографы-деформографы показали в эпи-

центре направленное вниз смещение земной поверхности [«Земля», 1974].

Среднеглубинную сейсмичность естественно связать с заплыванием астеносферной депрессионной воронки, которая на поверхности Земли выражается в наличии геосинклинальной ванны краевого моря. Данная трактовка объясняет излом фокальной зоны землетрясений (рис. 19). Глубоководные желоба и островной вулканизм, по-видимому, обусловлены интенсивным растяжением океанической коры и разрывом ее сплошности по периферии депрессионной воронки на стадии ее заплывания. Положение островных дуг и желобов со стороны океана, отражающее преимущественное распространение депрессионной воронки в сторону океана и весьма редуцированное ее развитие под континентом, вероятно, связано со значительно большей прогретостью мантии в пределах океана, что обуславливает меньшую ее вязкость и соответственно большую подвижность\*. При этом уменьшение глубины залегания астеносферы и одновременное утонение слоя *B* в переходной зоне от континента к океану, возможно, согласуются в какой-то мере с закономерным погружением в сторону континента области среднеглубинной сейсмичности, приходящейся на астеносферу.

Такая точка зрения не отрицает вероятности существования погруженных слабо измененных континентальных блоков под сегментами, ограниченными островными дугами [Богданов, 1965]. Однако представляется маловероятной «океанизация» этих зон, поскольку предложенный механизм не предполагает широкого проникновения базифицирующих магм на стадии заплывания депрессионной воронки, которое обуславливает сжатие коры. Исключение представляет периферия депрессионной воронки, где преобладает режим растяжения и нарушается сплошность коры, но в данном случае островной вулканизм, вероятнее всего, вызывает образование континентальной коры за счет океанической.

Гипотеза «тектоники плит» использует зоны Заварицкого — Беньофа в качестве иллюстраций диаметрально противоположных построений. Согласно этой точке зрения, в зонах глубоководных желобов происходит «субдукция», в процессе которой океаническая литосферная плита (прирастающая за счет спрединга в осевых частях океана) «подныривает» под островную дугу и погружается (или заталкивается) в недра планеты по фокальной зоне землетрясений. С наших позиций, никакой «субдукции» океанической коры не происходит, а появление зон

---

\* Тепловой поток над континентами примерно равен его величине над океанами, но океаническая кора и мантия представляются более прогретыми, чем континентальные аналогичные зоны, в силу того, что генерация тепла в верхней части коры континентов до глубины 35 км определяет две трети поверхностного потока, а в пределах океанических регионов до этой же глубины генерируется лишь 10% тепла [Любимова, 1970].

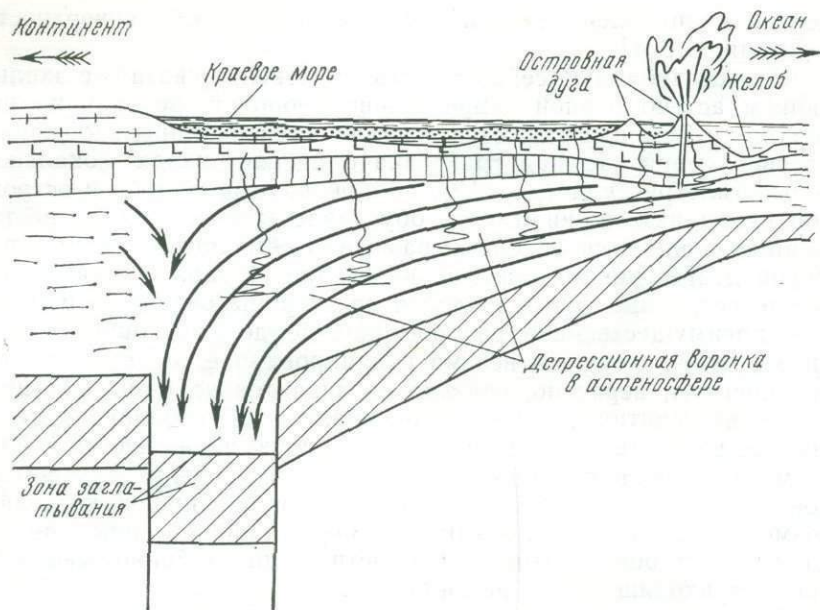


Рис. 19. Глубинный механизм современных геосинклиналильных зон с позиций изначально гидридной Земли (вертикальный масштаб для наглядности искажен). Змеящиеся линии отражают диссипацию тепла из астеносферы

Заварицкого — Беньофа связано с работой тектоногена и сопряженной с ним депрессионной воронкой в астеносфере.

Для выяснения правомерности изложенных выше версий обратимся к особенностям строения желобов. Согласно нашим представлениям, они должны быть следствием растяжения по периферии депрессионной воронки (см. рис. 19), тогда как версия «тектоники плит» по фронту столкновения океанической литосферы с островной дугой или континентом должна предполагать режим тектонического сжатия.

Глубоководные желоба представляют собой грабены шириной 50—100 км, образованные ступенчатыми сбросами или сочетанием сбросов и флексуры. Возникновение структур подобного плана должно быть обусловлено действием сил растяжения. Они также необходимы для утонения коры в области внешнего поднятия (со стороны океана), в противном случае (т. е. в условиях сжатия) утонение коры необъяснимо. «Поэтому можно сделать заключение, что в области, в которой образовался желоб, действовали силы растяжения» [Уэрзел, 1970]. Данный вывод не согласуется с тектоникой плит и свидетельствует в пользу интерпретации, вытекающей из гипотезы изначально гидридной Земли. К этому можно добавить другие, трудные для тектоники плит, вопросы, которые возникают у оппонентов данной концепции: почему в желобе не сгруживаются

рыхлые осадки, как объяснить асейсмичность океана за пределами островных дуг и желобов при энергичном движении плит по всему океаническому ложу, в чем причина различий атлантического и тихоокеанского типов побережий, каким образом увязывается спрединг и субдукция в масштабе всего глобуса, если область генерации коры (срединные хребты и рифты континентов) во много раз превышает протяженность зон Заварицкого — Беньофа, а последние к тому же не образуют единой системы и т. п.

В ряде случаев план желоба и конфигурация зоны глубокофокусной активности настолько своеобразны, что их трудно объяснить «подныриванием» океанической литосферы. Это, например, относится к желобу Тонга (рис. 20), который удивительно конформен зоне глубокофокусных землетрясений, что, очевидно, свидетельствует о наличии причинно-следственной связи между этими явлениями. Однако определим, что первично и что вторично в данном случае. «Тектоника плит» требует допущения, что океаническая литосфера в процессе субдукции изгибается более чем на  $90^\circ$  и в таком согнутом состоянии задвигается на глубину более 600 км, т. е. каким-то непонятным образом сохраняет свою компетентность, иначе невозможно объяснить конформность. Но сохранение компетентности до глубины во многие сотни километров представляется абсурдным, поскольку температурный режим мантии данных зон океана обуславливает размягчение пород мантии (появление астеносферы) на глубине менее 100 км. В то же время если мы посмотрим на зону глубокофокусной сейсмичности как на зону заглатывания, то конформность ее и желоба, который ограничивает депрессионную воронку, уже не вызывает удивления, а наоборот, становится в какой-то мере обязательной.

Весьма любопытен сейсмический прогноз, основанный на положениях «тектоники плит», согласно которым «...сильные землетрясения следует ожидать на тех участках сейсмических поясов, где за последние десятилетия или столетия не было сильных землетрясений» [Сайкс, 1975]. В основе этого вывода лежат следующие рассуждения. Если существует пояс сейсмичности, значит происходит субдукция плиты. Поскольку данный процесс не может проявляться локально, а должен охватывать плиту по всему фронту субдукции, то перерывы в поясе сейсмичности свидетельствуют об отсутствии релаксации напряжений, следовательно, здесь напряжения накапливаются в виде упругих деформаций и в будущем непременно вызовут сильное землетрясение.

В нашем понимании струйный характер потоков водорода должен определять прерывистость сейсмических поясов и прежде всего прерывистость зон глубокофокусной активности, обусловленной уплотнением вещества тектоногенов в пределах водородных струй. Зоны средне- и малоглубинной сейсмичности,



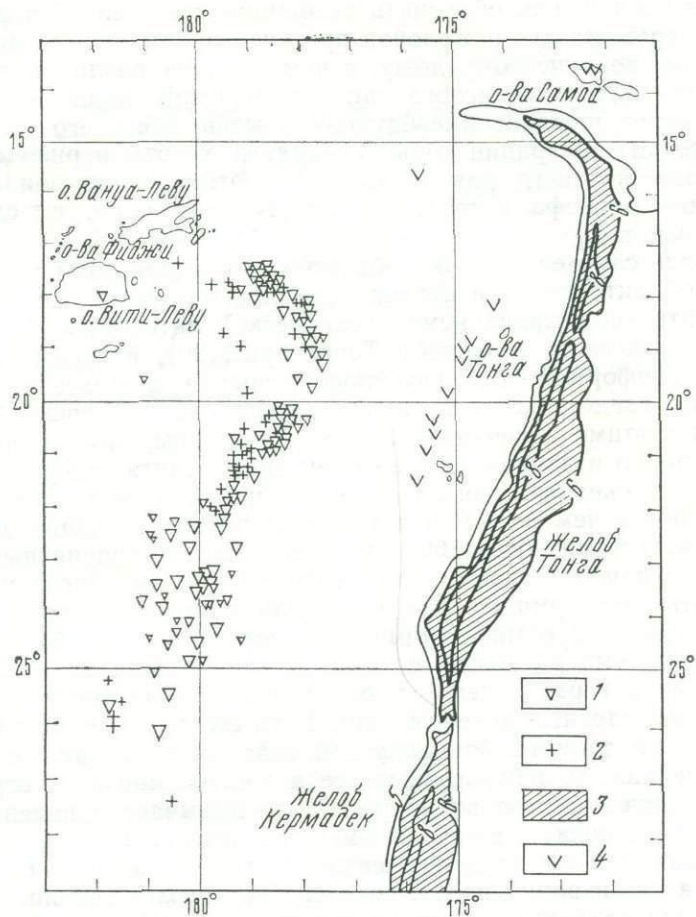


Рис. 20. Желоб Тонга и связанные с ним глубокофокусные землетрясения с глубиной очага более 500 км. [Сайкс, 1970].

Глубина очага: 1 — 500—600 км, 2 — более 600 км, 3 — глубина воды более 6 км; 4 — вулканы

связанные с заплыванием астеносферных воронок, гораздо шире, поэтому в ряде случаев они могут сливаться в единый пояс, в котором, естественно, возможны и перерывы, если две соседние зоны заглатывания удалены настолько, что депрессионные воронки не имеют возможности войти в соприкосновение. Однако в пределах этих перерывов наша модель не дает оснований предполагать сейсмически угрожающую ситуацию ни для настоящего времени, ни в будущем.

Таким образом, гипотеза изначально гидридной Земли в отличие от «тектоники плит» не требует строгой структурной связи спрединга с зонами Заварицкого — Беньюфа, поскольку по-

явление океанов она связывает с расширением планеты. Эти зоны обусловлены дегазацией водорода из внутренних геосфер и являются автономными. Их преимущественное положение в области перехода от континента к океану, по всей вероятности, объясняется существованием раздела в мантии, протягивающегося в глубокие недра планеты (см. рис. 46), что подтверждается геофизическими данными [Toksör, Anderson, 1966]. Этот раздел в мантии, разграничивающий ее на подокеанические и подконтинентальные блоки, очевидно, играет существенную роль в определении преимущественных путей миграции водорода, поступающего от ядра Земли. В тех случаях, когда данный глубинный раздел используется для истечения достаточно мощного потока водорода, характер сочленения континента с океаном носит тихоокеанский облик (с краевыми морями и островными дугами). При отсутствии потока водорода побережье относится к атлантическому типу.

### 3. ОПЫТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Предложенный нами механизм геосинклинального процесса вызвал резкую критику на том основании, что им якобы нельзя объяснить наблюдаемые типы складчатости и их закономерный характер пространственного размещения в пределах геосинклинальных поясов. Это заставило нас обратиться к экспериментальному моделированию.

Идея эксперимента заключалась в определении характера сминания пластичных масс при поперечном сокращении площади основания, на котором они залегают. Таким образом, осуществлялась проверка концепции связи геосинклинальной складчатости с поперечным сокращением ширины геосинклинальных зон, т. е. с горизонтальными движениями. Эта связь вытекает из нашей гипотезы и является предметом острой и длительной дискуссии.

Строение исходной модели. Исходная модель представляла собой тонкослойный брикет из разноцветного пластилина, уложенный на бумажные полоски (рис. 21). Размеры брикета: длина 45—50 см, ширина 5,5—6 см, толщина 0,8—1,1 см.

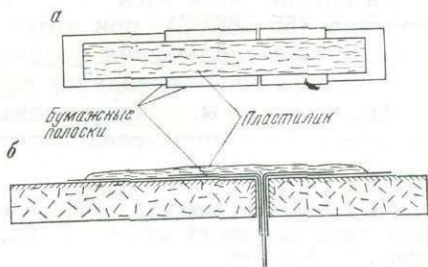


Рис. 21. Принципиальное строение исходной модели.

а — вид сверху; б — вид сбоку (крапом показана поверхность со щелью, в которую пропущены концы бумажных полос)

**Принцип эксперимента.** Готовую модель (пластилиновый брикет вместе с бумажными полосками) нагревали до состояния, близкого к плавлению. Нагревание можно вести в сушильном шкафу, в газовой печи или на радиаторе парового отопления. Последний способ оказался предпочтительнее, так как в данном случае прогрев идет снизу, что, по-видимому, более отвечает природным условиям. Нагретый брикет укладывали на плоскую поверхность и протаскивали бумажные полоски за концы сквозь щель, сечение которой не допускало существенной утечки нагретого пластилина. Этим способом осуществлялось сокращение площади основания брикета, при котором пластичная масса сминалась в складки. Очевидно, что такой способ сокращения площади основания исходной модели достаточно близко моделирует сужение геосинклинальных зон, связанное с заплыванием депрессионной воронки (см. рис. 15).

Остывшую модель разрезали по длине на серию долей, отображающие поперечные срезы складчатых поясов, которые исследовали.

**Подбор параметров для соблюдения подобия.** При моделировании вязко-пластичных деформаций критерию подобия удовлетворяет формула  $C_{\eta} = C_d \cdot C_g \cdot C_l \cdot C_t$ , где  $C$  — отношение соответствующих модельных и природных показателей (с индексом  $\eta$  — вязкости,  $d$  — плотности,  $g$  — ускорения свободного падения,  $l$  — длины,  $t$  — времени) [Гзовский, 1963].

Для природных складкообразующих процессов в геосинклинальных зонах перечисленные показатели приняты следующими:  $\eta = 10^{19}$  Па·с,  $d = 2,6$  г/см<sup>3</sup>,  $g = 10$  м/с<sup>2</sup>,  $l = n \cdot 10^7$  см,  $t = n \cdot 10^{13}$  с (миллионы лет). Плотность, сила тяжести и линейные размеры для нашего эксперимента не переменны ( $d = 1,8$  г/см<sup>3</sup>,  $g = 10$  м/с<sup>2</sup>,  $l = n \cdot 10^1$  см\*). Время эксперимента в нашем случае также ограничено способностью пластилина «схватываться» через несколько минут ( $t = n \cdot 10^2$  с) после окончания нагревания. Следовательно, условия подобия на пластилиновых моделях можно было выполнять, лишь варьируя вязкостью. Подставив указанные модельные и природные показатели в приведенную выше формулу, находим, что условию подобия соответствует вязкость  $\eta = 10^2$  Па·с.

На специальном вискозиметре (РВ-7) была определена температура (55—60° С), при которой достигается вязкость, необходимая для соблюдения условия подобия. Соответственно до этой температуры проводился нагрев исходных моделей.

**Результаты.** Эксперименты показали, что характер смятия при соблюдении условий подобия зависит от масштаба со-

\* Изготовление моделей более 50 см в длину сильно усложняется и, кроме того, появляется опасность отрыва бумажных концов при протаскивании их через щель.

кращения длины модели и характера дифференцированности сокращения по длине модели. Методом «проб и ошибок» были установлены условия, при которых образуются складчатые структуры типа Большого Кавказа и типа Альп (рис. 22). Таким образом, в основе эксперимента заложено представление о «торошении» геосинклинального ложа, на котором лежат накопившиеся толщи осадков, и характер этого торошения (моделируемый начальными и конечными положениями бумажных полос, подстилающих пластилин) определяет главнейшие особенности полученных типов складчатых структур.

Структуры типа Большого Кавказа (рис. 23) получаются при сокращении длины модели в 1,6—1,8 раза, которое дифференцировано по модели согласно рис. 22, а. На разрезах (см. рис. 23, а, б) видны основные характерные черты, установленные для складчатости Большого Кавказа работами А. А. Сорского и В. Н. Шолпо [Сорский, 1962]. Это уровни складчатости, закономерно повышающиеся к Главному хребту, усложнение складок от периферии к осевой зоне (от простых коробчатых до напряженных изоклинальных), осевой «диапир», в котором древние, интенсивно смятые образования (часто со следами течения) выведены на один уровень с более молодыми толщами и, наконец, вергентность в обе стороны от осевой части. К этому можно добавить также более напряженную складчатость в синклиналях, которая контрастирует с простыми складками в пределах антиклиналей. Отмеченное «раздавливание» толщ в синклиналях весьма свойственно складчатым поясам и описано многими исследователями. На некоторых моделях (над зоной дивергенции) был получен характерный «развал» Главного хребта (см. рис. 23, в), тогда как в других случаях в осевой части почему-то происходило выжимание покрова в виде «гигантской» лежачей складки (см. рис. 23, г). Оче-

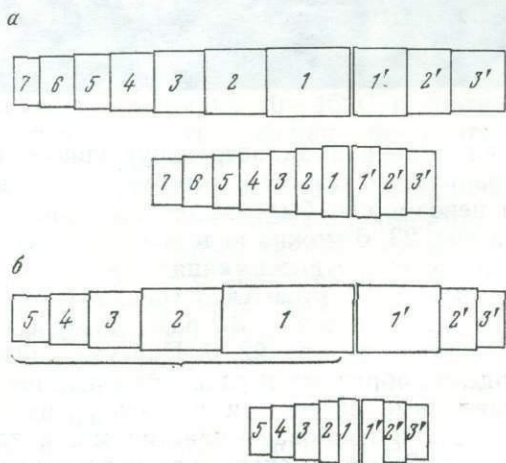
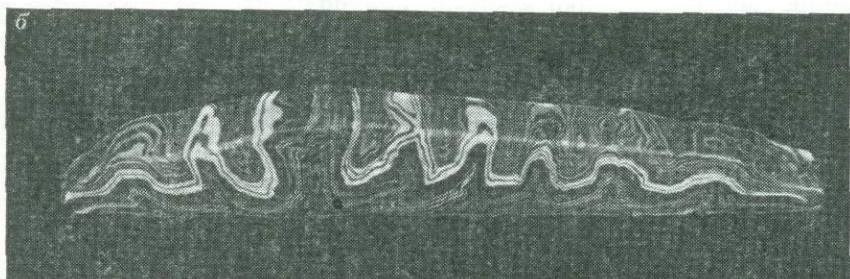


Рис. 22. Масштабы сокращения и дифференцированность его по длине модели.

Показано начальное и конечное положение бумажных полос, подстилающих пластилин (вид сверху). а — вариант для моделей типа Большого Кавказа; б — вариант для моделей типа Альп (фигурная скобка объясняется в тексте)



видно причина данного структурного разнообразия заключена в вариациях вязкости, которую по условиям нашего эксперимента невозможно было выдержать точно в заданных пределах. На рис. 23, *д* можно видеть начальные этапы формирования покрова в «ядре выжимания».

Структуры типа Альп (рис. 24) получаются при сокращении длины модели в 2,5—3,0 раза, которое дифференцировано по модели согласно рис. 22, *б*. При указанных условиях на конечных моделях образуются разнообразные покровные структуры, представленные системами покровов из сопряженных лежащих складок и покрывами-пластинами, а также сочетаниями тех и других. Было замечено, что покровы-пластины появлялись пре-



Рис. 23. Модели типа Большого Кавказа.

*a* — полный разрез складчатости; *b* — то же, сверху снята часть материала (проведено «эрозионное вскрытие»), чтобы были видны складчатые структуры в плане; *в* — модель с характерным «развалом» Главного хребта; *г* — вместо «развала» в осевой части сформировался покров в виде «гигантской» лежащей складки; *д* — в «ядре выжимания» имеет место «эмбриональный покров»

имущественно в тех случаях, когда модели претерпевали неравномерный прогрев. В частности, в одном из опытов до оптимальной температуры была прогрета та часть модели, на долю которой пришелся основной «объем» сокращения длины (на рис. 22, *б* этот участок отмечен фигурной скобкой). Остальная часть модели имела температуру порядка 40—45°С и соответственно значительно бóльшую вязкость, которая обеспечивала «компетентность» пластин при поддвигании под них «автохтона». В результате данного эксперимента вся зона смятия оказалась перекрыта «гигантскими» покровами-пластинами, в свою очередь осложненными крупными лежащими складками. Очевидно, что этот эксперимент более соответствует природным условиям, при которых, вероятно, должны быть существенные вариации в вязкости различных зон как по вертикали, так и по латерали. Поэтому, видимо, не случайно полученная в данном опыте модель имеет много черт «портретного» сходства с классическими генерализованными разрезами Альп (рис. 25).

Следует отметить, что если результаты, полученные на альпийских моделях, не явились неожиданными, то наметившаяся



Рис. 24. Модели альпийского типа.

*a* — система покровов из сопряженных лежачих складок; *б* — сочетание покровов из сопряженных лежачих складок и покровов-пластин (слева), справа — выжатая линза «древних образований»; *в* — модель перекрыта двумя покровами-пластинами (гигантскими шарьяжами), которые осложнены крупными складками. Под шарьяжами — покровы в виде лежачих складок

связь структур кавказского типа с процессом сокращения площади основания находится в противоречии с представлениями о генезисе складчато-разрывных нарушений Большого Кавказа. Считается [Сорский, 1962; Белоусов, 1975], что структура Большого Кавказа, для которой характерно широкое распространение относительно простых коробчатых складок, обусловлена вертикальными тектоническими движениями, а сложная

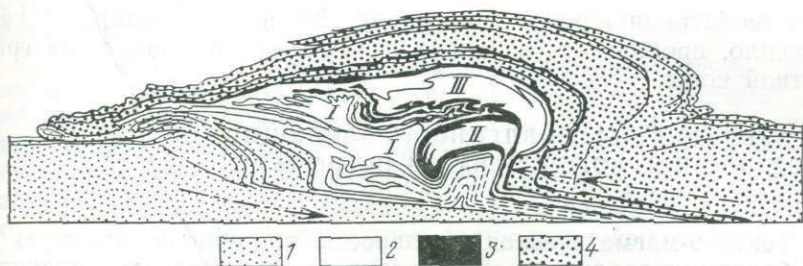


Рис. 25. Генерализованный классический разрез Альп [Руттен, 1972].

1 — форланд Евразии; 2 — покровы пеннид, сформированные в альпийской геосинклинали (Западные Альпы); 3 — породы ультраосновного состава; 4 — австриды Восточных Альп и Африка. I — покров Большой Сен-Бернар; II — покров Монте-Роза; III — покров Дан-Бланш

складчатость осевых зон связана с всплыванием в виде диапира глубинного вещества (в силу инверсии плотностей).

Наши эксперименты обнаружили, что коробчатые складки возникают в связи с формированием надвигов (или поддвигов, что безразлично в механическом отношении). Там, где надвиг затухает, появляется изгиб слоев, часто имеющий сундучную форму (см. рис. 23). Осевой «диапир», согласно результатам моделирования, представляет собой «ядро выжимания» в осевой зоне складчатого пояса, под которой имеют место наибольшие масштабы сокращения площади геосинклинального ложа (посредством «торошения»). Таким образом, появление структуры кавказского типа с ее сдавленным осевым ядром и относительно просто построенными краевыми частями можно объяснить не дифференцированными вертикальными движениями блоков, а тангенциальным сжатием, обусловленным поддвижением глубинных горизонтов к центру складчатой зоны, т. е. той же причиной, которая признается в качестве определяющей (большинством исследователей) при формировании альпийских структур [Руженцев, 1971]. Следовательно, генетически структуры кавказского типа аналогичны альпийским. Различие заключается только в размерах сжатия, которое для Кавказа оказалось (по данным опытов) примерно в два раза менее значительным, чем для Альп.

Кроме того, наши модели можно рассматривать в качестве иллюстраций классического положения, выдвинутого Е. Арганом, о том, что геоантиклинальные зоны закладываются над глубинными надвигами (или поддвигами), по которым происходит «сдваивание» пластин гранито-метаморфического цоколя, тогда как прогибы занимают промежуточное пространство между растущими кордильерами. По-видимому, этим сдваиванием и увеличением мощности гранитного слоя обусловлена в какой-то мере последующая литофильно-редкометалльная металлогенез.



ния геосинклинальных зон складчатых поясов, которая, как правило, проявляется в блоках с увеличенной мощностью гранитной коры.

#### 4. ГЛУБИННАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Тектоно-магматическая активность претерпела сложную и необратимую эволюцию от начальных этапов развития планеты к фанерозойскому времени. Наибольшим своеобразием отличался геодинамический режим архейского времени, для которого характерны: преимущественно базитовый состав образований, метаморфизм гранулитовой фации, отсутствие линейно ориентированных поясов и преобладание отрицательных округло-овоидных структур типа чаш, которые в деталях обнаруживают хаос «...кольцевых, овальных, петельчатых... синформ, разделенных узкими, иногда гребневидными или брахиальными антиформами» [Павловский, 1975].

Базитовый состав древнейших образований, с которыми связаны выходы крупнейших в мире массивов анортозитов, а также преобладание округлых структурных форм явились основанием для выделения своеобразной «лунной» стадии развития Земли на самом раннем этапе ее геологической истории в течение катархея [Глуховский, Павловский, 1973]. Структурные особенности этого этапа приводят исследователей к выводу о существовании в нижнем архее режима мелкоячейстой конвекции [Глуховский, Моралев, Кузмин, 1977]. Данное предположение согласуется с установлением резких вариаций геотермического градиента по вертикали и латерали, что, по мнению А. Энгеля с соавторами, является свидетельством нестабильности литосферы в раннем архее, обусловленной конвективными явлениями [Crustal...», 1974].

В дальнейшем в течение архея стабильность литосферы постепенно нарастала, о чем свидетельствует появление крупных интрузивных массивов и в их числе гранитоидов с возрастом 3,3,—3,5 млрд. лет [Павловский, 1975], внедрение которых является первым симптомом начала образования гранитного слоя коры. Однако эти гранитоиды (малокалиевые, первично-эндербитовые) являлись эпизодическими образованиями, кора сохраняла базитовый состав, но характер метаморфизма во второй половине архея становился более разнообразным и наряду с гранулитами в ряде случаев встречены осадки, метаморфизм которых не превышает фации зеленых сланцев, и они сохраняли первичные структурные и текстурные особенности. Образования такого рода отмечаются в Свазиленде и Южной Родезии [Павловский, 1975], на Канадском щите [Марков, 1962] и в некоторых других местах. Геодинамический режим продолжал ха-

рактироваться случайной, незакономерной ориентировкой структурных форм в пространстве.

Е. В. Павловский предложил данную стадию развития коры называть «нуклеарной». Она завершается основной пертурбацией тектонического режима и петрогенезиса в конце архея, когда сформированный ранее базитовый субстрат практически повсеместно подвергся исключительно мощной калиевой гранитизации, обусловившей появление и последующий рост гранитного слоя земной коры. Безводные гранулиты, свойственные архею, на этом рубеже повсеместно сменяются водным метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Начиная с нижнего протерозоя геотермические градиенты резко уменьшились [«Crustal...», 1974], стабильность литосферы увеличилась и осадконакопление приобрело «протоплатформенный» (по Е. В. Павловскому) характер.

На архейском базитовом фундаменте, в той или иной степени гранитизированном, происходило накопление осадочного чехла из обломочных, вулканогенных и терригенных пород. Примерами этого чехла могут служить удоканская серия Восточной Сибири, ятулий Карелии, Доминион-Риф и Витватерсранд Южной Африки и другие подобные серии. Однако осадконакопление в этих условиях (в отличие от платформ неогей) сопровождалось существенным метаморфизмом пород вплоть до амфиболитовой фации и чрезвычайно интенсивной гранитизацией как архейского базитового фундамента, так и «протоплатформенного» чехла [Павловский, 1975]. Последний нередко подвергался интенсивным складчатым деформациям по периферии растущих гранито-гнейсовых куполов.

Основная пертурбация тектонического режима проявилась в заложении вытянутых линейных структур, которые свидетельствуют о появлении полей горизонтальных напряжений и направленных деформаций [Павловский, Марков, 1963]. Это борозды тимискаминг на Канадском щите [Марков, 1962], палеоавлакогены [Лейтес, Муратов, Федоровский, 1970] или шовные прогибы [«Троговый...», 1976] на Алданском щите и подобные им образования, проявившиеся впервые в истории геологического развития планеты на рубеже архея и протерозоя и утвердившиеся в геологической литературе под термином «зеленокаменные пояса». От геосинклинальных складчатых зон фанерозоя зеленокаменные пояса отличаются [Марков, 1962] значительно меньшими размерами, относительно простым внутренним строением (не наблюдается дифференцированности на геоантиклинальные и интрагеосинклинальные зоны), отсутствием передовых прогибов и редуцированным характером орогенеза, о чем свидетельствует отсутствие типичных моласс. Однако при малых размерах зеленокаменные пояса, по-видимому, покрывали достаточно густой сетью архей-нижнепротерозойскую поверхность планеты [«Троговый...», 1976]. Исследователи склонны рас-

смагивать их как прообраз будущих геосинклиналей неогей, поскольку их размеры во времени постепенно увеличиваются (при уменьшении общего числа), усложняется внутренняя структура, и наконец, с верхнего протерозоя (рифейды) они начинают сопровождаться типичной молассой. По существу с момента появления первых моласс в конце среднего протерозоя зеленокаменные пояса приобрели все основные особенности, свойственные фанерозойским складчатым поясам как по режиму тектонического развития, так и по характеру магматизма.

Одновременно с эволюцией зеленокаменных поясов продолжалась в течение нижнего и отчасти среднего протерозоя интенсивная гранитизация коры, в результате которой за отмеченный промежуток времени было сформировано примерно 80% площади современной континентальной коры, и, таким образом, этот период был главнейшим этапом гранитизации и гранитообразования в истории развития планеты.

С конца среднего протерозоя (в неогее) структурно-тектоническая обстановка и геодинамический режим характеризовались наличием обширных стабильных блоков — «платформ», разделенных мобильными зонами — геосинклиналями. На этом этапе продолжалось постепенное сокращение числа геосинклинальных зон при одновременном увеличении их протяженности (что было свойственно протерозойским зеленокаменным поясам), т. е. с каждым новым тектоно-магматическим циклом происходило укрупнение геосинклинальных зон при одновременном уменьшении их числа. На фоне этой «генерализации» складчатых поясов от древних циклов к молодым [Хаин, 1964] увеличивалась контрастность тектонических движений и возрастала интенсивность тектонического скупивания и горообразования, а также почему-то происходило сокращение продолжительности циклов. Процессы гранитизации и метаморфизма на данном этапе целиком локализовались в складчатых поясах. В пределах платформ в условиях спокойного тектонического режима происходило накопление осадочного чехла. Однако с конца палеозоя и особенно в мезо-кайнозое платформы становятся ареной достаточно бурных тектонических, тектоно-магматических и магматических событий (рифтогенез, зоны активизации, излияния траппов).

Таким образом, геодинамическая обстановка в истории Земли изменялась коренным образом, и можно в самом общем плане выделить три типа режима и соответствующие им три этапа в развитии планеты: архейский — догеосинклинальный, с высокими геотермическими градиентами, безводным граулитовым метаморфизмом и состоянием мелкочечной конвекции (что особенно характерно для катархей и в меньшей мере свойственно позднему архею); протерозойский, знаменующийся появлением протогоосинклинальных зеленокаменных поясов и являющийся главным этапом формирования гранитного слоя коры; и

наконец, рифей-фанерозойский этап платформенно-геосинклинального развития планеты.

Обсудим возможные причины охарактеризованной эволюции геодинамического режима с позиций гипотезы изначальной гидридной Земли. Для архея необходимо объяснить: быстрый разогрев планеты, вплоть до состояния энергичной конвекции, безводный резко восстановленный характер флюида и присутствие высокобарических минеральных образований в условиях малых глубин. Прежде всего следует выяснить источник тепла, обусловивший быстрый разогрев по крайней мере внешних геосфер планеты. Изучение ранних стадий развития Земли показало, что в более древнем архее обнаруживаются более высокотемпературные фации метаморфизма и более резкие геотермические градиенты, свойственные внешней геосфере.

Видимо, следует искать источник тепла, который «включился» сразу на максимальную мощность, как только началось геологическое развитие Земли. Косвенным доводом в пользу этого предположения можно считать удивительно раннее выплавление анортозитовой коры на Луне (4,3—4,4 млрд. лет назад, т. е. практически сразу после окончания процесса аккумуляции)\*. Очевидно в данном случае трудно рассчитывать только на радиогенное тепло и расчеты показывают, что даже при значительно больших концентрациях радиогенных элементов (превышающих на порядок их количество в хондритах, см. гл. IX) генерация тепла в теле планеты недостаточна для столь быстрого ее разогрева. Кроме того, мелкочаеистый характер конвекции, по-видимому, позволяет считать, что разогревом была охвачена не вся планета, а только ее внешняя оболочка. Следует также учитывать достаточно резкое падение геотермических градиентов на рубеже архея — протерозоя. Отмеченные два момента свидетельствуют против радиогенной природы источника тепла, поскольку он не мог обеспечить избирательный разогрев внешней геосферы в гомогенной, еще не дифференцированной планете; трудно согласовать также резкое изменение геотермических градиентов с постепенным уменьшением генерации тепла за счет естественного вымирания долгоживущих изотопов.

Гипотеза изначальной гидридной Земли связывает резкий разогрев внешней геосферы с процессом формирования силикатно-окисной оболочки планеты за счет выноса кислорода из ее недр, обусловленного «водородной продувкой». Термодинамические расчеты, проведенные О. Л. Кусковым с учетом сжимаемости конденсированных фаз, показали, что с ростом давления тепловой эффект реакций восстановления изменяется с эндотер-

\* Напомним, что последний акт нуклеосинтеза — вспышка Сверхновой, которая послужила первичным толчком к формированию Солнечной системы, — датируется возрастом 4,7 млрд. лет.

мического на экзотермический и чем больше величина давления, тем большее количество тепла выделяется при восстановлении. В случае восстановления окиси кремния водородом (или углеродом) инверсия знака теплового эффекта оказывается в области  $400 \cdot 10^8$  Па [Кусков, Хитаров, 1976, 1977]. Следовательно, при давлениях больше  $400 \cdot 10^8$  Па самопроизвольно будут протекать реакции восстановления, тогда как в области меньших давлений, наоборот, должны идти реакции окисления, и чем меньше давление, тем больше будет их экзотермический эффект.

Согласно этим данным, вынос кислорода из недр планеты должен сопровождаться связыванием его лишь во внешней геосфере, где он расходовался на реакции окисления, протекающие с большим выделением тепла. Поскольку изобара  $400 \cdot 10^8$  Па в архее (согласно нашей оценке первичного радиуса планеты) залегала примерно на глубине 350—400 км, то мощность силикатно-окисной оболочки, сформированной, по-видимому, в основном в катархее, не должна превышать указанного диапазона глубины. Интересно отметить, что именно на глубине 350—400 км залегает «двадцатиградусная» граница Гутенберга, которую наша геохимическая модель отождествляет со сменой силикатно-окисной мантии на интерметаллическую (см. гл. III, раздел 4). Итак, связывание кислорода в верхней геосфере, протекавшее с выделением тепла, очевидно, и вызывало резкое повышение геотермических градиентов и мелкочаеистую конвекцию на самых ранних этапах развития планеты. При этом конвекция должна была быть именно мелкочаеистой, так как она охватывает сравнительно небольшой интервал глубины — до 350—400 км.

Конвективное перемешивание внешней оболочки, по всей вероятности, обеспечило достаточно равномерное распределение в ней поступающего снизу кислорода. В данной связи весьма маловероятно обнаружение реликтов первичного состава планеты в пределах силикатно-окисной оболочки. Одновременно в этом можно видеть объяснение безводной специфики метаморфизма архейских образований, поскольку при реакциях окисления кремния, магния, кальция, алюминия и других петрогенных элементов (пока они не будут полностью окислены) парциальное давление воды в системе должно сохраняться на исключительно низком уровне, а флюид должен быть резко восстановленным. (Данные реакции используются в экспериментах в качестве «водородного буфера», подавляющего в системе активность воды и кислорода).

Легко видеть, что начальные условия развития планеты, вытекающие из гипотезы изначально гидридной Земли, автоматически объясняют «парадокс архея», или парадокс метаморфизма архейских образований [Лишневский, Кременецкий, 1975], заключающийся в том, что высокие температуры и дав-

ления, необходимые для образования гранулитов и эклогитов, должны быть реализованы в архее на глубине нескольких километров, поскольку геологические наблюдения свидетельствуют о сравнительно малом эрозионном срезе докембрийских толщ. Э. Н. Лишнецкий и А. А. Кременецкий, с которыми автор целиком согласен, не видят возможности решения этого парадокса без привлечения гипотезы расширяющейся Земли, позволяющей предполагать значительно большую силу тяготения в прошлом планеты и соответственно большие градиенты давлений в ее недрах. Несколько забегаая вперед, отметим, что, согласно приведенной в гл. VII, разделе 3 оценке расширения изначально гидридной Земли, сила тяжести в архее была в три раза больше современной и соответственно давления порядка  $10 \cdot 10^8$  Па достигались на глубине примерно 10 км. Следовательно, в архее  $P-T$ -условия, необходимые для образования гранулитов и эклогитов, были реализованы в условиях значительно меньших глубин, и в этой связи повсеместное присутствие пород предельных ступеней метаморфизма на щитах не требует допущения эрозионного вскрытия этих структур на глубину десятков километров. Данное положение представляется важным по той причине, что, принимая неизменным радиус Земли, мы вынуждены предполагать эрозионный срез 30—40 км осадков, якобы залегающих в архее над современной поверхностью цоколя древних платформ. Если учесть, что платформы занимают примерно 80% площади современных континентов, то возникает проблема захоронения настолько огромной массы терригенного материала, что ее не в состоянии вместить даже современные океанические впадины.

Среди архейских образований в ряде случаев устанавливаются блоки пироповых перитотитов и эклогитов, содержащих алмазы [Пейве, Перфильев, Савельева, 1976]. Минеральный состав и наличие алмазов свидетельствуют об образовании этих пород в условиях давлений порядка  $n \cdot 10^9$  Па, однако они находятся в коре и это требует пояснения. В свете наших построенных данных находки можно связать с явлением конвекции в пределах силикатно-окисной оболочки планеты, в процессе которой отдельные блоки глубинных высокобарических образований в метастабильном состоянии могли быть подняты из недр мантии в приповерхностные горизонты и, претерпев «закалку», сохраниться до настоящего времени. Весьма важно, что гипотеза изначально гидридной Земли предусматривает резко восстановленный режим флюида в начальные этапы развития планеты, а также резко повышенные градиенты температур и давлений. Данные условия должны способствовать образованию и широкой распространенности алмазов, начиная с глубины примерно 30—40 км, где достигались давления порядка  $(30-40) \times 10^8$  Па. Поэтому предлагаемая концепция позволяет поддержать предложение А. В. Пейве и его соавторов о необходи-

мости постановки поисковых работ по выявлению алмазности архейских толщ. По всей вероятности, поиск должен заключаться в выявлении блоков раннего архея, избежавших последующего диафтореза в условиях амфиболитовой фации и поэтому не затронутых воздействием окисленного флюида, корродирующего и растворяющего алмазы.

В свете вышеизложенного следует обсудить проблему первичной природы гранулитов архея. До сих пор большинство исследователей традиционно считают эти образования результатом прогрессивного метаморфизма первичноосадочных или вулканогенных толщ. В рамках наших построений, предполагающих конвективные движения в пределах силикатно-окисной оболочки на ранних этапах развития планеты, следует предусмотреть возможность образования архейских гранулитов за счет диафтореза глубинных эклогитов, выведенных в кору из мантии конвективными потоками и претерпевших регрессивный метаморфизм. Данный тезис можно подтвердить находками среди гранулитов структур распада высокобарических минеральных фаз. В частности, появление сапфирина в ассоциации с силлиманитом и ортопироксеном в сутамской серии Южного Алдана связывается [Колесник, Королюк, 1976] с распадом высокомагнезиального пироба и объясняется исследователями сбросом давления и переходом от эклогитовой фации метаморфизма к гранулитовой. М. Ю. Хотин (личное сообщение) в нижнеархейских гранулитовых кристаллосланцах и гнейсах, подстилающих анортозиты джугджурского массива, обнаружил ксенолитоподобные включения с четкими структурами распада твердого раствора, исследование которых позволило установить, что первичный минерал был представлен гранатом, устойчивым в области давлений выше  $25 \cdot 10^8$  Па. Более того, приводятся данные [Головня, Хвостова, Макаров, 1977] о находках гексагональной модификации алмаза (лонсдейлита) в эклогитах Южного Урала и Кольского полуострова. Если эти алмазы не являются космогенными (образованными при взрывах крупных метеоритов), то они свидетельствуют о выносе вмещающих эклогитов из глубин более 100 км (поскольку лонсдейлит образуется при давлениях выше  $130 \cdot 10^8$  Па), что также невозможно без допущения конвективного перемешивания силикатно-окисной оболочки на ранних этапах развития Земли. С. В. Головня и другие отмечают, что ранее гипотезу о мантийном происхождении эклогитов аргументировали И. А. Ефимов и Б. Н. Найденков. Разумеется, данная постановка вопроса не исключает возможности накопления в нижнем архее вулканогенных и обломочных (сейсмогенных) толщ, которые затем могли попасть в условия гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма в местах нисходящих ветвей конвективных ячей.

Итак, специфика архея, согласно предлагаемой концепции, целиком обусловлена процессом формирования силикатно-окис-

ной оболочки изначально гидридной Земли. Очевидно, данная геосфера нарастала постепенно сверху вниз и по мере увеличения мощности (и давлений в зоне реакций) экзотермический эффект окисления уменьшался и конвективные движения постепенно затухали. Вероятно, именно они обусловили отсутствие какой-либо закономерности в расположении и ориентировке древнейших структур, тем более, что конвекция (в нашем понимании) не могла быть стационарной, поскольку определяющие ее источники тепла носили «блуждающий» характер (по мере полного окисления одной зоны выход тепла в ней прекращался и экзотермическое окисления распространялось на другие объемы, соответственно должно было изменяться расположение конвективных ячеек).

Рубеж архея — протерозоя, с наших позиций, обусловлен достаточно высокой степенью окисленности петрогенных элементов во внешней геосфере планеты, что отражается в повсеместном появлении окисленного (водно-углекислого) флюида, и в наступлении эпохи амфиболитового метаморфизма. Причина грандиозной калиевой гранитизации и гранитообразования нижнепротерозойского времени, а также проблема источника калия и других литофильных элементов для построения гранитного слоя коры детально рассмотрены ниже.

По всей вероятности, сокращение экзотермических реакций окисления к концу архея во внешней геосфере Земли обусловило резкое падение температуры в пределах силикатно-окисной оболочки и консолидацию литосферы, что определило возможность появления в ней полей направленных деформаций и создало условия для заложения линейно ориентированных структур. Появление густой сети нижнепротерозойских зеленокаменных поясов наша концепция связывает с началом процесса расширения планеты. Расширение, идущее в диапазоне давлений порядка  $(100 \div 1000) \cdot 10^8$  Па, сопровождалось поглощением большого количества тепла, что должно было существенным образом изменить термический режим внутренних геосфер. Очевидно, данный фактор (наряду с сокращением объема реакций окисления) можно привлекать для объяснения резкого падения геотермических градиентов на рубеже архея — протерозоя и стабилизации литосферы.

Начавшийся в нижнем протерозое процесс расширения планеты определяет всю дальнейшую эволюцию ее геодинамического режима. Один из аспектов эволюции зеленокаменных поясов, который сохранился в складчатых зонах неогей и заключается в постепенном укрупнении размеров линейных структур при одновременном уменьшении их числа, находит объяснение в закономерной генерализации сети структур растяжения по мере увеличения мощности мантии и уменьшения радиуса ядра, т. е. по мере перемещения фронта разуплотнения в глубь планеты (см. гл. VI, раздел 1). Остальные особенности эволюции тектоно-маг-



матической активности, свойственные протерозойскому и рифей-фанерозойскому этапам и перечисленные выше, наша концепция связывает с закономерным изменением характера истечения водорода из недр планеты по мере увеличения мощности мантии.

Рассмотрим характер инфильтрации протонированного водорода в недрах современной Земли. Конфигурация его потока должна существенно изменяться по мере продвижения от ядра планеты в верхние геосферы. В нижних частях мантии «испаряющийся» водород, по-видимому, представлен достаточно однородным облаком протонного газа, обволакивающим ядро. При истечении водорода однородное (и разреженное) облако должно дифференцироваться на ряд отдельных более плотных потоков. Последние по мере проникновения сквозь мантию сливаются в несколько крупных и концентрированных «русел» (рис. 26), по которым происходит заложение тектоногенов. Предполагаемое слияние потоков может быть обусловлено: 1) перехватом мелких потоков крупными, так как последние должны быть более прогретыми и, следовательно, в них выше скорость диффузии (данное явление можно сравнить с притяжением и перехватом мелких речек крупными, поскольку последние имеют больший врез долин), 2) магнитным стяжением параллельных потоков протонного газа, подобно проводникам электричества с однонаправленными токами.

Предложенная принципиальная схема дегазации водорода от ядра позволяет понять характерные особенности конфигурации потоков водорода во времени и соответственно определить причину эволюции тектоно-магматической активности в истории развития планеты. Так, в архее до расширения Земли и в начале этого процесса в протерозое при маломощной мантии водородное облако не успевало разделиться на отдельные потоки и этим можно объяснить повсеместность тектоно-магматической активности в архее и площадное развитие гранитизации в протерозое.

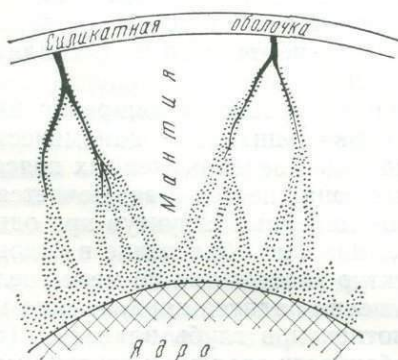


Рис. 26. Предполагаемый характер инфильтрации водорода через мантию

В дальнейшем по мере расширения планеты и увеличения мощности мантии происходила дифференциация повсеместного водородного потока на отдельные «струи», что обусловило локализацию тектоно-магматической активности в обособленных зонах, разделенных стабильными блоками. В этом мы видим причину перехода к платформенно-геосинклинальному типу геодинамического режима в неогее, когда тектоно-магматическая активность (с явлениями гранитизации) целиком оказывается локализованной в пределах складчатых поясов. Процесс стягивания потоков водорода в крупные русла, по-видимому, сопряжен с явлением генерализации структур растяжения, которое (в свою очередь) также обусловлено расширением Земли и перемещением фронта разуплотнения в глубь планеты. Конфигурация зон инфильтрации водорода, очевидно, определялась конфигурацией планетарной системы тектонически ослабленных зон. Естественно, что сбор водорода в крупные русла предполагает все большую степень насыщения тектоногенов протонированным водородом и, следовательно, большую с течением времени контрастность их уплотнения и разуплотнения. Данное явление, по нашему мнению, является причиной постепенного увеличения контрастности тектонических движений, а также обуславливает возрастание интенсивности тектонического сучивания и горообразования от ранних геотектонических эпох к поздним.

Дальнейшее объединение потоков водорода в пределах тектоногена в отдельные, еще более плотные струи могло обеспечить неравномерность глубины заглатывания по простиранию геосинклинали, результатом чего должны были возникнуть вариации в характере тектонического сучивания в различных частях складчатого пояса, а также появление межгорных впадин на орогенном этапе, что было показано в гл. VI, разделе 3.

Согласно предложенной интерпретации причин эволюции геодинамического режима, переход от архея к нижнему протерозою должен быть резким, революционным как по особенностям тектонической обстановки, так и по характеру петрогенезиса. В то же время трансформация зеленокаменных поясов протерозоя в типичные геосинклинальные зоны рифей-фанерозойского времени в свете наших построений должна была совершаться плавно, эволюционно. По-видимому, это соответствует действительности — и рубеж архея — протерозоя знаменуется коренной пертурбацией (появлением линейно ориентированных структур и мощнейшей в истории развития планеты гранитизацией), тогда как перерождение зеленокаменных поясов в геосинклинальные зоны (с одновременной локализацией в них процессов гранитообразования) происходит постепенно, и граница между этими типами геодинамического режима проводится в значительной мере условно на рубеже среднего протерозоя и рифея.

Теперь обратимся к причине цикличности тектогенеза, которая в рамках предлагаемых построений сводится к возможным причинам пульсационного (дискретного во времени) отделения водорода от ядра Земли. На данном этапе эту проблему можно обсуждать лишь в самом первом приближении. Характер взаимодействия водорода с металлами (см. гл. V, раздел 3) позволяет утверждать, что расширение вещества ядра не может идти без падения концентрации водорода до определенного предела, т. е. без предварительной дегазации. Последняя является следствием повышения температуры (другого способа вызвать отделение водорода от ядра Земли, очевидно, не существует). Однако температура не может повышаться на фоне расширения вещества ядра, поскольку это (в условиях давлений, свойственных внутренним геосферам) процесс исключительно энергоемкий\*. Следовательно, вытекающие из обоснованной нами геохимической модели Земли, процесс дегазации водорода и расширение планеты непременно должны быть разобщены во времени.

Рассмотрим, как может выполняться это обязательное требование применительно к недрам изначально гидридной Земли. Диссоциация гидридов начиналась лишь при достижении предельной температуры. Допустим, что эта температура (в связи с радиогенным разогревом) была достигнута в некотором объеме ядра и началось разложение гидридов. В гл. IX будет показано, что процесс разложения гидридов должен сопровождаться выделением большого количества тепла. Однако это не вызывало быструю (взрывоподобную) диссоциацию всех гидридных запасов ядра, поскольку по мере разложения гидридов возрастало давление водорода в данной сфере, препятствовавшее дальнейшей диссоциации (как и в любой химической реакции резкое повышение давления продуктов распада препятствует дальнейшему термическому разложению). Следствием (разогрева ядра и повышения в нем давления протонированного водорода) должна быть энергичная дегазация водорода, которая протекала до тех пор, пока его концентрация в наружной зоне ядра не уменьшалась настолько, что уже была не в состоянии удерживать металлы в уплотненном виде (под влиянием протонов, внедренных в электронные оболочки атомов, см. главу V, раздел 3). С этого момента начиналось разуплотнение, граница ядра перемещалась вниз, а мощность мантии увеличивалась. С началом процесса разуплотнения (поскольку это весьма энергоемкий процесс) температура ядра должна была резко понижаться и соответственно сокращалась дегазация водорода от ядра. С окончанием процесса расширения планеты весь цикл повторялся.

---

\* В диапазоне давлений порядка  $1000 \cdot 10^8$  Па двукратное увеличение объема вещества требует затраты энергии порядка 400 кДж/моль.

Итак, цикл начинался разложением гидридов во внешней сфере внутреннего ядра, что обуславливало разогрев и повышение давления протонированного водорода во внешнем ядре. Это вызывало бурную дегазацию водорода и последующее разуплотнение внешней зоны ядра. Следовательно, с каждым циклом границы внешнего ядра и внутреннего перемещались к центру планеты на некоторый интервал, и легко заметить, что ритм цикличности определялся процессом диссоциации водородистых соединений в самой центральной зоне планеты — во внутреннем ядре. Если допустить, что устойчивость гидридов против термического разложения возрастает линейно с ростом давления, то граница внутреннего ядра должна была погружаться с каждым циклом примерно на один и тот же интервал, но объемы вещества, вовлекаемые в разложение, резко уменьшались от ранних циклов к поздним (рис. 27). Соответственно этому должно было сокращаться и время дегазации и разуплотнения, т. е. должна была уменьшаться продолжительность циклов разложения гидридного ядра и определяемых ими тектоно-магматических циклов.

Внутреннее ядро в настоящее время составляет менее 1% объема планеты, и следует полагать, что такой расход гидридных запасов в ядре непременно вызовет нарушение привычной фанерозойской цикличности в будущем Земли. В этом плане не исключено, что альпийский цикл был последним, полно проявленным геосинклинальным циклом в развитии Земли, тогда как в настоящее время свойственная фанерозою тектоно-магматическая цикличность нарушена и современный этап является переходным к новому типу геодинамического режима, который наступит в недалеком будущем (по мерам геологического времени), с момента полного исчерпания гидридных запасов планеты, т. е. с момента исчезновения внутреннего ядра.

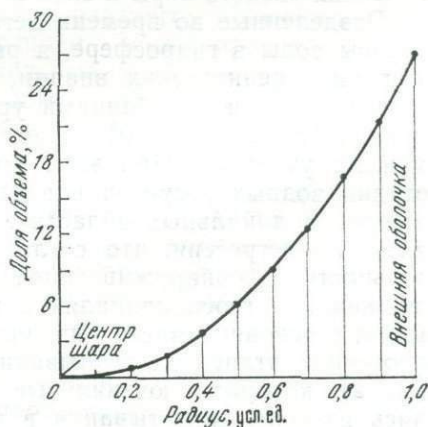


Рис. 27. Распределение объема шаров по его оболочкам, имеющим одинаковую мощность, равную 0,1 радиуса

Можно было бы обосновать основные особенности будущего типа геодинамического режима, но это вряд ли актуально, поскольку проверка данного прогноза невозможна. Однако, по видимому, следует учитывать возможность нахождения планеты в настоящий момент в качественно новом геодинамическом режиме (относительно предшествовавшего рифей-фанерозойского) при попытках соотнести наблюдаемые в настоящее время явления с геологическими событиями прошлого, а также при стремлении отождествить современную совокупную геологическую ситуацию с каким-либо этапом предшествовавших тектоно-магматических циклов. Такое отождествление может быть неправомерным.

Таким образом, предлагаемая модель предусматривает циклический характер разложения ядра. При этом на первых этапах каждого цикла должна была иметь место интенсивная дегазация водорода, тогда как на последующих она сокращалась и начиналось энергичное разуплотнение. Интенсивная дегазация водорода, как было показано выше, могла вызвать на поверхности планеты геосинклинальный цикл тектоно-магматических явлений, тогда как сокращение дегазации и разуплотнение материала ядра должны были сопровождаться расширением океанических впадин. Естественно, что после орогенеза на континентах устанавливался относительно спокойный тектонический режим и тектоническая активность на этом этапе проявлялась преимущественно в расширении Земли по ее рифтовой системе. Поскольку причины геологического развития с наших позиций связываются с циклическим разложением ядра, то напрашивается вывод — геотектонические эпохи на земном шаре должны быть синхронными. Разумеется, что это относится к наиболее крупным циклам — альпийскому, киммерийскому, герцинскому и т. д., но внутри них могли быть подциклы и фазы складчатости в силу возможных вариаций физико-механических свойств коры и слоя *B* мантии.

Разделенные во времени дегазация водорода, пополняющая запасы воды в гидросфере, и разуплотнение, вызывающее расширение океанических впадин, должны были сопровождаться эвстатическими колебаниями уровня океана, которые обуславливали [Косыгин, 1969] трансгрессии и регрессии на платформенных участках. При этом пополнение на геосинклинальной стадии водных ресурсов планеты вызывало трансгрессии во внегеосинклинальных областях, а расширение океанических впадин — регрессии, что согласуется с геологической действительностью, обнаруживающей однозначность тектонических движений в геосинклиналиях и на платформах. Вода, по видимому, в основной массе выводилась на поверхность планеты на орогенном этапе при всплывании астенолитов (см. гл. VI, раздел 2), которыми ювенильные порции воды транспортировались из зоны заглатывания в подкоровые горизонты. В этой

связи становится понятным отмечавшееся А. Д. Архангельским некоторое запаздывание трансгрессий на платформах, «...максимальное погружение которых часто совпадает во времени с переходом к поднятию в геосинклиналях» [Хаин, 1951].

В свете вышеизложенного можно уточнить место предлагаемых геотектонических построений среди существующих гипотез. Было бы слишком грубым упрощением считать, что они свидетельствуют исключительно в пользу концепции расширяющейся Земли. Гипотеза изначально гидридной Земли определяет пульсационный характер расширения, предусматривающий разобщенность во времени эпох складчатости и этапов расширения планеты. В этом плане наша концепция — по существу сливается с «пульсационной гипотезой», которая была высказана в 1933 г. американским геологом В. Бухером и развита впоследствии М. А. Усовым и В. А. Обручевым. В дальнейшем данную концепцию поддержал П. Н. Кропоткин [1967], а в самое последнее время в ее пользу высказался Е. Е. Милановский [1978]. В стиле традиционной терминологии геолого-тектонические следствия изначально гидридной Земли можно было бы объединить под названием «концепция пульсационно-расширяющейся планеты».

## 5. ПРОБЛЕМА ДРЕЙФА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Палеофлористические, палеоклиматические и палеомагнитные данные в ряде случаев [Кропоткин, 1971 и др.] свидетельствуют о сближении блоков земной коры, ранее разобщенных на столь значительные расстояния, что этому явлению нельзя найти объяснение в рамках изложенных выше построений и необходимо допустить возможность дрейфа материков. Очевидно, и структурный план океанов трудно объяснить одним лишь расширением планеты, поскольку полеотектонические реконструкции показывают, что наряду с раздвигом континентов, который мы связываем с расширением Земли, происходило их вращение (повороты на значительные углы), что также равносильно признанию правомерности дрейфа. Эти аспекты заставили автора искать внутренние причины дрейфа в рамках обсуждаемой концепции изначально гидридной Земли.

В этом плане весьма перспективным оказалось исследование термического режима внутренних сфер планеты на основе новой геохимической модели. Как было показано выше, новая геохимическая модель Земли предусматривает циклический характер разложения гидридного ядра, которым определяется цикличность тектогенеза. При этом внутренние зоны планеты периодически испытывали то разогрев (на фоне его идет дегазация водорода от ядра), то охлаждение (обусловленное уплотнением вещества ядра, протекающим с поглощением

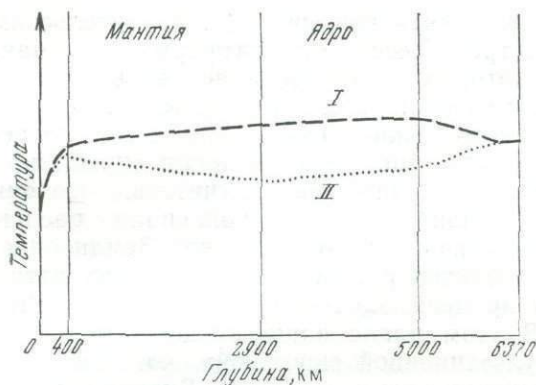


Рис. 28. Принципиальный характер распределения температур в недрах Земли на стадии дегазации водорода от ядра (I) и на этапе расширения планеты (II)

тепла). Колебания температуры в недрах планеты определяли периодические изменения физических свойств тектоносферы.

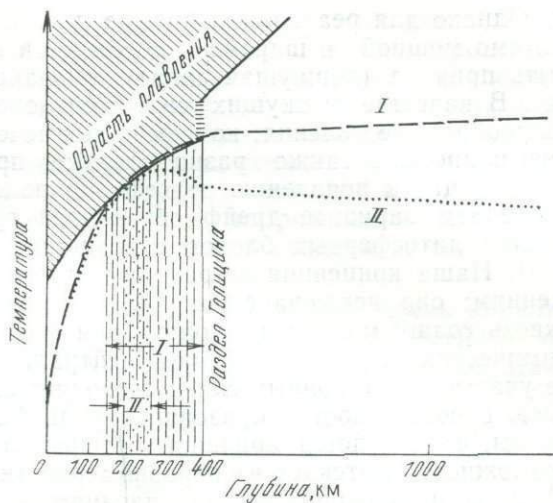
На рис. 28 показан принципиальный характер распределения температур в теле планеты на стадии дегазации водорода (I) и во время расширения вещества ядра (II). Необходимо отметить, что мы вынуждены показать обратный наклон кривой температуры в мантии Земли, так как в противном случае невозможно согласовать величину теплового потока со средней концентрацией урана в теле планеты, определенной на основе процесса магнитной сепарации элементов в протопланетном веществе\*. Значительно меньшие геотермические градиенты ниже раздела Голицина обусловлены на порядок большей теплопроводностью силицидов по сравнению с силикатами и оксидами кремний-кислородной оболочки.

Характер воздействия разогрева и охлаждения внутренних геосфер на силикатно-окисную оболочку, которая выполняет роль термоизоляции планеты, показан на рис. 29. Даже эти сугубо качественные графики свидетельствуют о коренном различии в строении внешней геосферы, которую принято называть тектоносферой, в различные отрезки геологического времени. На стадии экзотермического разложения гидридов внут-

\* Согласно процессу магнитной сепарации элементов концентрация урана на Земле должна минимум на порядок превышать его распространенность в метеоритах. Если все радиогенное тепло планеты (при таком содержании урана) «выпускать» в виде глубинного теплового потока, то величина последнего должна была бы превышать реально наблюдаемую примерно на порядок. Поскольку это не так, мы вынуждены показать обратный наклон температурной кривой, «позволяя» выходить на поверхность планеты теплу, которое генерируется лишь во внешней геосфере мощностью 200—250 км (т. е. примерно из 1/10 объема планеты), что приводит в согласие величину наблюдаемого глубинного теплового потока с нашей оценкой концентрации урана на Земле. Разумеется, эти рассуждения правомерны только в том случае, если Земля на современном этапе ее развития претерпевает расширение.

Рис. 29. Масштабы проявления астеносферы в различные этапы развития планеты:

I — на этапе экзотермического разложения гидридов ядра и дегазации водорода;  
II — на этапе разуплотнения вещества ядра



ренного ядра, когда температура в недрах планеты резко повышалась, непременно должна была резко увеличиваться мощность астеносферы за счет размягчения или частичного расплавления нижних горизонтов силикатно-окисной оболочки. Наоборот, во время расширения ядра, которое шло с поглощением тепла и соответственно обуславливало падение температуры, астеносфера была резко редуцированной по мощности и, видимо, могла вообще отсутствовать.

Таким образом, гипотеза изначально гидридной Земли и основанные на ней представления о характере развития планеты определяют возможность чередования в геологической истории эпох с кардинально различным состоянием тектоносферы: на протяжении одних временных интервалов значительная часть силикатно-окисной оболочки (по мощности, начиная от подошвы) находилась в размягченном состоянии, близком к плавлению, или частично была расплавлена, тогда как в иные периоды развития планеты ее астеносфера становилась маломощной и, очевидно, прерывистой по латерали. Кроме того, если в первом варианте она может прослеживаться до подошвы кремний-кислородной оболочки Земли, то во втором — должна быть локализована внутри данной геосферы, что характерно для современного этапа жизни планеты.

Естественно, что мощная и широко распространенная астеносфера способна обеспечить дрейф литосферных плит, тогда как маломощная и прерывистая астеносфера резко ограничивает его возможность. Отсюда следует, что предлагаемая нами концепция допускает существование временных интервалов в истории планеты, когда в самых широких масштабах мог проявляться дрейф континентов.



Однако для реализации дрейфа литосферных блоков и плит помимо мощной и широко проявленной астеносферы должна быть причина (движущая сила), приводящая плиты в движение. В качестве движущих сил исследователи рассматривают разнообразные явления: конвективные течения в мантии, ротацию планеты, а также разнообразные процессы в ее недрах, приводящие к появлению рельефа на подошве астеносферы (в последнем варианте дрейф обусловлен гравитационным сползанием литосферных блоков с воздымающихся участков мантии). Наша концепция по-разному относится к этим предположениям: она исключает возможность конвективных течений сквозь толщу мантии, поскольку они несовместимы с наличием химических разделов, занимает нейтральную позицию в вопросе участия ротационных сил и позволяет активно поддерживать идею о возможности образования рельефа на подошве астеносферы, что является причиной дрейфа блоков литосферы. Эта возможность вытекает из неравномерности расширения вещества ядра по различным направлениям, которое может быть обусловлено неравномерностью прогресса внешней зоны ядра, где происходит разуплотнение вещества.

Тепло от экзотермического разложения гидридов во внешней зоне внутреннего ядра, очевидно, в преобладающей части переносилось во внешние геосферы водородом (как исключительно эффективным теплоносителем). Выше было показано, что изначально однородный поток водорода должен претерпеть дифференциацию в силу экспоненциальной зависимости скорости диффузии от температуры\*. Этим обеспечивается неравномерный прогрев внутренних геосфер, в зонах большей плотности потоков протонированного водорода прогрев должен быть больше. Соответственно (согласно зависимости  $\Delta Q = P\Delta V$ ) в этих же зонах будет наблюдаться большее приращение объема. Данное следствие, вытекающее из гипотезы изначально гидридной Земли, по существу согласуется с представлениями о «мегаундациях» Ван-Беммелена, который предполагал формирование обширных сводов в верхних геосферах как отражение глубинных процессов (гиподифференциации вещества) в нижней мантии и считал главной причиной дрейфа гравитационное расползание литосферных блоков с воздымающихся участков мантии.

Необходимо отметить, что эти причины дрейфа предусматривают закономерно направленные изменения масштабов данного явления от древних этапов гелогической истории к молодым, а именно, сокращение возможностей перемещения литосферных плит указанным способом. Тепло от ядра во внешние геосферы передается через мантию, которая как бы выпол-

\* Во внешнем ядре Земли поток водорода, видимо, является сплошным, но плотность его варьирует; струйный характер он приобретает, по всей вероятности, уже в мантии (см. рис. 26).

няет роль температурного амортизатора и сглаживает воздействие на тектоносферу экзо- и эндотермических процессов, происходящих в ядре планеты. Поскольку наша концепция предусматривает рост мощности мантии во времени (за счет разложения гидридного ядра Земли), то соответственно следует предполагать постепенное уменьшение амплитуды тепловых колебаний в тектоносфере, т. е. с течением времени меньшую контрастность периодически повторяющихся процессов подплавления силикатно-окисного слоя планеты и его консолидации.

Следует также иметь в виду все большую степень канализации потока водорода, осуществляющего теплоперенос, по мере расширения Земли и увеличения мощности мантии. Данный аспект обсуждался выше (см. гл. VI, раздел 4) при разборе причин эволюции геосинклинального режима во времени. Действительно, если на фоне роста мощности мантии проявлялась тенденция к сбору водорода в отдельные струи (каналы), то подогрев и размягчение тектоносферы с какого-то момента осуществлялись только по зонам тектоногенов и в этой связи астеносфера уже не могла иметь глобального распространения. Кроме того, появление зрелых океанических впадин сопровождалось разрывом сплошности астеносферы (см. гл. VIII, раздел 2). Естественно полагать, что перерывы в латеральной распространённости астеносферы должны ограничивать возможность дрейфа литосферных плит.

Таким образом, максимальные проявления дрейфа и расширения планеты должны быть разобщены во времени, и если на ранних этапах развития Земли (при маломощной мантии) можно предполагать преобладание явлений дрейфа, то на поздних этапах они постепенно уступают главную роль в геодинамическом режиме планеты процессам расширения. Возможно, именно этим объясняются различия в структурных планах Тихого и Атлантического океанов. Структура Тихого океана как более древняя имела больше возможностей быть осложненной дрейфом континентов, чем структура Атлантического океана, формирование которой происходило на поздних этапах, когда доминирующим процессом в геодинамике было расширение планеты. Однако вышеизложенное не означает, что наша концепция не допускает возможности дрейфа в альпийское время. Он может иметь место, но масштабы его проявления должны носить не глобальный, а региональный характер. Выше, например, было показано, что образование морей средиземноморского типа в зоне альпийской складчатости связано с новейшими движениями, обусловленными дрейфом.

Итак, в рамках предлагаемой концепции можно найти объяснение эпохам резкой активизации дрейфа в истории развития Земли, которые чередуются с периодами консолидированной тектоносферы. В то же время наша концепция ограни-

чивает возможность дрейфа материков в глобальном масштабе на поздних этапах эволюции планеты, когда началась акселерация процесса расширения. Однако, несмотря на это ограничение, касающееся в основном лишь мезо-кайнозоя (т. е. сравнительно небольшого отрезка геологического времени), гипотезу изначально гидридной Земли можно рассматривать прежде всего как мобилистскую концепцию.

## ГЛАВА VII

### ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ГИПОТЕЗЫ ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ

---

#### 1. ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА КАЛИЯ В ОБРАЗОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В последние годы в геологической литературе много внимания уделяется так называемой проблеме калия (точнее, проблеме источника калия), которая вытекает из несоответствия широкой распространенности калия в земной коре и якобы низких исходных концентраций этого элемента в мантии Земли (согласно хондритовой или пиrolитовой моделям). В настоящем разделе мы постараемся выявить тот комплекс геохимических вопросов, который связан с проблемой калия, и покажем принципиально новые пути их решения.

Идея использования метеоритов для оценки среднего состава Земли возникла еще в прошлом веке. В дальнейшем она значительно укрепилась работами В. М. Гольдшмидта, Ж. И. Макдональда, А. П. Виноградова и многих других исследователей, которыми было установлено приблизительное сходство распространенности нелетучих химических элементов в хондритах и на Солнце, т. е. материальное единство Солнечной системы. При этом предполагалось (и предполагается до сих пор), что метеориты являются осколками планеты, аналогичной Земле. В сравнении с внешними геосферами Земли хондриты дифференцированы в значительно меньшей степени, и поэтому принято считать, что их кларки близки к исходному составу нашей планеты и других планет земного типа. На этих положениях и основана хондритовая модель Земли (или мантии Земли).

Пиrolитовая\* модель мантии Земли А. Рингвуда и Д. Гри-

---

\* Термин «пиrolит» объединяет названия двух минералов — пироксена и оливина.

на базируется на петрологических данных. В ней прежде всего учитывается способность внешних геосфер продуцировать громадные объемы базальтовой магмы, а в качестве рестита (тугоплавкого мантийного остатка) рассматриваются альпинотипные ультрабазиты, которые в складчатых поясах выдавлены в виде протрузий на поверхность планеты и достаточно полно исследованы. На основании этого делается вывод, что первичный состав мантии должен быть представлен смесью составов гипербазитов и базальтов в пропорции 3:1, так как именно этот состав по шести главным элементам (кремний, магний, железо, алюминий, кальций и натрий) обнаруживает хорошую сходимость с хондритами [Рингвуд, 1972]. Данное совпадение рассматривается основоположниками пиrolитовой модели как доказательство ее истинности. Более того, пиrolиту приписывается хондритовая распространенность второстепенных и малых (следовых) элементов [Рингвуд А. Е., 1974 г.]. Таким образом, пиrolитовая модель мантии близка (по главным элементам) или тождественна (по второстепенным и малым элементам) хондритовой модели.

Однако хондритовой модели мантии Земли противоречат накопленные к настоящему времени геохимические данные по распространенности элементов в породах земной коры и верхней мантии. Одно из этих противоречий приводит к проблеме источника калия для корообразующих процессов и глубинных мантийных магм. В настоящее время определены концентрации элементов в коре, известна также ее мощность. Это дает возможность оценить глубину, до которой происходила экстракция элемента из мантии. Если хондритовую распространенность элементов приписать первичной (еще не дифференцированной) мантии, а дунитовые концентрации принять в качестве реститовых, то для создания коровых запасов калия необходимо его извлечение под континентами из всей толщи мантии, вплоть до границы с ядром. Но в таком случае, как объяснить появление на платформах (уже после формирования коры) огромных объемов траппов, проявления калиевых базальтов, кимберлитов и других мантийных дифференциатов с концентрациями  $K_2O$  от 1% и выше? При этом допущение широкой ассимиляции корового материала в большинстве случаев представляется необоснованным, так как повышенные содержания калия, как правило, не сопровождаются соответствующими изменениями концентраций других главных элементов, что непременно было бы при ассимиляции сиалического материала.

Еще более резкие противоречия хондритовой модели выявляются при попытке сбалансировать рубидий, цезий, уран и некоторые другие элементы периодической системы, так как хондритовая распространенность этих элементов, принятая в качестве исходной концентрации в мантии, не обеспечивает их коровых запасов. Например, хондритовое содержание урана в

изначальной Земле может обеспечить лишь  $1/4$  часть его содержания в коре даже при условии полной (без остатка) экстракции из всей толщи мантии\*. Следовательно, если придерживаться хондритовой модели, то для объяснения содержания ряда элементов в коре необходимо допускать какой-то дополнительный (не эндогенный, а внеземной) источник этих элементов или возможность ядерного синтеза в теле планеты. Отдельные исследователи так и считают, несмотря на полную несообразность данного допущения с достижениями ядерной физики.

Сторонники пиrolитовой модели уходят от решения проблемы распространенности элементов в полном объеме коры и пытаются объяснить лишь некоторые особенности их распределения в базальтоидных магмах. По распространенности второстепенных и малых элементов пиrolитовая мантия (согласно авторам этой гипотезы) тождественна хондритам, поэтому правомерно ожидать баланс элементов, с одной стороны, в хондритах, а с другой — в смеси базальта и дунита (в пропорции 1:3). Однако баланс в этом ряду образований сходится лишь у весьма ограниченного числа элементов, тогда как для большего их числа хондритовая распространенность (по сравнению с кларками в базальтах и дунитах) оказывается либо резко недостаточной, либо избыточной, что отражено в табл. 10, составленной А. Рингвудом.

Таблица 10

Классы в балансе второстепенных и малых элементов при хондритовой модели мантии Земли

Дефицитные (некогерентные)	Сбалансированные (когерентные)	Избыточные	Сверхизбыточные
K, Rb, Cs, U, Th, Ba, Sr, TR, Zr, P, Ti	Ni, Co, Cr, Mn, V, Sc	Au, Pt, Pd, Os, Ir	S, C, Hg

Следует отметить, что аналогичные классы элементов выявляются при сравнении хондритовых содержаний элементов с их концентрациями в земной коре в целом.

Судя по тематике публикаций, исследователей мало интересует проблема избыточных и сверхизбыточных элементов, а преимущественно занимает вопрос, каким образом объяснить

\* Концентрации элементов в коре, хондритах и дунитах при расчетах взяты по А. П. Виноградову, мощность коры принята равной 37,5 км. При определении глубины экстракции элемента учтена конусность блоков.

наблюдаемые в базальтах высокие концентрации калия, рубидия, цезия, урана, тория и других элементов класса «дефицитных», распространенность которых в хондритах в десятки раз ниже. А. Рингвуд назвал эти элементы «некогерентными» в отличие от «когерентных» (сбалансированных), содержания которых в базальтах и дуните согласуются с их распространенностью в хондритах и коррелируются с изменением главных петрогенных элементов. Обогащенность базальтовых магм дефицитными элементами объясняется целым рядом процессов: во-первых, селективным плавлением мантии, при котором в выплавку уходит большая часть дефицитных элементов субстрата; во-вторых, кристаллизационной отсадкой, приводящей к накоплению дефицитных элементов в расплаве относительно выпадающих кристаллов; в-третьих, взаимодействием с вмещающими породами вышележащих горизонтов мантии, из которых якобы может происходить дополнительная экстракция дефицитных элементов; наконец, допускается возможность контаминации пород коры, обогащенных дефицитными элементами. По поводу каждого из перечисленных явлений можно было бы высказать решительные возражения, существенно ограничивающие или сводящие на нет возможные масштабы их проявления. Однако следует ли обсуждать детали, если проблема в целом (в том как она поставлена) представляется неразрешимой потому, что коровые содержания дефицитных элементов, которые в конечном счете ювенильны, не могут обеспечиваться за счет хондритовых концентраций в исходной мантии.

Теперь обратимся к классам избыточных и сверхизбыточных элементов. Возникает вопрос, куда исчезают в процессе развития нашей планеты платиноиды, золото, сера, углерод, ртуть, содержания которых в хондритах в десятки и сотни раз превышают концентрации этих элементов во всех широко распространенных коровых и мантийных образованиях. Кимберлиты и глубинные включения в них (пироповые перидотиты и пироксениты) также обнаруживают обычные фоновые содержания золота [Лутц, 1975] и ртути [Сауков, Айдиньян, Озерова, 1972; «Ртуть...», 1976], не отличающиеся от кларков этих элементов в земной коре. Однако избыток — это не дефицит, и у сторонников хондритовой модели всегда остается возможность, сославшись на «дифференциацию», предположить захоронение данных представителей периодической системы в глубокие недра планеты, недоступность которых охраняет это допущение от вещественно обоснованных возражений и создает иллюзию его правомерности.

Таким образом, проблема источника калия в образовании коры, вытекающая из хондритовой модели Земли, является лишь частью проблемы большого числа дефицитных элементов и должна решаться в совокупности с проблемой избыточных

элементов. Единое решение этих проблем в настоящее время не найдено, и мы предлагаем его искать с позиций сравнительной космохимии Солнечной системы.

Выделение А. Рингвудом классов элементов (дефицитных, сбалансированных, избыточных и сверхизбыточных) в свете процесса магнитной сепарации получает естественное объяснение. Данные классы отличаются по величине потенциалов ионизации входящих в них элементов, что должно было обусловить различную степень сепарации этих классов магнитным полем и соответственно различную распространенность элементов по мере удаления от Солнца к периферии планетной системы. Сравнение данных табл. 10 с графиком на рис. 2 подтверждает такое предположение: в класс дефицитных попадают в основном элементы с малыми и наименьшими потенциалами ионизации, тогда как избыточные и сверхизбыточные классы объединяют элементы с повышенными и высокими ионизационными потенциалами.

Итак, можно сделать заключение, что проблема калия, а также проблемы дефицитных, сбалансированных, избыточных и сверхизбыточных элементов возникли в связи с отождествлением состава метеоритов со средним составом Земли (или мантии Земли) без учета магнитной сепарации протопланетного вещества, в свете которой хондритовая модель представляется совершенно неприемлемой.

Однако накопленный к настоящему времени громадный фактический материал по метеоритам не теряет своего значения, а, наоборот, приобретает особую актуальность, поскольку его в полной мере можно использовать для оценки исходного состава нашей планеты на основе выявленного нами процесса магнитной сепарации. Если метеориты действительно отражают состав планетарного вещества из зоны пояса астероидов, а наклон основной совокупности точек на графике (см. рис. 2) обусловлен магнитной сепарацией и фиксирует закономерные различия распространенности элементов в разноудаленных от Солнца зонах, то правомерно утверждать, что исходное на Земле (т. е. среднее для планеты) содержание калия должно превышать его концентрацию в метеоритах примерно на порядок. Данная оценка основана на зависимости

$$C_{\text{Земли}} = \frac{C_{\text{метеор}}}{f},$$

где  $C_{\text{Земли}}$  — искомая концентрация элемента на Земле;  $C_{\text{метеор}}$  — известная концентрация элемента в метеоритном веществе;  $f$  — коэффициент фракционирования. Величина  $f$  определяется следующим способом: осевая часть основной совокупности точек на рис. 2 маркируется линией, элемент сносится на эту линию по вертикали (согласно величине своего потенциала ионизации) и в новом положении для него определяется

по оси ординат значение коэффициента фракционирования\*, который представляет собой отношение исходных концентраций элементов в веществе метеоритов к их средним содержаниям на Земле. Для калия эту величину мы определяем в пределах  $7 \cdot 10^{-2}$ — $8 \cdot 10^{-2}$  и отсюда находим среднее содержание калия на Земле, равным 0,8 вес. % в виде металла (при 0,06% в метеоритах), или 0,9—1,0% в виде окисла. Поскольку средняя для планеты концентрация во внешних геосферах примерно на 40% разбавлена кислородом, содержание калия в пределах силикатно-окисной оболочки должно составлять соответственно 0,5% в виде металла, или 0,6% в виде окисла. При данной исходной концентрации калия в Земле совершенно иначе представляется решение вопроса об источнике этого элемента в процессах формирования коры и, разумеется, исчезает острота этой проблемы. Одновременно появляется возможность обсуждения некоторых петролого-геохимических явлений под новым, нетрадиционным углом зрения.

При нашей оценке исходной распространенности калия на Земле для образования коры мощностью 37,5 км, состоящей из 1 части гранита и 1,5 частей базальта, что дает среднее содержание  $K_2O$  в коре 1,8 вес. %\*\* достаточно его извлечь из мантии до глубины 120 км от поверхности планеты (при остаточных концентрациях  $K_2O$  0,05 вес. %). Следовательно, согласно нашим построениям, в верхней мантии под зоной обедненного калием «рестита» должна залегать еще не дифференцированная (по калию) мантия (рис. 30), в которой его содержание близко к исходному на Земле (порядка 0,6 вес. % с учетом кислородного разбавления).

Сделанный вывод можно проверить на материале глубинных включений из кимберлитовых трубок взрыва, среди которых наиболее глубинными исследователи считают гроспидиты\*\*\* и алмазоносные эклогиты. Экспериментальные данные по синтезу

---

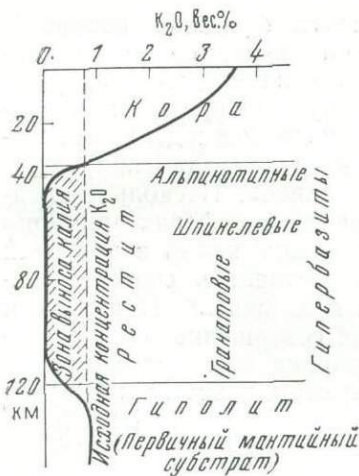
\* Данная операция применима только в том случае, когда разброс элементов вверх и вниз от осевой зоны (которая маркируется линией) можно связать с их перераспределением в теле Земли, т. е. когда разброс обусловлен неполной репрезентативностью базит-ультрабазитовой смеси исходному составу Земли. Это относится прежде всего к таким элементам, как K, Rb, U, Cs и некоторым другим, которые испытали резкое перераспределение в верхних геосферах в процессе формирования коры. Однако указанный способ неприемлем для элементов, выпадение которых из общей совокупности может быть связано с разубоженностью их концентраций в метеоритах по сравнению с исходным обилием в материнском теле. Имеются некоторые основания предполагать, что аномальное положение на графике Ta, Nb, Th, Ce, P обусловлено экстракцией этих элементов из материнского тела метеоритов и накоплением их в дифференциатах, которые по физическим и химическим свойствам не способны сохраниться при взаимодействии с атмосферой Земли. Данный аспект обсуждается в гл. IX, разделе 1.

\*\* Кларки гранитов и базальтов, по К. Турекьяну и К. Ведилопу.

\*\*\* Состав гроспидитов: гроссюляр-пироповый гранат, диопсид и голубой кианит (термин составлен по первым слогам главных минералов).



Рис. 30. Характер распределения калия в коре и верхней мантии Земли, основанный на оценке содержания этого элемента согласно механизму магнитной сепарации



гроссуляр-пиропового граната [MacGregor, 1964—1965] и алмаза [«Diamond...», 1961] позволяют считать, что эти минералы сформировались при давлениях не менее  $(35-40) \cdot 10^8$  Па, т. е. на глубинах, превышающих 100—120 км. Весьма показательно, что гроспидиты и алмазоносные эклогиты имеют сравнительно высокие концентрации калия — порядка 0,75—0,85 вес. % — и этим резко отличаются от мантийных включений меньшей глубинности (пироповых перидотитов и пироксенитов, шпинелевых лерцолитов и альпинотипных гипербазитов), в которых содержание калия не превышает 0,10—0,15%. Следует отметить, что сами кимберлиты имеют также повышенные концентрации калия (например, среднее по 623 анализам Якутии составляет 0,79 вес. %  $K_2O$  [Илупин, Лутц, 1971]\*, которые трудно объяснить ассимиляцией корового материала из-за практически полного отсутствия признаков какого-либо растворения и ассимиляции ксеногенных обломков [Лутц, 1974]. Большинство исследователей связывают образование кимберлитов с плавлением мантии на глубинах 150—200 км, т. е. в зоне, где, согласно нашим построениям, залегает первичный, еще не дифференцированный субстрат. Таким образом, данные по кимберлитам и глубинным включениям свидетельствуют о правомерности сделанного нами вывода.

Характер включений в базальтах [Куно, 1972; Глубинные ксенолиты, 1975] позволяет достаточно уверенно распределить базальтоидные формации по глубине их формирования в следующий ряд: толеитовые, высокоглиноземистые, щелочно-оливиновые и калиевые. Он отражает возрастающую роль калия в базальтоидных выплавках по мере увеличения их глубинности. Это явление обычно связывают с ассимиляцией материала

\* Чисто кимберлитовый материал, лишенный инородных включений.

коры, однако в таком случае остается неучтенной связь глубинности выплавки базальтоидов с их калиево-натриево-кислотностью.

В свете наших построений увеличение калиево-натриево-кислотности базальтоидных магм с глубиной объясняется перемещением очагов питания из зоны рестита, продуцирующего лишь толеиты, в первичный мантийный субстрат, где содержание окиси калия достигает 0,60 вес. % и соответственно возрастает калиево-натриево-кислотность продуктов магмообразования.

На основе построенного разреза внешних геосфер (см. рис. 30) открывается возможность реставрации состава первичного, еще не дифференцированного субстрата. Исследования глубинных включений из кимберлитовых труб позволяют предположить, что разрез мантии от границы Мохо до глубины 120 км представлен прежде всего перидотитами (альпинотипными, шпинелевыми или гранатовыми — в зависимости от глубины залегания), в которых встречаются линзы (или блоки) эклогитов и клинопироксенитов, составляющих примерно 9—10% (судя по образцам в наиболее полных коллекциях) [«Глубинные...», 1975]. Следовательно, мантию от границы Мохо до глубины 120 км можно представить смесью основных и ультраосновных пород в пропорции 1:10 (или 0,5:5). Если принять, что мощность коры равна 37,5 км и она состоит из 1 части гранита и 1,5 части базальта, то приходим к выводу, что первичный субстрат, некогда слагавший внешнюю часть (120 км) планеты и претерпевший впоследствии дифференциацию с образованием коры, в самом обобщенном виде можно представить смесью из 1 части гранита, 2 частей базальта и 5 частей ультрабазита. Для данной смеси мы предлагаем использовать термин «гиполит» (в переводе с греч. — глубинный камень), который отражает глубинное положение этого недифференцированного субстрата под континентами в настоящее время и, кроме того, имеет отчетливую импликацию с привычным понятием «гипотеза», что придает ему гипотетический смысловой оттенок, соответствующий характеру наших построений.

При расчете состава гиполита использованы кларки, по К. Турекьяну и К. Ведеполу. По данным этих исследователей, ультрабазиты по главным компонентам близки к шпинелевым и пироповым перидотитам из кимберлитов. Кроме того, они выделили обогащенные кальцием граниты, весьма сходные по петрохимии со средним составом комплекса кристаллических пород снэля (по Р. Дели). Результаты расчета обнаруживают большое сходство гиполита с верлитами (среднему, по Р. Дели), и, таким образом, его состав не является экзотическим:

	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	Сумм
Гиполит	48,2	0,7	8,0	10,4	0,2	24,8	5,5	1,5	0,6	0,1	100%
Верлит	46,5	0,7	5,9	13,3	0,3	23,6	7,7	1,2	0,6	0,2	100%

## Нормативный минеральный состав гиполита (пересчет, по П. Ниггли)

Фация малых глубин, %	Фация больших глубин, %
Оливин—41,1 (форстерит—74 %)	Оливин—27,4 (форстерит—72 %)
Плагноклаз—25,2 (лабрдор—51 %)	Клинопироксен—23**
Энстатит—20,0	Энстатит—28,8
Диопсид—9,6	Гранат—20,7***
Лейцит*—2,8	
Ильменит—1,0	
Апатит—0,3	

\* Или ортоклаз (в виде антипертита).

\*\* Диопсид+жадеит (1 : 1), кали-натровый жадеит (1,0 : 3,5).

\*\*\* Гроссуляр-альмандин-пироповый (1 : 1 : 1).

Результаты пересчета гипотетического мантийного субстрата (гиполита) на нормативный минеральный состав (по методу П. Ниггли), приведенные в табл. 11, показывают, что в условиях малых давлений он может быть представлен плагноклазовым лерцолитом, тогда как его глубинная фация будет близка к гранат-оливиновым пироксенитам.

## 2. НОВЫЙ АСПЕКТ В ИЗОТОПИИ СТРОНЦИЯ

Величина отношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  широко используется в современной геохимии. Изотоп  $^{87}\text{Sr}$  является радиогенным и образуется в результате распада изотопа рубидия— $^{87}\text{Rb}$ , изотоп  $^{86}\text{Sr}$  стабилен.

Согласно хондритовой модели, исходное содержание рубидия на Земле таково (первые граммы на 1 т), что для образования коровых запасов этого элемента необходима его экстракция из всей толщи мантии, и, следовательно, после образования континентальной коры подстилающая ее мантия должна быть крайне обеднена рубидием (остаточную концентрацию рубидия в мантии можно принять равной кларку в дунитах).

Поэтому отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах континентальной коры (здесь предполагается скопление большей части рубидия, содержащегося на Земле) должно быть значительно больше подобного отношения в мантии, и соответственно коровые и мантийные магматические производные должны четко разграничиваться по данному геохимическому критерию. Отмеченное положение лежит в основе многих петрогенетических построений, основанных на изотопии стронция.

Исследования соотношений изотопов стронция в океанических базальтах (заведомо мантийных), в которых исключена возможность сколько-нибудь существенной контаминации древ-

ним сиалическим материалом (из-за его отсутствия в океанах), позволили выявить характер эволюции стронция в мантии, являющейся «родоначальной областью» базальтовых выплавов (рис. 31). Согласно данной модели, первичное отношение изотопов стронция для мантийных производных в настоящее время охватывает интервал от 0,702 до 0,706 при среднем значении 0,7037. Принято считать, что значения, превышающие выделенный интервал, свидетельствуют о коровом происхождении либо о существенной контаминации древним сиалическим материалом.

Выше была показана абсолютная неприемлемость хондритовой модели Земли в свете процесса магнитной сепарации элементов на небулярной стадии развития Солнечной системы. Особенно неправомерным представляется допущение хондритовой распространенности рубидия в качестве исходной концентрации на Земле, поскольку этот элемент имеет весьма малый потенциал ионизации, в связи с чем его распределение должно быть особенно резко дифференцировано в зонах, разнудаленных от Солнца. Однако содержание рубидия в метеоритном веществе может быть использовано для оценки исходной (средней для планеты) концентрации его на Земле на основе механизма магнитной сепарации тем же способом, который был применен для определения исходного содержания калия на нашей планете. При коэффициенте фракционирования рубидия, определенном в пределах  $6 \cdot 10^{-2}$ — $7 \cdot 10^{-2}$  (в расчетах принято среднее значение  $6,5 \cdot 10^{-2}$ ), его содержание на Земле составит примерно 31 г/т (или  $3,1 \cdot 10^{-3}$  вес. %). Учитывая «кислородное разбавление» средних для планеты концентраций в пределах силикатно-окисной оболочки (примерно на 40%), содержание рубидия в данной сфере следует принять равным 18,5 г/т (или  $1,85 \cdot 10^{-3}$  вес. %). Определенная таким способом исходная концентрация обеспечивает запасы рубидия в коре (мощность 37,5 км, состав—1 часть гранита и 1,5 части базальта) за счет экстракции его из мантии до глубины 125 км (кларки рубидия в граните и базальте, составляющих кору, взяты по К. Турекьяну и К. Ведеполу, а остаточные концентрации в мантии соответствуют кларку в ультрабазитах). Полученная оценка глубины залегания первичной мантии, не дифференцированной в отношении рубидия, совпадает с глубиной залегания гиполита, определенной по калию (120 км, при том же составе и той же мощности коры). По-видимому, это не случайно, поскольку калий и рубидий являются наиболее тесно связанной геохимической парой элементов.

Таким образом, область мантии, обедненная рубидием и поставляющая магмы с низкими изотопными отношениями стронция, простирается не до ядра Земли, а до глубины 120 км (при оговоренных выше составе и мощности коры), тогда как ниже концентрация рубидия возрастает до исходного содер-

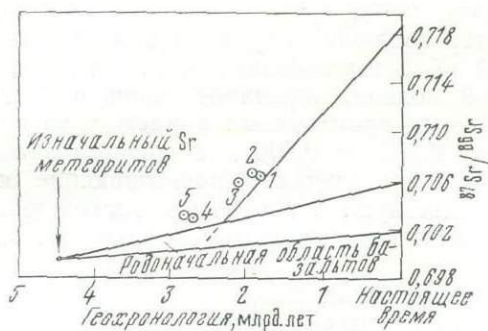


Рис. 31. Модель эволюции стронция в континентальной коре и верхней мантии (родоначальной области базальтов). По Г. Форю и Дж. Пауэллу [1974]. См. подпись к рис. 32

жания этого элемента в силикатно-окисной оболочке планеты (порядка 18,5 г/т) и соответственно должно возрасти отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в продуктах магмагенерации этой сферы. По принятым нами терминам зона, простирающаяся от границы Мохо до глубины 120 км и несущая пониженные концентрации рубидия и соответственно низкую величину отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , является зоной рестита, ниже которого расположена первичная, еще не дифференцированная мантия — гиполит. Зная период полураспада  $^{87}\text{Rb}$  и концентрации рубидия и стронция в гиполите, легко рассчитать для него величину отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  как на современном этапе, так и для любого момента геологического прошлого. Однако такая операция осложняется тем, что стронций наряду с некоторыми другими элементами, по всей вероятности, претерпел крайне интенсивное перераспределение в материнском теле метеоритов. Поэтому нельзя считать, что содержание стронция в хондритах отвечает его обилию в планетарном веществе из зоны пояса астероидов и соответственно мы не можем определить исходную концентрацию стронция на Земле, пользуясь способом, который был применен для калия и рубидия.

Несколько нарушая строгость изложения, определим концентрацию стронция в гиполите путем вычисления его содержания в смеси гранита, базальта и ультрабазита, взятых в пропорции 1:2:5, по кларкам стронция в этих породах. Если концентрацию стронция вычислить указанным выше способом (по кларкам К. Турекьяна и К. Ведеполья)\*, первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в момент формирования планеты принять равным 0,699 [Фор, Пауэлл, 1974], а содержание рубидия — равным величине  $1,85 \cdot 10^{-3}$  вес. %, определенной на основе магнитной сепарации, то можно оценить отношение  $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гиполите на современном этапе, величина которого оказывается равной 0,712. Полученное значение попадает в интервал

\* Количество стронция в гиполите составляет  $1,72 \cdot 10^{-2}$  вес. %, а изотопа  $^{86}\text{Sr}$  (соответственно его распространенности) —  $1,695 \cdot 10^{-3}$  вес. %.

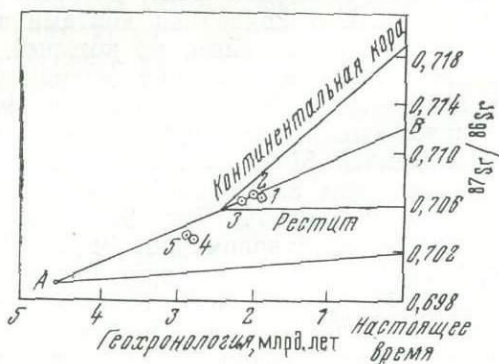
изотопных отношений стронция, характерных для континентальной коры — 0,719 и «родоначальной области» базальтов (рестита, в нашем понимании) — 0,702—0,706, что является свидетельством согласованности построений.

Характер эволюции стронция в верхних геосферах планеты, согласно нашим построениям, представляется существенно иным (рис. 32). Прежде всего резко увеличивается интервал значений изотопных отношений стронция, характерных для мантии, за счет гиполита. По данным Г. Фора и Дж. Пауэлла [1974], на обе модели были нанесены первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , известные для архейских и протерозойских мафических изверженных пород, в том числе для гигантских расслоенных плутонов (Стиллаутер и Бушвельд). Отчетливо видно, что нанесенные данные не согласуются с моделью эволюции стронция, принятой в настоящее время, и, наоборот, хорошо соответствуют модели, вытекающей из концепции изначально гидридной Земли. Весьма показательно совпадение или близкое расположение точек с линией, отражающей верхний предел первичных отношений изотопов стронция в гиполите. В полученном совпадении можно видеть определенное подтверждение сделанных построений, а также объяснение причин повышенных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в древних мантийных образованиях, и в том числе в тех, которые сформировались до образования континентальной коры, что исключает возможность контаминации силикатическим материалом.

Вывод о залегании на некоторой глубине (под слоем рести-та) первичной, еще не дифференцированной мантии с величиной отношения изотопов стронция порядка 0,712 позволяет совершенно иначе трактовать генезис многих магматических образований, обнаруживающих первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , лежащие выше интервала «родоначальной области» базальтов (см. рис. 31). В нашем понимании, это не обязательно результат контаминации расплавов древним коровым материалом, а, возможно, следствие генерации магм в зоне гиполита.

Рис. 32. Эволюция стронция в коре и мантии по нашим данным. Линия АВ отражает эволюцию отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гиполите.

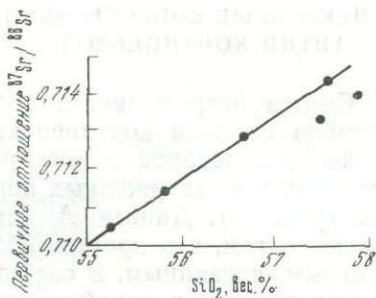
1 — интрузив Лосберг (Южная Африка); 2 — Бушвельдский комплекс (Южная Африка); 3 — диабаз Ниписсинг (Онтарио, Канада); 4 — комплекс Стиллаутер (Монтана, США); 5 — комплекс Ушувана (Южная Африка) [Фор, Дж. Пауэлл, 1974]



Весьма показательны в этом отношении кимберлиты, которые большинство исследователей считают наиболее глубинными образованиями, о чем свидетельствуют минеральные равновесия выносимых ими включений, состав минералов и присутствие алмаза. В то же время кимберлиты обнаруживают значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — в пределах от 0,705 до 0,718 [Mitchell, Crocket, 1971] — и отличаются повышенными концентрациями урана, тория [Paul, Gale, Haggis, 1977], циркония, редких земель, бария, стронция, калия и других литофильных (казалось бы, типично коровых) элементов [Фор, Пауэлл, 1974]. Перечисленные особенности хорошо согласуются с представлением о зарождении кимберлитов в пределах гиполита, что позволяет связать их глубинность с повышенными значениями изотопных отношений стронция и с явной обогащенностью литофильными элементами (последнее более детально рассмотрено в разделе 3). Современное представление о геохимических особенностях кимберлитов базируется на допущении селективного обогащения этих образований радиогенным стронцием, а повышенные содержания литофильных элементов связываются с контаминацией древнего сиалического материала. Однако кларк стронция в кимберлитах резко повышен (в этом отношении они близки к ультраосновным — щелочным магматическим комплексам), и поэтому приходится предполагать сбор радиогенного стронция из обширных объемов «родоначальной области» и концентрацию его в исключительно локальных зонах. Механизм этого явления не имеет ни теоретического, ни экспериментального подтверждения. Привлечение контаминации в широких масштабах (для объяснения обилия литофильных элементов) резко противоречит практически полному отсутствию какого-либо взаимодействия кимберлитового материала с ксенолитами пород коры, которые обычно сохраняют остроугольную форму и не имеют зон изменения на контактах, что позволяет отрицать существенную ассимиляцию [Лутц, 1974].

Обсудим еще один факт, который считается однозначным доказательством концепции контаминации мантийных магм сиалическим материалом, но который, с нашей точки зрения, свидетельствует о миграции магматического очага в недрах верхней мантии. Имеется в виду прямая коррелятивная связь величины изотопного отношения стронция в платобазальтах с концентрацией  $\text{SiO}_2$  (рис. 33). Каждый из шести образцов, представленных на графике, взят из различных потоков. Оказалось, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержание  $\text{SiO}_2$  во всей серии базальтов закономерно уменьшаются по разрезу снизу вверх. При исследовании вулканитов, как правило, отмечается повышенная примесь чужеродного (ксеногенного) материала в лавах начальных этапов извержений, и поэтому обнаруженную закономерность сочли «...убедительным свидетельством в

Рис. 33. Положительная корреляция первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с содержаниями кремнезема в юрских долеритах Антарктиды [Фор, Пауэлл, 1974]



пользу того, что химический состав мезозойских базальтов и долеритов произошел от смещения базальтовой магмы с силикатным материалом из подстилающего докембрийского основания» [Фор, Пауэлл, 1971]. Однако расслоенная на гиполит и рестит мантия также может обусловить в продуктах магмагенерации (например, в базальтоидных сериях) прямую коррелятивную связь величины изотопного отношения стронция с содержанием кремнезема: чем больше доля гиполита в охваченном магмагенерацией объеме мантии, тем выше в выплавленных базальтах отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержание  $\text{SiO}_2$  (при условии сохранения на одном уровне процента селективности выплавки). При этом закономерное изменение величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\text{SiO}_2$  в разрезе следует рассматривать как свидетельство постепенного смещения зоны магмагенерации в мантии снизу вверх (из области гиполита в область рестита), иными словами, как свидетельство миграции магматического очага снизу вверх по мере развития магматического процесса.

Таким образом, геохимическая модель мантии, вытекающая из концепции изначально гидридной Земли, и характер распределения в ней рубидия позволяют связывать повышенные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в мантийных образованиях с положением зоны магмагенерации в области гиполита. Эти магматиты, согласно изложенным построениям, следует считать сверхглубинными. В близких по химизму сериях пород они могут (и должны) обнаруживать прямую коррелятивную связь величин изотопных отношений стронция с концентрациями рубидия, калия, урана, тория и других литофильных элементов. Однако это явление мы рассматриваем не как следствие контаминации коровым материалом (которая, разумеется, возможна), а как свидетельство генерации магм в области гиполита. (Напомним, что состав последнего в первом приближении можно представить в виде смеси гранита, базальта и ультрабазита в пропорции 1:2:5). Мантийные образования с более низкими величинами изотопных отношений стронция, наоборот, следует считать менее глубинными, поскольку, согласно изложенной точке зрения, они продуцируются в зоне рестита.



### 3. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ И МАНТИИ КОНТИНЕНТОВ

Синтез петрохимических данных по доступному диапазону времени по всем континентам [«Crustal...», 1974] показал резкое возрастание концентрации калия в метаморфических, осадочных и изверженных породах на рубеже архея и протерозоя (рис. 34). Данные А. Энгеля и его соавторов свидетельствуют о том, что процесс обогащения коры калием был повсеместным, внезапным, и следовательно, это глобальное геохимическое явление в какой-то степени можно называть «калиевым взрывом»\*.

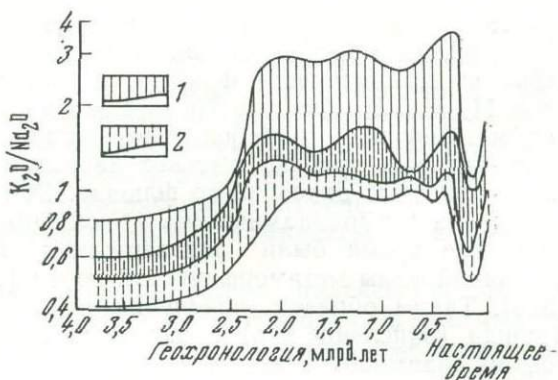
Петрологическим следствием калиевого взрыва явилось исключительно широкое гранитообразование, которое обусловило формирование собственно гранитного слоя коры на архейском базит-андезитоидном субстрате [Марков, 1962; Павловский, 1962; Глуховский, Павловский, 1973]. Проявления первых гранитоидов имеют возраст около 3,5 млрд. лет, однако это преимущественно малокалиевые, плагиоклазовые граниты (первично-эндербитовые), объем которых не идет ни в какое сравнение с масштабами последующего раннепротерозойского гранитообразования [Кузнецов, Изох, 1969]. Именно в это время (в течение нижнего протерозоя) на обширных площадях сформировался зрелый гранитно-метаморфический слой, что было обусловлено «... фундаментальными вещественными преобразованиями, ... калиевой (микроклиновой) гранитизацией ранее образованных слоев» [Пейве, Перфильев, Савельева, 1976].

Всю дальнейшую историю Земли можно рассматривать как постепенное наращивание континентальной коры (т. е. прежде всего гранитно-метаморфического слоя) за счет меланократового фундамента [Пейве, Перфильев, Савельева, 1976]. В этом длительном и многостадийном процессе разрастания континентов наряду с явлениями латерального перемещения сиалического материала, обусловленного сносом терригенных масс и тектоническим «скупиванием», значительная роль отводится калиевому метасоматозу.

Таким образом, начиная с раннего протерозоя появился источник калия, который продолжает функционировать и в настоящее время. Природа его дискуссионна. Одни исследователи полагают, что гранитизация обусловлена процессами «дегранитизации» более глубоких горизонтов коры, из которых в связи с ультраметаморфизмом высвобождаются щелочи и вода [Ramberg, 1952; Менерт, 1971 и др.]. Однако в ряде случаев гранитизация охватывает самые глубинные и уже обезвоженные зоны земной коры, в том числе обедненные калием пиро-

\* Этот термин достаточно широко используется исследователями, однако мы не встречали его в научной литературе.

Рис. 34. Эволюция отношения  $K_2O/Na_2O$  в земной коре во времени. 1 — метаморфические и осадочные породы; 2 — изверженные породы



ксеновые основные кристаллические сланцы (гранулитовой фации метаморфизма), в связи с чем возможно только подкоровое (ювенильное) происхождение гранитизирующих растворов [Кориковский, 1964; Лутц, 1974; Кузнецов, Изох, 1969 и др.]. Поэтому многие исследователи в настоящее время поддерживают концепцию Д. С. Коржинского о ювенильных потоках трансмагматических щелочных флюидов, вызывающих гранитизацию (как магматическое замещение) [Коржинский, 1968]. Вопрос о «зоне питания» глубинного флюида щелочными элементами, а также причина достаточно внезапного появления его гранитизирующих свойств только с конца архея — начала протерозоя остаются невыясненными. По нашему мнению, эти проблемы находят объяснение в свете гипотезы изначально гидридной Земли.

Итак, фактический материал показывает (см. рис. 34), что в течение всего архея экстракция литофильных элементов из мантии была сильно редуцирована и лишь на рубеже архея — протерозоя произошло изменение в режиме развития Земли, что обусловило «калиевый взрыв» в связи с выносом огромных количеств этого элемента из мантии в кору. Что же изменилось в режиме развития Земли? По всей вероятности, «калиевый взрыв» не связан с температурным режимом планеты, поскольку именно в архее, когда активность калия была резко снижена, мантия была наиболее прогрета, о чем свидетельствуют крайне резкие вариации геотермических градиентов по вертикали и латерали [«Crustal...», 1974], а также геодинамическая обстановка того времени [Павловский, 1975; Глуховский, Моралев, Кузмин, 1977].

Причину этого явления, видимо, следует искать в эволюции состава мантии. Из петрогенных элементов калий является наиболее сильным основанием, и естественно предположить, что вынос его связан с изменением режима кислотно-основного взаимодействия в недрах Земли. В пользу этого предположе-

ния свидетельствует изменение состава флюида. Гранулитовый метаморфизм архея протекал под воздействием безводного, резко восстановленного флюида, в составе которого преобладали  $H_2$  и  $CH_4$ . Для протерозойских формаций более характерен метаморфизм амфиболитовой фации, минеральные равновесия которого требуют высоких давлений воды и углекислоты, т. е. полностью окисленного флюида. Эти выводы, ранее основанные на термодинамических и экспериментальных данных, в последнее время были подтверждены прямыми анализами флюидной фазы метаморфических пород [Летников, Шкандрий, 1976]. Таким образом, появление воды в составе глубинного флюида (окисление его) и калиевый взрыв синхронны и, вероятно, взаимообусловлены.

Окисление водорода до воды свидетельствует об увеличении активности кислорода (и его концентрации), которую Д. С. Коржинский предложил использовать в качестве меры основности (щелочности) расплава\*. В безводном расплаве основные окислы испытывают частичную ионизацию с высвобождением кислород-аниона ( $K_2O = 2K^+ + O^{2-}$ ); кислотные окислы, наоборот, ионизируются с поглощением кислород-аниона ( $SiO_2 + O^{2-} = SiO_4^{4-}$ ). Согласно закону действия масс, повышение активности кислород-аниона должно вызывать увеличение активности (концентрации в расплаве) основных окислов и, наоборот, уменьшение активности кремнезема [Коржинский, 1963].

Гипотеза изначально гидридной Земли предполагает формирование силикатно-окисной геосферы в результате выноса кислорода из тела планеты в процессе «водородной продувки» ее недр. Поэтому концентрация кислорода (и соответственно его активность) во внешней кремний-кислородной оболочке со временем должна была увеличиваться. Данное положение позволяет наметить (в свете идеи Д. С. Коржинского) причину длительного отсутствия гранитного слоя коры в истории развития планеты.

Для понимания динамики и механизма высвобождения щелочей необходимо рассмотреть некоторые структурные особенности расплавов в зависимости от соотношения в них кремния и кислорода. В. А. Жариков для оценки этой характеристики предложил использовать индекс основности:  $bs = O/Z$ , где  $O$  — кислород,  $Z$  — кремний и другие кислотные элементы в мольных единицах. В зависимости от этого отношения квазикристаллический остов структуры расплава, составленный прочными кремнекислородными тетраэдрами, будет полимеризован в различной степени. Наибольшая степень полимеризации с тен-

\* Естественно предположить, что экстракция литофильных элементов из мантии протекает на фоне ее плавления (по-видимому, селективного), так как в твердом теле кинетика этого процесса будет заведомо недостаточной для наблюдаемых явлений петрогенезиса.

денцией к образованию трехмерного кремнекислородного каркаса будет при  $bs \leq 2$ , при  $2 < bs < 3$  расплавы тяготеют к двумерной, а при  $3 < bs < 4$  — к линейной полимеризации. При  $bs \geq 4$  полимеризация в силикатном расплаве отсутствует [Жариков, 1969]. Щелочные металлы при наличии в силикатном расплаве алюминия участвуют в построении достаточно устойчивых алюмокислородных тетраэдров, компенсируя нехватку заряда иона алюминия, и образуют комплексы типа  $(AlO_4)R$  [Эпельбаум, 1974].

Естественно считать, что при малом индексе основности ( $bs=2$  и менее), когда расплав полимеризован в трехмерную сетку, в которую прочно вшиты алюмокислородные тетраэдры  $(AlO_4)R$ , высвобождение щелочей весьма затруднено. В расплавах с большим индексом основности (и меньшей степенью полимеризации) высвобождение щелочных металлов, наоборот, должно быть в значительной мере облегчено. Легко представить, что при  $3 < bs < 4$  полимерные цепи в расплаве будут рваться преимущественно по алюмокислородным членам, так как эти структурные единицы менее прочны, чем кремнекислородные [Эпельбаум, 1974]. По этой же причине в расплавах при  $bs=4$ , в которых полимеризация отсутствует, преимущественный распад (диссоциацию) будут испытывать комплексы  $(AlO_4)R$ , вызывая тем самым повышение активности щелочей (и глинозема).

Таким образом, тесная связь активности кислорода и основности (щелочности) подтверждается при рассмотрении структурных особенностей силикатных расплавов, показывающем возможность высвобождения щелочей лишь при достижении определенного уровня концентрации кислорода, когда начинает нарушаться трехмерная квазикристаллическая сеть кремнекислородного каркаса расплавов, генерируемых в пределах силикатно-окисной оболочки планеты. Этот аспект, по нашему мнению, согласуется с фактором внезапности калиевого взрыва и, возможно, является причиной его.

Роль водорода, потоки которого выносят кислород из недр планеты, этим не исчерпывается в проблеме калиевого взрыва. Расчеты В. А. Жарикова показали, что энергия связи  $H-O$  существенно выше связей  $K-O$  и  $Na-O$ , одинакова с энергией связи  $Ca-O$ ,  $Mg-O$  и существенно ниже, чем энергия связи  $Al-O$  и  $Si-O$ . Поэтому наиболее благоприятными для замещения протоном оказываются связи щелочной металл — кислород [Жариков, 1969], и, следовательно, присутствие водорода в мантии, что непосредственно вытекает из нашей концепции, должно прежде всего способствовать высвобождению щелочей. Кроме того, при достаточно высокой активности кислорода в мантийных расплавах водородный флюид будет насыщаться гидроксильными группами (в силу взаимодействия протона с кислород-анионом), а наличие электростатической связи гидро-

кислых групп с катионами может обусловить сопряженное перемещение последних (особенно катионов щелочных металлов) в виде свободных групп R—OH [Жариков, 1969]. Ступенчатый характер диссоциации окислов щелочных металлов ( $R_2O \rightarrow RO^- + R^+$  и  $RO^- \rightarrow R^+ + O^{2-}$ ) может обусловить сопряженное перемещение с потоками протонированного водорода групп  $RO^-$  (также в силу электростатического взаимодействия), что равносильно перемещению щелочных металлов в виде R—OH.

Идея В. А. Жарикова о сопряженном перемещении щелочей потоками водорода (в виде R—OH) представляется исключительно перспективной, так как она позволяет объяснить синхронность калиевого взрыва и появления воды в составе глублинного флюида (согласно схеме  $ROH \rightarrow 1/2R_2O + 1/2H_2O$ ), т. е. связь гранитообразования с водной амфиболитовой фацией метаморфизма. Процесс образования воды, в нашем понимании, является следствием генерации магмы под воздействием водородного флюида, и в этой связи хотелось бы напомнить точку зрения В. И. Вернадского, который считал, что именно «...магма есть место рождения воды» [Вернадский, 1960].

Легко видеть, что с традиционной позиции силикатно-окисного сложения всей мантии и постоянного для нее во все времена индекса основности, трудно объяснить задержку калиевого взрыва на 2—2,5 млрд. лет от момента рождения Земли, тем более что верхняя мантия в течение всего архея была интенсивно прогрета и, по всей вероятности, находилась в состоянии конвективного перемешивания. Гипотеза изначально гидридной Земли предполагает постепенное (во времени) увеличение индекса основности внешней силикатной оболочки планеты, соответственное уменьшение степени ее полимеризации и увеличение активности кислорода по мере повышения его концентрации. При наличии водородного флюида (в свете исследований Д. С. Коржинского и В. А. Жарикова) это могло обусловить вынос щелочей из мантии (в виде групп R—OH), что и явилось причиной калиевого взрыва и широкого развития амфиболитовой (водной) фации метаморфизма, сменившей во времени гранулитовую фацию.

Геологические данные свидетельствуют [«Становление...», 1976] о весьма неравномерном разрастании континентов во времени. В протерозое сформировалось более половины современной площади континентальной коры, и этот этап отличался самыми мощными процессами гранитообразования в истории Земли. В последующие эпохи объемы таких процессов резко сократились, однако от древних складчатых поясов к молодым прослеживается тенденция к увеличению мощности формирующейся коры в целом (в пределах пояса), и ее гранитного слоя в частности. Рассмотрим причины, регулирующие динамику образования гранитного слоя во времени с позиций гипотезы из-

начально гидридной Земли. Для этого необходимо оценить возможные масштабы расширения планеты и связанного с ним изменения силы тяжести.

Процесс океанообразования связывается нами с общим расширением планеты, и поэтому по площади распространения океанической коры (в самом первом приближении) можно судить о вероятных масштабах расширения планеты, а также о динамике этого процесса во времени. Относительное распространение площадей континентальной и океанической коры показывает, что за счет океанообразования можно предполагать увеличение поверхности Земли примерно в 2,5 раза. Океанообразование — сравнительно молодое явление: его начало достаточно уверенно фиксируется с конца палеозоя, а особенно бурное проявление — в мезозое. Исключение составляет, по видимому, Тихий океан, поскольку структуры его обрамления не исключают возможности заложения этой впадины в верхнем докембрии [Пушаровский, 1972; Муратов, 1971; Хаин, 1971; Крopotкин, 1971].

Одновременно с развитием океанических впадин и в более ранние эпохи на континентах закладывались геосинклинальные трого, осадконакопление в которых происходило на коре океанического типа. Появление этих трогов мы также склонны связывать с расширением планеты. Структуры аналогичного или близкого типа прослеживаются вплоть до нижнепротерозойского времени, например борозды Тимискаминг на Канадском щите [Марков, 1962]. Однако количественная оценка возможных масштабов расширения планеты по таким структурам весьма затруднена в силу тектонических процессов «скупивания» на завершающих этапах их развития. Условно мы допускаем, что расширение планеты, следствием которого явилось заложение геосинклинальных трогов, привело к увеличению ее первичной поверхности примерно на 20%, т. е. в 1,2 раза. Таким образом, общее увеличение поверхности мы оцениваем примерно в 3 раза, что соответствует увеличению первичного радиуса Земли, в 1,73 раза, а ее объема примерно в 5 раз\*.

Расширение Земли (если судить по динамике роста океанов) испытывает явную акселерацию во времени. Общая площадь молодых океанов (Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого) соответствует площади Тихого океана. Однако в пределах последнего определить соотношение древней и молодой (мезозойской) его частей нелегко из-за исключительно активного вулканизма, который мог обусловить захоронение палеозойских (возможно, и более древних) образований. Такое захоронение могло происходить на всей западной поло-

---

\* Металлы в гидридной форме могут претерпевать восьмикратное уплотнение в условиях сверхвысоких давлений и соответственно возможно многократное расширение изначально гидридной Земли в процессе ее геологического развития.

вине Тихого океана, где отсутствуют полосовые аномалии, а вулканическая деятельность отличается наибольшей интенсивностью. Если возраст западной части Тихого океана принять древним (домезозойским) и считать, что расширение Земли при заложении геосинклинальных трогов реализовалось преимущественно также в домезозойское время\*, то можно допустить, что с конца палеозоя поверхность Земли увеличилась примерно на такую же площадь, как и за весь предыдущий период\*\*. На графике такое ускоренное во времени расширение выражается кривой экспоненциального типа (рис. 35).

Расширение сопровождается падением силы тяжести, которая обратно пропорциональна квадрату радиуса планеты, и поэтому ее изменение будет выражаться кривой, зеркально отображающей кривую увеличения поверхности Земли (см. рис. 35). Построенный график позволяет определить (при заданных масштабе расширения планеты и динамике этого процесса во времени) ускорение силы тяжести для различных моментов геологической истории Земли и соответственно оценить градиент давления в мантии в прошлые геологические эпохи (табл. 12).

Таблица 12

Глубина залегания изобары  $100 \cdot 10^8$  Па в разные периоды развития Земли

Эра	Момент времени, лет	Ускорение свободного падения $g$ , $9,8 \text{ м/с}^2$	Глубина залегания изобары $100 \cdot 10^8 \text{ Па}$ ,* км
Архей	$3,5 \cdot 10^9$	3,0	100
Протерозой	$2 \cdot 10^9$	2,75	110
Рифей	$1 \cdot 10^9$	2,5	120
Палеозой	$400 \cdot 10^6$	2,0	150
Мезозой	$150 \cdot 10^6$	1,5	200
Кайнозой	Настоящее время	1,0	300

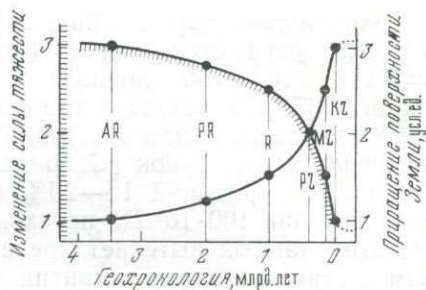
\* При средней плотности коры и мантии, равной  $3,33 \text{ г/см}^3$ .

Выше был обоснован состав гиполита (первичной, еще не дифференцированной мантии) как смесь гранита, базальта и ультрабазита в пропорции 1:2:5, которая по химизму близка верлитам (среднему, по Р. Дели). Нормативный минеральный

\* По мнению В. Е. Хаина, в фанерозое от древних складчатых поясов к молодым происходило замещение эвгеосинклиналей многогеосинклиналями [Хаин, 1964].

\*\* Наши рассуждения о масштабах расширения планеты и динамике этого процесса во времени являются весьма нестрогими и могут претерпеть существенную корректировку в будущем. Однако это не влияет на принципиальный характер дальнейших построений, поскольку для них имеет значение только сам факт расширения Земли.

Рис. 35. Темпы расширения Земли и характер изменения силы тяжести во времени



состав гиполита в условиях гроспилитовой и алмаз-пироповой фаций глубинности (т. е. в условиях давления  $(35-40) \cdot 10^8$  Па) представлен (см. табл. 12) примерно равными количествами оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната (гроссулярь-альмандин-пиропового). При этом калий мы «записали» в моноклинный пироксен, так как в самых глубоких включениях кимберлитовых тел (в алмазоносных эклогитах) пироксены, особенно ассоциирующиеся с алмазами, постоянно обнаруживают повышенные содержания калия [Маракушев, 1972; «Породообразующие...», 1971], примесь которого носит структурный характер [Соболев, Лаврентьев, Поспелова, 1971]. Экспериментально установлено [Shimizu, 1971], что при давлениях до  $30 \cdot 10^8$  Па калий в синтетические пироксены не входит, тогда как в интервале давлений  $(40-100) \cdot 10^8$  Па зафиксировано возрастание примеси  $K_2O$  до 0,3 вес. %. Появление способности к изоморфизму у крупного иона калия, входящего в решетку пироксена в области высоких давлений, очевидно, обусловлено большей сжимаемостью этого элемента (по сравнению с другими петрогенными элементами), которая нивелирует различия в атомных радиусах при повышении давления и способствует изоморфизму. Теоретически можно предполагать [«Породообразующие...», 1971] образование калиевого пироксена при еще более высоких давлениях.

Накопленные к настоящему времени данные экспериментальных исследований позволяют рассмотреть эволюцию минерального состава гиполита за пределами гроспидитовой и алмаз-пироповой фаций в области значительно больших давлений (до  $100 \cdot 10^8$  Па и выше). Изучение фазовых переходов [Рингвуд, Грин, 1972; Рингвуд, Мейджор, 1968; Ringwood, Major, 1971] выявило при давлениях порядка  $100 \cdot 10^8$  Па переход ромбического и моноклинного пироксенов в новые фазы со структурой граната: компонент  $CaSiO_3$  образует твердый раствор в гроссуляре в виде  $Ca_3^{VIII}(CaSi)^{VI}Si_3^{IV}O_{12}$ , аналогично этому компонент  $MgSiO_3$  можно рассматривать как раствор  $Mg_3(MgSi)Si_3O_{12}$  в пиропе. Эти трансформации требуют для части атомов кремния увеличения координационного числа с IV до VI.



Вхождение натрия (жадеитовой составляющей пироксена) в гранат осуществляется по схеме  $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaSi}$  или  $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaTi}$ . Это было доказано экспериментально [Ringwood, Major, 1971], а также установлено на природном материале глубинных включений ассоциирующих с алмазами гранатов из кимберлитовых трубок [Соболев, Лаврентьев, Пospelова, 1971]. Оливин, содержащий 15—20% фаялитовой молекулы, в области давлений  $100 \cdot 10^8$  Па переходит в шпинель [Акимото, 1975]. Из этих данных вытекает представление о шпинель-гранатитовом составе гиполита в мантии с того уровня, где давления достигают  $100 \cdot 10^8$  Па, тогда как выше (в области меньших давлений) он должен иметь преимущественно пироксен-оливиновый состав.

На примере изучения содержаний урана в минералах глубинных пород установлено закономерное увеличение изоморфной емкости кристаллических решеток в ряду оливин — ортопироксен — клинопироксен — шпинель — гранат [«Содержание...», 1968]. Наряду со сведениями о поведении калия, приведенными выше, эти данные позволяют утверждать, что от давлений в  $40—50 \cdot 10^8$  Па и выше появляется и начинает возрастать способность кристаллических решеток породообразующих минералов к изоморфному захвату некоторых литофильных элементов. Качественный скачок в увеличении изоморфной емкости решеток происходит в области давлений порядка  $100 \cdot 10^8$  Па, когда происходят трансформация пироксенов в гранат и оливин-шпинелевый переход.

Теперь обсудим эти данные в свете концепции расширяющейся Земли, которая определяет падение силы тяжести на планете и соответствующее погружение изобары  $100 \cdot 10^8$  Па (в дальнейшем этот уровень давления мы будем называть «изобарой-100», так как, по нашему убеждению, это понятие заслуживает специального термина). Принятые нами масштабы расширения Земли (см. табл. 12) свидетельствуют о преимущественно гранатитовом сложении мантии в ранние этапы геологической истории (начиная с глубины 100 км). В процессе развития нашей планеты вслед за погружением изобары-100 происходил распад шпинелевого гранатита и трансформация его в пироксен-оливиновую смесь, для которой мы предлагаем оставить термин «пиролит», введенный А. Рингвудом и Д. Грином для недифференцированной мантии, поскольку он широко привился в геологической литературе\*.

Такая гранатит-пиролитовая трансформация должна была сопровождаться «решеточным сбросом» целого ряда элементов

\* Пиролит, в нашем понимании, также представляет собой первичный, еще не дифференцированный мантийный субстрат, однако его состав существенно отличается от пиролита А. Рингвуда и Д. Грина (сложенного из 1 части базальта и 3 частей ультрабазита), поскольку мы считаем его смесью гранита, базальта и ультрабазита в пропорции 1:2:5.

(в том числе калия, урана и других литофилов) в связи с уменьшением изоморфной емкости решеток оливина и пироксенов по сравнению с гранатом и шпинелью. «Сброшенные» решетки концентрации литофильных элементов должны находиться в геохимически неустойчивом состоянии (что способствует их мобилизации), и, по всей вероятности, они служили и служат источником коровых элементов для глубинного интертеллурического флюида, вызывающего гранитизацию и гранитообразование в верхних горизонтах земной коры.

Следы распада исходно гранатитовой мантии следует искать прежде всего среди материала глубинных включений из кимберлитовых тел. Интерес могут представить закономерно ориентированные сростания различных минералов, которые можно отнести к структурам распада твердых растворов. В этом отношении прежде всего следует напомнить о результатах исследований А. Рингвуда и Д. Лавринга [Ringwood, Lovering, 1970], которые обнаружили трансформацию диопсид-ильменитовых сростаний (из алмазонасных трубок) в гомогенный гранат в условиях высоких давлений. Ориентированные вроски диопсида в гранате А. Рингвуд и А. Мейджор [1968] склонны рассматривать также в качестве продуктов распада твердых растворов, и, по их мнению, эти данные, возможно, «... свидетельствуют о существовании... гранатово-пироксеновых твердых растворов в природе в прошлом».

Если состав рестиа определить как смесь базальта и ультрабазита (в пропорции 0,5 : 5), то можно оценить потенциально возможную мощность коры (состав: 1 часть гранита и 1,5 части базальта) при различной глубине залегания изобары-100 (рис. 36). Но реализация этой потенциальной возможности нарушается процессом растяжения коры в начальные этапы заложения геосинклинальных трогов — в так называемую океаническую стадию. Кроме того, большая мощность коры не может сохраняться длительное время, так как вследствие изостазии блоки с увеличенной мощностью коры будут сохранять высокий рельеф, который достаточно быстро уничтожается эрозией; в результате должно происходить латеральное перераспределение материала коры и усреднение ее мощности. Однако в пределах континентов наблюдается тенденция к увеличению мощности коры от древних платформ к складчатым поясам, а в последних — от древних к молодым, и эта закономерность в свете наших построений находит объяснение с позиций расширяющейся Земли и постепенного распада гранатитовой мантии по мере погружения изобары-100.

По всей вероятности, процесс формирования коры за счет очищения мантии от литофильных элементов продолжается и в настоящее время в зонах альпийской складчатости. Об этом свидетельствуют незавершенность магматического ряда формаций и отсутствие батолитовых масс аляскистов (наиболее ка-

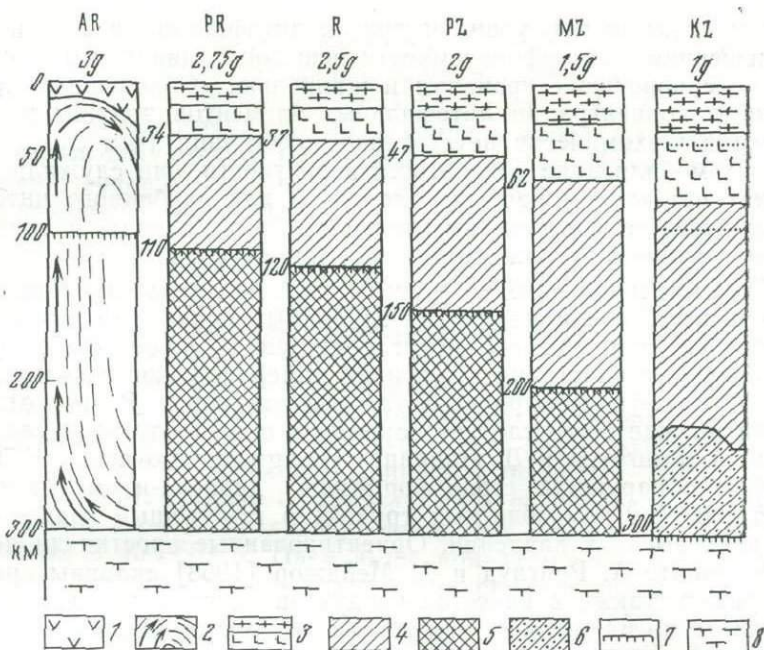


Рис. 36. Характер эволюции коры и мантии континентов во времени в зонах полициклического (сквозного) геосинклинального развития (принципиальная модель). Временные моменты и характерные для них значения силы тяжести соответствуют таковым на рис. 35.

1 — примитивная базитовая кора архея; 2 — верхняя мантия архея — силикатно-окисная оболочка планеты, находящаяся в процессе формирования вследствие выноса кислорода из глубоких недр планеты (стрелками условно показано состояние конвективного перемешивания); 3 — двухслойная протерозой-фанерозойская кора (примерное соотношение гранитной и базальтовой частей принято 1:1,5); 4 — остаток — слой мантии, из которого извлечены литофильные элементы; 5 — шпинель-гранатовый гиполит; 6 — пиролит-пироксен-оливиновый гиполит (наличие пиролита в кайнозойской колонке отражает незавершенность процесса образования коры в альпийском поясе); 7 — изоба-ра-100; 8 — слой С мантии (интерметаллы)

лиевых), внедряющихся в посторогенную стадию. Становление плутонов аляскитовой формации сопровождается, как правило, кислым ареальным вулканизмом в надинтрузивной зоне [Ларин, 1967]. Вулканыты данного типа в пределах зон кайнозойской складчатости проявляются на современном этапе, а геофизические исследования в ареалах их распространения устанавливают на небольшой глубине обширные объемы жидкой магмы (например, в Армении). Это позволяет считать, что такие зоны находятся в процессе формирования гранитного слоя.

Таким образом, калиевый взрыв, послуживший началом эпохи гранитообразования на рубеже архея и протерозоя, находит объяснение в изменении режима кислотности — щелочности в верхней мантии из-за повышения в ней концентрации, а следовательно, и активности кислорода. Дальнейшее питание ин-

тертеллурического флюида литофильными элементами связывается нами с появлением зоны пиролита в верхней мантии по мере распада первичного гранатита, что обусловлено расширением планеты и соответствующим погружением изобары-100.

Рассмотрим некоторые металлогенические аспекты, вытекающие из обоснованного выше характера эволюции коры и верхней мантии. Большая группа редких элементов — литий, рубидий, цезий, бериллий, стронций, редкие земли, цирконий, ниобий и тантал — имеют ярко выраженную литофильную геохимическую специализацию [Овчинников, Солодов, 1974]. Главная масса их запасов тяготеет к породам аляскитовых и субщелочно-гранитовых формаций или к метасоматитам, которые также отличаются повышенным содержанием щелочей [Солодов, 1977]. Такая тесная геохимическая связь редких литофильных металлов и щелочей позволяет допускать для них единый глубинный источник. На этом основании мы предлагаем обсудить возможные причины, которыми обусловлены закономерности размещения руд перечисленных элементов во времени и в пространстве.

Во времени литофильно-редкометалльная минерализация обладает достаточно отчетливо выраженным бимодальным характером распределения. Судя по запасам, можно наметить два основных этапа оруденения: один в протерозое (синхронный с калиевым взрывом), другой — фанерозойский, начавшийся в верхнем палеозое и особенно интенсивно проявившийся в мезозое. Размещение в пространстве характеризуется тенденцией к локализации молодого оруденения (верхнепалеозойского и мезозойского) в блоках ранней консолидации в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов [Солодов, 1977].

Согласно нашим построениям, ювенильным источником редких литофильных металлов и щелочей следует считать пиролитовый слой мантии, т. е. ту часть первичной, еще не дифференцированной мантии (гиполита), которая залегает над изобарой-100. Экстракция металлов из пиролита осуществляется глубинным интертеллурическим флюидом, появление и характер которого на этом уровне и определяются дегазацией водорода от ядра Земли. Здесь, по-видимому, можно применить термин «флотация», поскольку это понятие объединяет и процесс экстракции, и явление подъема элементов к поверхности планеты, а также хорошо отражает принципиальную сущность предполагаемого нами феномена. В свете изложенного масштабы проявления литофильно-редкометалльного оруденения определенного этапа обусловлены мощностью слоя пиролита, имеющегося к моменту заложения интертеллурического потока флюида, связанного с данным этапом тектоно-магматической

активности. Флотация литофильных элементов (редких и петрогенных), осуществляемая флюидом из пиролита, преобразует его в рстит, и новый этап рудообразования в том же блоке коры возможен лишь в связи с расширением Земли и появлением новых объемов пиролита за счет распада гранатита.

В данной связи становится понятной вспышка оруденения в раннем протерозое, когда флотации подвергся исключительно большой объем мантии (до глубины 100—110 км при принятых масштабах расширения), сравнимый с объемом, вовлеченным в переработку впоследствии за гигантский интервал времени (до мезозоя включительно). Этим объясняются уникальные масштабы гранитообразования в протерозое и с этим же, по нашему мнению, можно связать появление уникальных по запасам редкометальных пегматитов (типа Берник-Лейк, Канада).

Как отмечено выше (см. рис. 35), расширение Земли ускоряется во времени. В среднем протерозое, рифее и начале фанерозоя процесс расширения был редуцирован; соответственно небольшим был и прирост пиролита. Этим можно объяснить резкое сокращение объемов литофильно-редкометального оруденения в течение огромного интервала времени. С конца палеозоя расширение Земли начало испытывать акселерацию (см. рис. 35), которая усилилась в мезо-кайнозое. Соответственно увеличились объемы пиролита за счет распада гранатита (рис. 37) и возросла потенциальная рудоносность мантии. Реализация этой потенциальной рудоносности должна резко различаться в сегментах, испытавших длительное полициклическое геосинклинальное развитие, и в блоках ранней консолидации, где тектоно-магматическая активность завершилась в протерозое или рифее, а минерализация проявилась после длительного нахождения блока в состоянии тектонического покоя.

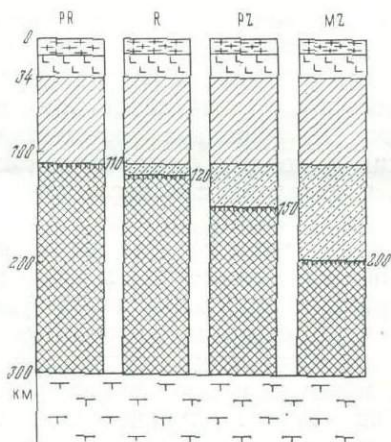


Рис. 37. Характер эволюции мантии древних платформ.

Условные обозначения те же, что на рис. 36

Наша концепция рассматривает тектоно-магматическую активность как результат дегазации водорода из внутренних геосфер: прохождение интертеллурического флюида непременно должно было сопровождаться активизацией тектоники и магматизма, и, наоборот, состояние тектонического покоя свидетельствует об отсутствии потока ювенильного флюида в данной зоне.

Полициклическая тектоно-магматическая активность того или иного сегмента коры предполагает периодическое промывание подлежащей мантии ювенильным флюидом. Таким образом, пиролит по мере появления подвергался флотации и превращался в рестит. Такая ситуация, очевидно, не способствовала появлению крупных скоплений литофильно-редкометалльных руд. Совершенно иное положение в древних блоках, длительное время находившихся в состоянии тектонического покоя. Поскольку в этих зонах отсутствовал ювенильный поток флюида, мощность пиролита под блоками ранней консолидации со временем постепенно увеличивалась и в мезозое под древними платформами она могла составлять 90 км (см. рис. 37), а под молодыми с рифейским фундаментом — 80 км. Можно считать, что наличие столь мощного слоя пиролита в мантии, содержащего литофильные редкие металлы в свободном виде (не связанные решетками оливина и пироксенов), определяет большую потенциальную рудоносность блоков земной коры ранней консолидации по сравнению со структурами «сквозного» геосинклинального развития, в которых ювенильные мантийные концентрации распыляются по многим тектоно-магматическим циклам, создавая повышенный геохимический фон редких металлов в этих зонах. Следовательно, регенерация тектоно-магматической активности в регионах, длительное находившихся в состоянии тектонического покоя, обязательно должна была сопровождаться аномально большими объемами литофильно-редкометалльного оруденения, поскольку глубинный флюидный поток обеспечивал флотацию редких металлов из слоя пиролита большей мощности. По всей вероятности, этим же обусловлен и резко выраженный щелочной характер магматизма в зонах активизации в пределах платформ.

Итак, в свете наших построений масштабы литофильно-редкометалльного оруденения должны зависеть от длительности тектонического покоя, предшествовавшего тектоно-магматической активизации и рудогенезу. Другими словами, чем древнее рудовмещающая структура и чем моложе руда, тем выше должна быть потенциальная рудоносность зоны тектоно-магматической активизации. Этим выводом можно руководствоваться при перспективной оценке структур на литофильно-редкометалльное оруденение фанерозойского возраста.

Однако необходимо учитывать акселерацию расширения Земли во второй половине фанерозоя и соответствующую не-

равномерность прироста пиролита во времени (см. рис. 37). В этой связи потенциальная рудоносность будет в большей степени определяться временем тектоно-магматической активизации, т. е. аспект «чем моложе руда...» более существен, чем время стабилизации рудовмещающего блока, с которого установился в его пределах режим тектонического покоя.

Исследователи неоднократно отмечали особое металлогеническое значение зон, связанных с тектоно-магматической активизацией блоков, переживших более или менее длительный период тектонического покоя. К ним относятся зоны регенерации, по В. И. Смирнову и В. Е. Хаину, ревивации, по М. С. Нагибиной, «дива», по Чен-Го-да, В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому, телеорогенного магматизма, по Л. И. Красному. В последнее десятилетие их стали называть зонами автономной активизации. К этой проблеме привлекли большое внимание работы А. Д. Щеглова [Щеглов, 1968, 1971]. По нашим представлениям, повышенная металлоносность этих зон (особенно в отношении редких литофильных элементов) обусловлена накоплением в верхней мантии слоя пиролита в связи с расширением Земли, соответствующим падением силы тяжести, уменьшением градиента давлений в мантии и трансформацией шпинелевого гранатита в оливиновый пироксенит (пиролит), которая сопровождается высвобождением («решеточным сбросом») изоморфных примесей элементов, вследствие чего они могут при заложении интертеллурического флюидного потока подвергаться флотации и вовлекаться в процессы рудогенерации.

Таким образом, рассмотрение эволюции коры и верхней мантии континентов на основе гипотезы изначально гидридной Земли позволяет приблизиться к пониманию внутренних причин, определяющих закономерности распределения литофильно-редкометалльной минерализации в пространстве и во времени, и поддержать мнение о необходимости проведения широких поисков редких металлов прежде всего в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов, основанное на обобщении обширного эмпирического материала [Солодов, 1977]. Поиски в пределах древних платформ предусматривают обнаружение: во-первых, нижнепротерозойского оруденения, синхронного с калиевым взрывом и локализованного в кристаллическом фундаменте; а во-вторых, молодой минерализации (верхнепалеозойского или мезозойского возраста), которая может быть расположена как в фундаменте, так и в чехле платформы в связи с зонами тектоно-магматической активизации. Срединные массивы наиболее перспективны в отношении молодой минерализации, и поскольку эти структуры обычно перекрыты осадками, то при прогнозном металлогеническом районировании особенно важны критерии (литологические, структурно-геологические и др.), позволяющие выделять чехол осно-

вания срединных массивов [Муратов, 1971] среди геосинклинальных и орогенных комплексов складчатых поясов.

В качестве примера наиболее перспективной структуры на редкие литофильные металлы можно отметить Алданский щит, который местами сохранил реликты коры «лунной» стадии развития Земли [Глуховский, Павловский, 1973], что свидетельствует о весьма раннем времени консолидации отдельных его частей, и претерпел интенсивную активизацию тектоно-магматических процессов в мезозое, связанную с наложением Монголо-Охотского пояса.

#### 4. ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ ПЛАТФОРМ

Излияния платобазальтов (или траппов) относятся к числу тех грандиозных явлений, которые играли существенную роль в истории развития Земли, и поэтому каждая концепция, претендующая на глобальный охват геологических событий, должна рассматривать причины и механизм их появления. Перечислим основные особенности траппов. Они отличаются исключительной приуроченностью к областям древних платформ. Проявления их во времени устанавливаются с протерозоя, но массовые излияния фиксируются лишь с конца палеозоя, а в мезозое достигают громадных объемов, во многом определяющих облик континентов. Это пермо-триасовые платобазальты Восточно-Сибирской платформы, сосредоточенные главным образом в Тунгусской синеклизе, триас-юрские долериты и базальты синеклизы Карру на юге Африки, верхнетриасовые излияния в синеклизе Парана Южной Америки, юрские долериты о. Тасмании и Антарктиды (на Земле Виктории они прослежены на протяжении 1600 км), и наконец, поздне меловые и палеогеновые платобазальты Декана в Индии.

В морфологическом отношении трапповая формация исключительно проста и представлена горизонтальными покровами, суммарная мощность которых может исчисляться километрами, а также sillами и пластообразными интрузивными залежами мощностью сотни метров. Например, в синеклизе Карру площадь выходов пластообразных интрузивов, долеритов во много раз превышает площадь, занятую лавами. На этом основании можно считать, что интрузивная составляющая трапповой формации не уступает объему излившейся части, а возможно, и превышает его. На территории распространения платобазальтов земная кора несколько прогнута и излившиеся толщи лежат в пологой синеклизе.

В минералого-петрографическом отношении габбро и габбродолериты интрузивных тел характеризуются отсутствием или малой распространенностью водосодержащих минералов (биотит, роговая обманка), а также весьма слабой степенью



постмагматической переработки, что свидетельствует о небольшом количестве воды в магме. Более того, присутствие в траппах самородного железа и муассанита (SiC) свидетельствует о кристаллизации расплавов в условиях резко восстановленного флюида [Горяинов, 1976], что подтверждает обнаружение водорода в составе газов, содержащихся в породах трапповой формации [Войтов, Широкова, Золотарев, 1971].

Большая проблема возникает при рассмотрении генезиса платобазальтов в свете их геохимических особенностей. Например, среднее первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в юрских долеритах о. Тасмании и Антарктиды составляет 0,712; кроме того, по сравнению с океаническими толеитами они обогащены калием, рубидием, ураном, торием и поэтому, по мнению геохимиков, напоминают больше сиалические, чем мантийные производные [Фор, Пауэлл, 1974]. Поскольку традиционная точка зрения не допускает существования в верхней мантии обширной родоначальной области, резко обогащенной радиогенным стронцием и другими литофильными элементами (K, Rb, U, Th), исследователи вынуждены в качестве исходной принимать магму состава океанического толеита, а указанные геохимические особенности объяснять явлениями контаминации и ассимиляции от 10 до 30% сиалического материала либо предполагать селективную диффузию определенных элементов в магму [Compston, McDougal, Heier, 1968]. При этом остается невыясненным, каким образом при реализации данных процессов осуществляется идеальная гомогенизация полученной смеси, о чем свидетельствуют постоянство состава траппов на обширных площадях, а также небольшие дисперсии в характере распределения элементов и отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (разумеется, в объемах, не затронутых кристаллизационной дифференциацией и постмагматическими изменениями).

Наконец, геодинамическая обстановка, сопутствующая формированию траппов, отличается отсутствием сколько-нибудь заметной тектонической активизации, и некоторые исследователи рассматривают платобазальты как пример автономного магматизма, не имеющего связи с тектоникой.

Рассмотрим проблему формирования траппов и их перечисленные выше особенности в рамках концепции изначально гидридной Земли. Начало массовых излияний платобазальтов совпадает во времени с акселерацией процессов океанообразования и, следовательно, связано с расширением Земли. Древние платформы, в пределах которых локализованы платобазальты, являются наиболее жесткими частями континентов, и в них часто фиксируется отсутствие астеносферы. Характер наиболее вероятных деформаций, свойственных жесткой арке или сфере при уменьшении их кривизны, т. е. при распрямлении, под нагрузкой, известный в строительном деле из опыта разрушений несущих конструкций (рис. 38), позволяет установить

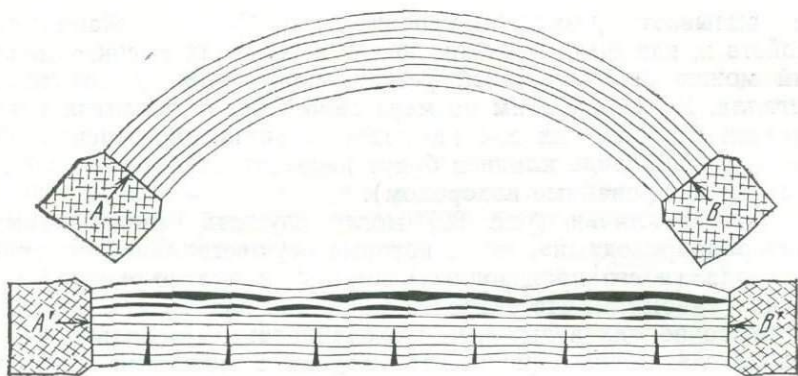


Рис. 38. Характер деформаций изогнутой слоистой плиты с разрывами сплошности при уменьшении ее кривизны.

Приведенный характер деформаций имеет место при условии сохранения длины отрезка АВ в процессе разгибания плиты

принципиально различный характер тектонических нарушений в верхних и нижних горизонтах внешней геосферы в процессе расширения планеты. В нижних горизонтах под действием растягивающих напряжений должно происходить заложение вертикальных тектонически ослабленных зон, проникающих от подошвы силикатно-окисной оболочки вверх примерно на  $\frac{1}{3}$  (максимум на  $\frac{1}{2}$ ) ее мощности. В верхней части, наоборот, уменьшение кривизны внешней геосферы может вызвать появление горизонтально ориентированных тектонически ослабленных зон\* (по типу трещин отслаивания, см. рис. 38), поскольку протяженность внешних слоев больше внутренних.

Спокойный тектонический режим формирования трапповой формации не позволяет предполагать в рамках нашей концепции существования экстремального теплового потока, обусловленного истечением из недр планеты больших количеств водорода-теплоносителя и привлекать данный процесс в качестве энергетического источника магмагенерации (существование такого потока непременно вызвало бы тектоническую активизацию, см. рис. 15). Однако присутствие водорода в траппах все же свидетельствует о наличии потока этого газа, но, по всей вероятности, весьма ослабленного и не концентрированного, а рассеянного. Даже незначительная примесь водорода в метал-

\* В недрах Земли на глубине десятков и сотен километров исключено существование разрывов сплошности с зиянием, поскольку там велико всестороннее сжатие, обусловленное литостатической нагрузкой вышележащих толщ. Однако приложении определенного вида напряжений (например, растягивающих) снимает долю нагрузки по одной из осей, и это тектонически ослабленное направление может быть использовано при всякого рода инъекциях. Именно так мы понимаем термин «тектонически ослабленная зона».

ле вызывает резкое изменение его физико-механических свойств и, как было показано выше, в условиях высоких давлений может быть причиной резкого повышения пластичности металла. В связи с этим по мере заложения и развития тектонически ослабленных зон на подошве силикатно-окисной оболочки в нее в виде клиньев будут нагнетаться металлы слоя С (пластифицированные водородом).

Данные клинья (рис. 39) могли служить своеобразными «водородопроводами», через которые осуществлялись инъекции водорода (и его производных) внутрь силикатно-окисной оболочки (напомним, что скорость диффузии водорода в металлах на много порядков выше, чем в силикатах). Поскольку мы не можем связывать образование траппов с мощными потоками водорода как теплоносителя и рассчитывать на тепло от его «сгорания», идущее с образованием воды (выше приведены свидетельства безводности магмы и резкой восстановленности флюида), остается рассмотреть участие в процессах магмагенерации водородистых соединений и, прежде всего, силанов ( $Si_nH_m$ ), так как кремний является самым распространенным элементом в веществе слоя С мантии.

Такая возможность, вытекающая из обоснованной нами геохимической модели Земли, коренным образом расширяет представления об энергетических источниках магмагенерации. Простейшие расчеты показывают, что при инъекции силана в силикатно-окисную оболочку планеты в результате реализации энергии связи Si—O должно выделяться такое количество тепла, которого достаточно для образования массы магматиче-

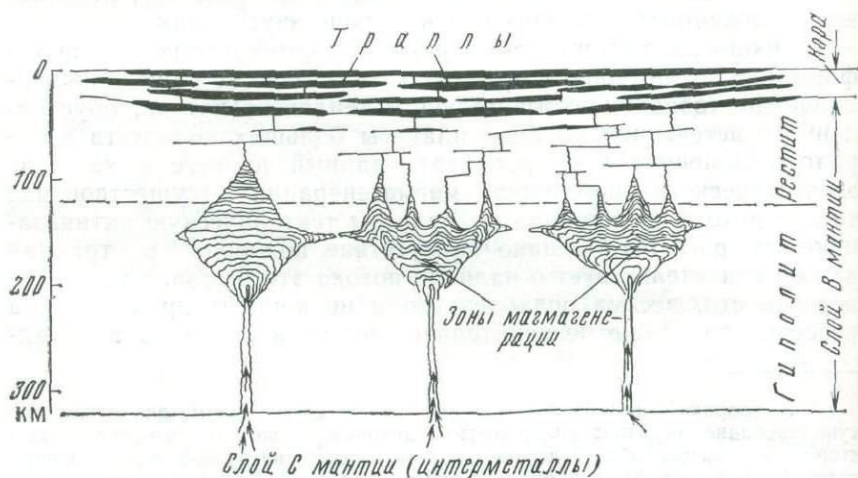


Рис. 39. Модель процесса образования траппов с позиций изначально гидридной Земли

ского расплава, в десятки раз превышающей инъецированную массу силана\*.

Химические реакции, сопутствующие встраиванию кремния (поступающего с силаном) в кремний-кислородные соединения, могут быть весьма разнообразны, но их конечным результатом является постепенное усложнение степени ассоциированности — от изолированных тетраэдров оливинов к непрерывным цепочкам тетраэдров пироксенов, далее к непрерывным лентам роговых обманок и слоям тетраэдров слюд и, наконец, к трехмерным каркасам полевых шпатов и кварца:  $[\text{SiO}_4] \rightarrow [\text{Si}_2\text{O}_6] \rightarrow [\text{Si}_4\text{O}_{11}] \rightarrow [\text{Si}_4\text{O}_{10}] \rightarrow [\text{AlSi}_3\text{O}_8, \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \rightarrow [\text{SiO}_2]$ .

Таким образом, встраивание кремния вызывает плавление, при котором в магматических расплавах происходит относительное уменьшение доли начальных членов приведенного ряда и увеличение доли конечных, т. е. усложнение характера сочетаний кремний-кислородных тетраэдров в квазикристаллических полимерных мотивах расплава. Ф. К. Шипулин [1969, 1971] пришел к выводу, что именно «энергия ассоциативно-химических связей в магматическом расплаве — главный источник энергии, движущей магматический процесс...», поскольку «... он не связан с фазовыми превращениями расплава, а предшествует массовой кристаллизации и, таким образом, обеспечивает высокую интрузивную способность магмы при сохранении ее в жидком состоянии и без перегрева», так как перегрев вызывает деполимеризацию, идущую с поглощением тепла.

Итак, первые граммы силана могут обеспечить выплавление 100 г магмы. Водород в процессе магмагенерации, по всей вероятности, осуществляет деполимеризацию расплава (разрывает мостиковые кислородные связи и встраивается в образующиеся кластеры в виде структурных групп типа  $\text{Si}-\text{OH}$ ), что сопровождается падением вязкости и увеличением инъецирующей способности магмы. Кристаллизация расплавов должна приводить к высвобождению основной массы водорода, при этом может происходить образование воды, количество которой, однако, не будет превышать одного, максимум первых процентов\*\*.

\* Для получения расплава необходимо: во-первых, довести температуру в зоне магмагенерации до точки плавления, во-вторых, затратить энергию на преодоление скрытой теплоты плавления. Допустим, температуру необходимо поднять на  $200^\circ\text{C}$ , при теплоемкости  $1,25 \text{ Дж}/(\text{г}\cdot\text{K})$  на это потребуются  $250 \text{ Дж}/\text{г}$  (на 1 г мантийного субстрата). Скрытая теплота плавления составляет  $\approx 350 \text{ Дж}/\text{г}$ . Следовательно, для получения 1 г магмы нужно затратить  $0,6 \text{ кДж}$ . Энергия одинарной связи  $\text{Si}-\text{O}$  равна  $432 \text{ кДж}/\text{моль}$ ; полная энергия, соответствующая теплоте образования  $\text{SiO}_2$ , составит  $859 \text{ кДж}/\text{моль}$ , а в пересчете на 1 г кремния —  $31 \text{ кДж}/\text{г}$ . Составление полученных величин показывает, что каждый грамм кремния, поступающего с силаном, может обусловить выплавление до 50 г магмы.

\*\* Если стехиометрия силана отвечала силико-метану ( $\text{SiH}_4$ ), то количество воды в магме не должно было превышать 2,5 вес. %. Если же силан был представлен силико-ацетиленом ( $\text{Si}_2\text{H}_2$ ), максимальное содержание воды составляло 0,5—0,6 вес. %.

Следовательно, предложенная модель магмагенерации в принципе способна продуцировать «сухие» магмы с весьма низким содержанием воды даже при полном окислении водорода. Следует отметить, что образование сколько-нибудь значительного количества воды в магме исключено до тех пор, пока в ней идет процесс встраивания кремния, поскольку химические реакции, сопровождающие этот процесс, должны выполнять роль буфера, поддерживающего фугитивность кислорода на исключительно низком уровне и определяющего низкое парциальное давление воды в магме (ее концентрацию). Низкой активностью кислорода в магме объясняются также восстановленные формы железа в траппах и присутствие водорода.

Рассмотрим всю цепь событий, причинно-связанных в рамках нашей концепции с формированием трапповой формации. Акселерация расширения планеты, начавшаяся с конца палеозоя, в пределах наиболее жестких блоков древних платформ вызвала заложение тектонически ослабленных зон в подошве силикатно-окисной оболочки в связи с уменьшением ее кривизны. Интерметаллические силициды слоя *C* мантии, пластифицированные растворенным в них водородом, нагнетались в эти зоны в виде клиньев, по ним внутрь силикатно-окисной геосферы инъецировались струи силанов. За счет реализации энергии связи кремния (из силана) с кислородом слоя *B* мантии формировались обширные зоны магмагенерации, постепенно распространявшиеся вверх, где по системам горизонтальных «трещин отслаивания» и соединительным проводникам маловязкие и маловодные магматические расплавы (с резко восстановленным флюидом) интродировали в кору и изливались на поверхность Земли. Данная схема (см. рис. 39) предусматривает расположение зон магмагенерации преимущественно в области развития гиполита (первичного, еще не дифференцированного мантийного субстрата), что объясняет повышенные (по сравнению с океаническим толеитом) концентрации в траппах литофильных элементов, а также высокое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Таким образом, в свете концепции изначально гидридной Земли находят объяснение: положение трапповой формации в пространстве и во времени, ее минералого-петрографические и геохимические особенности, а также отличительные черты морфологии и тектонического режима становления. Более того, предложенная модель траппового магматизма позволяет высказать предположение о возможности различий в геохимических и петрохимических свойствах платобазальтов, обусловленных положением зоны магмагенерации относительно областей развития в мантии гиполита и рестита (см. рис. 39). Раздел данных областей в различных регионах может быть расположен на разной глубине, а уровень заложения зоны магмагенерации может варьировать по вертикали. Кроме того, ее положение должно

смещаться снизу вверх по мере развития процесса. Свидетельством такого перемещения зоны магмагенерации (из гиполита в рестит) можно считать закономерное уменьшение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от ранних излияний к поздним, коррелирующееся со снижением концентраций литофильных элементов (см. рис. 33).

Уже при завершении работы над книгой стало известно о находках самородного алюминия в траппах Сибирской платформы [Олейников, Округин, Лескова, 1978] в виде мелких пластинчатых зерен с максимальным размером до 1 мм. Изучение образцов показало, что алюминий, как правило, содержит примесь магния, а также включения тонкодисперсных металлических фаз, обогащенных магнием, кремнием и медью (наряду с алюминием авторы отмечают присутствие самородных Cu, Zn, Sn, Cd, Fe, а также сплавов Cu и Zn, Pb, Sn и Sb). Поскольку химический потенциал кислорода исключает возможность появления этих металлов в поздне- и постмагматических процессах (они характеризуются присутствием воды), исследователи связывают появление неокисленных фаз с начальными этапами магмагенерации в мантии, которые должны были протекать в резко восстановительной обстановке, и считают, что отмеченные находки свидетельствуют о существовании в эволюционном развитии магматической системы «этапа металлизации силикатного расплава». Этот вывод согласуется с нашим механизмом магмагенерации, который по существу предполагает в зоне плавления «работу» буфера Si—SiO<sub>2</sub>. Последний поддерживает фугитивность кислорода на столь низком уровне, что практически все металлы могут частично восстанавливаться до самородного состояния.

## ГЛАВА VIII

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДНА ОКЕАНОВ В СВЕТЕ РАШИРЯЮЩЕЙСЯ ЗЕМЛИ

---

Исследованиями последних 10—15 лет получен громадный фактический материал по особенностям строения океанического ложа, который позволил геологам перейти от региональных построений к глобальному охвату геологических явлений. В нашу задачу не входит последовательное изложение этих данных, так как они хорошо известны. Однако в настоящее время принято считать, что особенности строения океанов свидетельствуют в пользу тектоники плит. Мы не согласны с данной точкой зрения, но поскольку она укоренилась среди значительного числа исследователей, вынуждены остановиться на

одной из исходных посылок названной концепции и показать, что она основана на недостаточно полном фактическом материале, что в данном случае равносильно его недостоверности.

## 1. «СПРЕДИНГ» ПРОТИВ «ТЕКТОНИКИ ПЛИТ»

Глобальная система срединно-океанических хребтов, поперечной характером аномалий магнитного поля, протягивающихся параллельно оси хребта, и их симметричное расположение относительно срединной рифтовой долины, а также закономерное появление все более древних осадков в разрезе по мере удаления от оси хребта в сторону континентов — все эти факты позволили исследователям высказать идею спрединга (от англ. *spreading* — расширение), т. е. расширения дна океана от первоначально узкой рифтовой щели, некогда разделившей единый пра-континент. Казалось бы на основе этих данных наиболее естественно предположить расширение Земли, поскольку океаны охватывают земной шар со всех сторон, а на континентах нет зон сжатия, равновеликих структурам растяжения океанов (для неоген-четвертичного времени это можно утверждать достаточно определенно).

Однако лишь отдельные ученые [Хизен, 1966] пошли по этому пути, тогда как основную часть геологов увлекла возможность интерпретации спрединга без допущения расширения планеты. В данном случае, по-видимому, сказалась давняя приверженность многих исследователей (преимущественно зарубежных) к механизму конвективных течений в мантии как причине тектогенеза\*, и поэтому возникло стремление связать спрединг в пределах срединно-океанических хребтов с восходящими мантийными потоками (зонами дивергенции конвективных ячеек).

Данная точка зрения предполагает растаскивание континентов в стороны от устьевой части мантийного конвективного потока, которые подплывают к местам нисходящих конвекционных потоков, где стабилизируются в сбалансированном поле противоположно направленных сил волочения [Диц, 1974]. Естественно, что этот механизм (типа эскалатора) не обязательно должен сопровождаться расширением планеты.

В дальнейшем датировка полосовых аномалий позволила установить скорости расширения в пределах срединных хребтов за последние несколько миллионов лет. Оказалось, что «спрединг» по различным осям планеты происходил с различ-

\* Например, С. К. Ранкорн [1975] считает, что «... тепловая конвекция а ргоог представляет собой процесс, объясняющий континентальный дрейф и движения плит». При этом он же полагает, что «... наличие дрейфа — решающий довод, доказывающий существование конвективных течений...» [Ранкорн, 1972]. Очевидно, с подобным способом «доказательства» трудно согласиться.

ной скоростью и приращение земной поверхности по широте резко преобладало. При этом Земля не потеряла сферичности, и данный факт, по мнению Кс. Ле-Пишона, с одной стороны, свидетельствует о постоянстве ее объема, а с другой — требует предусмотреть какие-то мощные компенсирующие процессы сокращения земной коры, обеспечивающие постоянство ее суммарной площади [Ле-Пишон, 1974]. Разумеется, что исследователи прежде всего обратили внимание на системы глубоководных желобов и островных дуг, отличающиеся исключительно активным вулканизмом, особенно интенсивной сейсмичностью в большом вертикальном диапазоне, резкими перепадами глубин и крупными отклонениями от изостатического равновесия, что указывает на высокую степень тектонической активности данных зон (за ними в настоящее время укрепился термин «зоны Заварицкого — Беньофа»). Поэтому систему островная дуга — глубоководный желоб стали считать местом поглощения литосферы [Айзекс, Оливер, Сайкс, 1974].

Однако срединно-океанические хребты отличаются глобальным распространением и непрерывной протяженностью на расстоянии порядка 80 тыс. км, тогда как суммарная протяженность зон Заварицкого — Беньофа значительно меньше, а системы их прерывисты. Берега Атлантического и Северного Ледовитого океанов лишены зон поглощения, а в Индийском океане они расположены лишь в северо-восточной его части. Поэтому, чтобы объяснить в масштабе земного шара передвижение образовавшейся коры от осевых частей срединно-океанических хребтов к местам ее погребения (зонам Заварицкого — Беньофа), всю литосферу планеты разделили на несколько крупных плит. Эти схемы широко известны, но автору трудно согласиться с объединением в пределах одной литосферной плиты в единое целое континентов и обширных участков океанического ложа, поскольку они имеют коренные различия по истории развития и глубинному строению.

Совершенно очевидно, что гипотеза изначально гидридной Земли, предусматривающая расширение планеты, и концепция тектоники плит альтернативны. Проверка любого научного положения, как правило, заключается в сопоставлении теоретически ожидаемых следствий и реально наблюдаемых закономерностей. Попытаемся решить эту альтернативу на примере поперечных разломов, являющихся неперенным структурным элементом срединно-океанических хребтов. Для этих разрывных нарушений Дж. Уилсон в 1965 г. на основе концепции спрединга предсказал смещение, обратное тому, которое требуется для формирования наблюдаемого структурного плана хребта посредством нормального сдвига [Уилсон, 1974]. Исследование механизма землетрясений по первым вступлениям сейсмических волн, проведенное Л. Сайксом, выявило действительно обратные (трансформные, по Уилсону) относительные



смещения бортов разлома на участке, соединяющем разобщенные части гребня срединно-океанического хребта [Sykes, 1967]. Принято считать, что трансформные разломы являются ярким свидетельством в пользу тектоники плит.

Однако следует четко представлять, что обратный характер смещения в пределах трансформного разлома, ограниченного разобщенными частями хребта, свидетельствует только о правомерности концепции спрединга, а не о глубинном механизме этого процесса, т. е. не позволяет отдать предпочтение ни теории расширения Земли, ни тектонике плит с ее конвективными движениями в мантии. Несмотря на это, решение данной альтернативы, по нашему мнению, кроется в одной особенности трансформных разломов, которая до сих пор не привлекала внимания.

Если правомерна концепция тектоники плит, то трансформные разломы должны быть чистыми сдвигами с плотно притертой плоскостью сместителя и такая притертость должна углубляться по мере удаления от оси хребта, поскольку протяженность зоны генерации новой коры (осевые части хребтов и зоны рифтогенеза) намного превышает суммарную длину зон Заварицкого — Бенъофа.

Концепция расширения Земли предполагает совершенно иной характер трансформных разломов. В случае правомерности данной точки зрения наряду с расширением, происходящим по оси хребта в обе стороны от его рифтовой долины (поперечная составляющая), хребет должен одновременно вытягиваться, увеличивать свою протяженность\*, т. е. должна быть и продольная составляющая, равная поперечной. В противном случае при увеличении объема Земли не могли бы сохраняться непрерывность хребта и сферичность планеты.

Поперечное расширение происходит в осевой части хребта (в рифтовой долине) и обуславливает трансформный сдвиг на участке разлома соединяющего осевые части смещенных отрезков. За пределами этого участка сдвиговая составляющая должна отсутствовать.

Продольное хребту расширение ложа океана осуществляется по множеству трансформных разломов, число которых, например, в Атлантическом океане достигает многих десятков. Соответственно на трансформном участке раздвиговая составляющая должна быть в десятки раз меньше сдвиговой, поэтому она не выявляется при исследованиях сейсмических очагов. Однако за пределами такого участка, где сдвиговая компонента не проявляется, трансформный разлом должен быть чистым

---

\* Предположение об увеличении длины хребта по мере раздвижения континентов основано также на том, что его протяженность больше длины первичного разрыва материков, которую можно оценить по протяженности современных континентальных склонов [Чудинов, 1976].

раздвигом. При этом чем дальше тот или иной участок разлома отстоит от оси хребта, тем больше в нем должно быть зияние. Эту ситуацию можно пояснить простым расчетом. Примем среднюю скорость спрединга для Атлантики равной 2 см/год, а число трансформных разломов равным 100. Отсюда скорость продольной раздвиговой составляющей каждого разлома будет равна 0,02 см/год. При такой скорости раздвига за 10 млн. лет зияние составит 2 км, а за 50 млн. лет — 10 км. Участок разлома возрастом 10 млн. лет будет отстоять от оси хребта на 100 км, а за 50 млн. лет — на 500 км. Таким образом, в свете расширения Земли поперечные разломы за пределами трансформного участка должны быть раздвигами и зияние в них должно постепенно увеличиваться с удалением от осевой зоны. Морфологическим выражением раздвига на поверхности является грабен, и, следовательно, трансформные разломы на расширяющейся Земле должны быть грабенами, с постепенно увеличивающейся шириной по мере удаления от оси хребта (рис. 40).

Итак, природа поперечных разломов срединно-океанических хребтов с точки зрения концепции тектоники плит и с позиций расширяющейся Земли представляется диаметрально противоположной. Следовательно, природа трансформных разломов может служить своеобразным тестом (критерием истинности) при решении альтернативы: или расширение Земли, или тектоника плит.

Воспользоваться этим тестом в полной мере предстоит в будущем, когда накопится достаточный материал по детальным полигонным исследованиям трансформных разломов. Однако и в настоящее время имеются данные, позволяющие (несмотря на их фрагментарность) принять одну из точек зрения. Прежде всего мы имеем в виду детальные батиметрические карты океанов, показывающие, что трансформные разломы сопровождаются отрицательными формами рельефа, и это свидетельствует о тектоническом режиме растяжения в процессе их заложения и развития. В последние годы благодаря развитию батискафной техники появилась возможность глубоководного картирования, позволившего выявить тонкую тектоническую структуру отдельных элементов срединного хребта в Северной Атлантике и, в частности, трансформного разлома, идущего вдоль параллели 36° 57' с. ш. [ARCYANA, 1975], который оказался типичным грабеном с многоступенчатым погружением бортов (рис. 41), т. е. явной структурой растяжения. Более того, полигонное изучение зоны трансформного нарушения, проходящего близ о. Вознесения в Южной Атлантике, показало [«Ascension...», 1973] закономерное расширение разломной долины по мере удаления ее от оси хребта (рис. 42).

Сейсмоакустическими исследованиями в пределах этой долины установлена структура грабена, ширина которого также

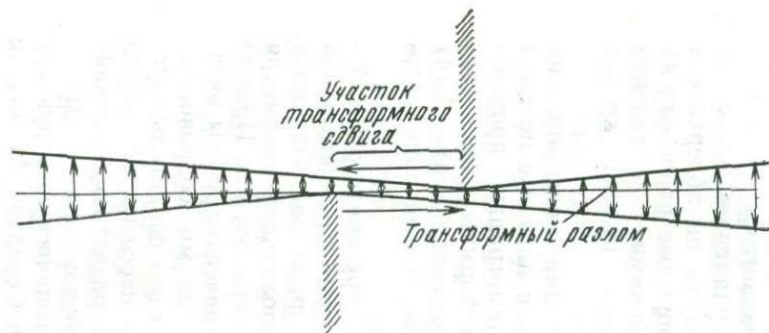


Рис. 40. Модель поперечной зоны нарушения срединного хребта с позиций расширяющейся Земли. Заштриховано — срединная долина

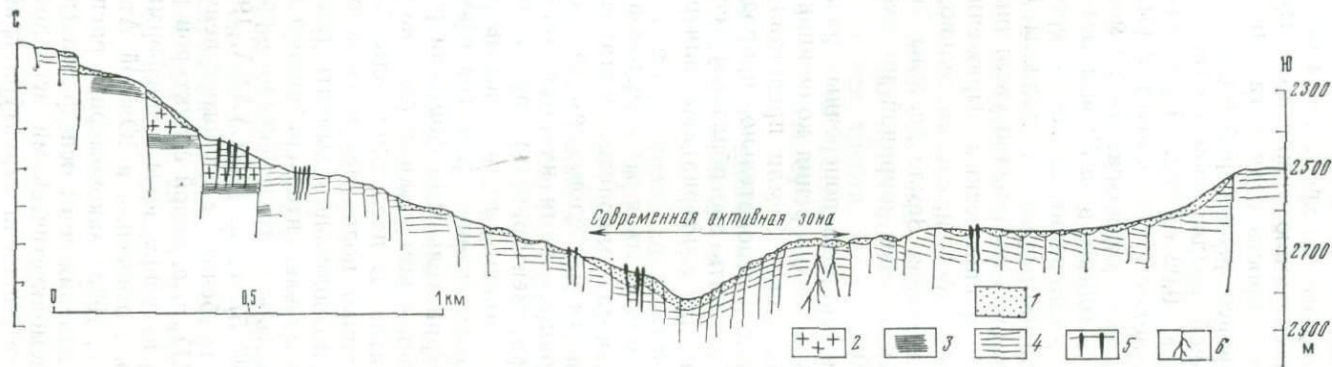


Рис. 41. Структура трансформного разлома в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. Разлом проходит вдоль параллели  $36^{\circ} 57'$  с. ш., профиль пересекает его вкрест.

1 — литифицированные осадки и склоновые брекчии; 2 — массивные долериты; 3 — полосчатые долериты; 4 — потоки базальтовых лав; 5 — дайки; 6 — гидротермалиты

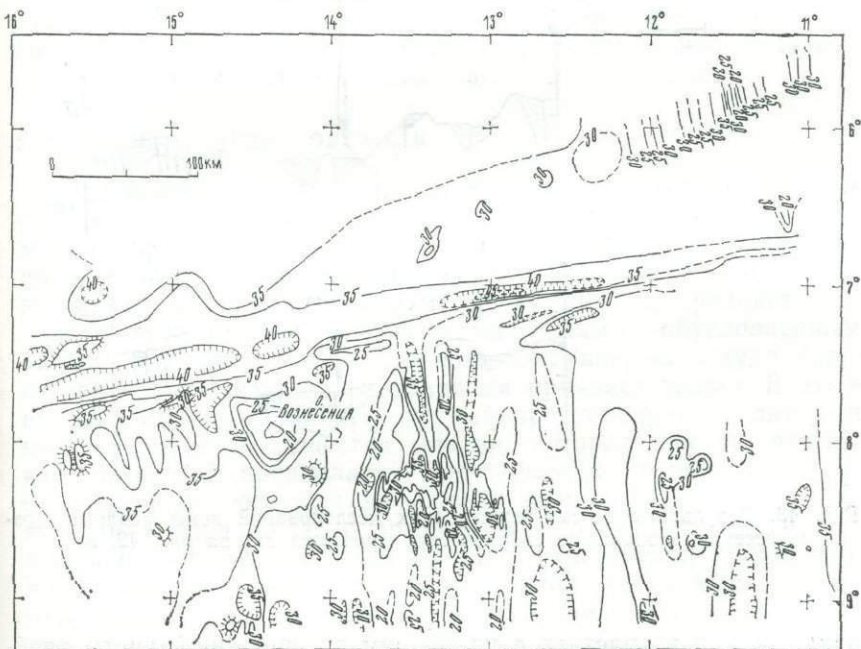
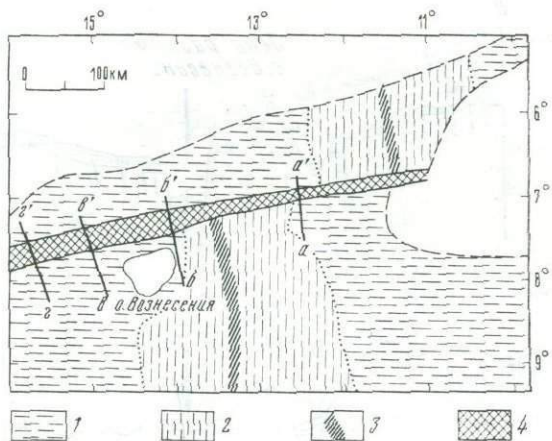


Рис. 42. Положение полигона и его батиметрическая схема, отражающая расширение разломной долины с удалением от оси хребта. Горизонталы проведены через 500 м (глубины даны в сотнях метров)

1 — склон хребта; 2 — осевая зона хребта; 3 — срединная долина; 4 — зона разлома

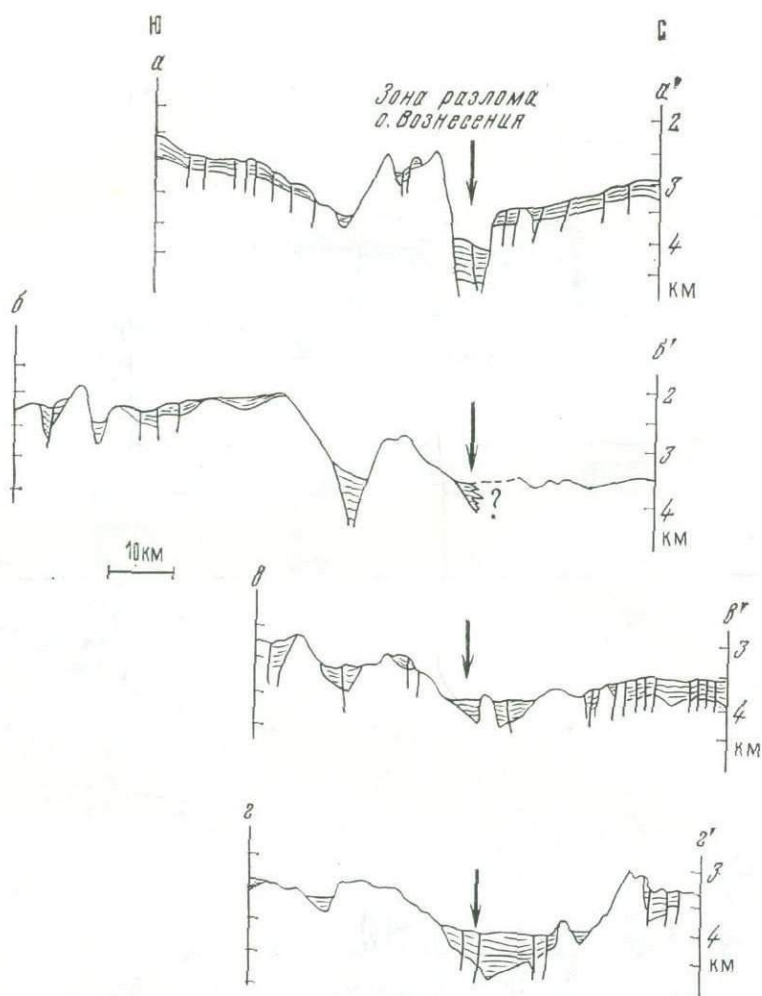


Рис. 43. Результаты сейсмо-акустических исследований зоны разлома Вознесения. Положение сейсмических профилей см. на рис. 42, а

закономерно возрастает с удалением от срединной части хребта (рис. 43). Наконец, магнитометрия выявила полосовые аномалии, идущие вдоль нарушения и постепенно расходящиеся на все большее расстояние друг от друга (рис. 44) согласно с расширением долины и грабена. Все эти данные можно считать свидетельством раздвиговой природы поперечных разломов (за пределами трансформного участка) и постепенного увеличения

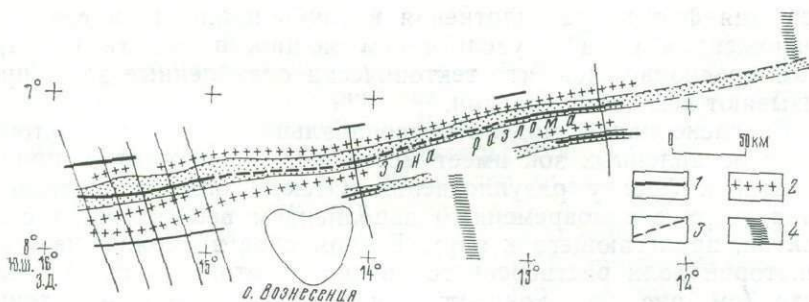


Рис. 44. Магнитные аномалии зоны разлома Вознесения.

1 — отрицательные аномалии; 2 — положительные аномалии; 3 — экстраполяция; 4 — срединная долина

в них зияния\*. Таким образом, структурные особенности трансформных нарушений согласуются с концепцией расширения Земли и противоречат идеям тектоники плит.

Очевидно, что исследования трансформных разломов следует всемерно развивать, поскольку обнаружение продольной составляющей в спрединге океанического дна может подорвать основу новой глобальной тектоники.

## 2. МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ОКЕАНОВ

Перейдем к рассмотрению динамики развития океанов на основе новой геохимической модели Земли. Поскольку наша модель предусматривает значительное (возможно, многократное) увеличение объема планеты, то в самом общем виде океаны можно считать структурами растяжения, а срединные их части — тектонически ослабленными зонами, обусловленными расширением планеты. Здесь возникает вопрос, откуда берется вещество для заполнения зияния при растяжении. Возможны два крайних варианта: первый предусматривает латеральное перемещение вещества мантии, которая как бы растягивается; второй предполагает вертикальное перемещение вещества, появляющегося на фронте разуплотнения в процессе дегазации ядра. Обычно принимают средний вариант, но мы вынуждены положить в основу наших построений второй вариант, поскольку именно он соответствует результатам эксперимента, позволяющего связывать генерализацию структур растяжения и объединение их в итоге в единую глобальную рифтовую систему с расширением Земли путем постепенного пере-

\* При разборе модели образования океана с позиций изначально гидридной Земли (см. раздел 2) будет показана возможность протрузивного выжимания по тектонически ослабленным зонам узких и протяженных блоков кристаллических пород, что должно усложнять структуру растущих грабенов поднятиями типа горстов.

мещения фронта разуплотнения в глубь планеты (в связи с разложением ядра и увеличением мощности мантии). При этом предполагается, что тектонически ослабленные зоны пронизывают всю толщу мантии.

Согласно нашей модели первоначальное появление тектонически ослабленных зон имеет место в подошве мантии, прилегающей к фронту разуплотнения. Отсюда они распространяются вверх с одновременным заполнением веществом из слоя мантии, прилегающего к ядру. В этом слое возможно наличие некоторой доли растворенного (в виде протонного газа) водорода (см. рис. 26), концентрация которого уже недостаточна для уплотнения металлов, но, по-видимому, все еще способна обеспечить резкое снижение вязкости, обусловленное облегчением диффузионной подвижности атомов металлов под влиянием внедренных протонов, т. е. обеспечить эффект пластического течения вещества. Наличие этого пластического слоя в подошве мантии подтверждается геофизическими данными, свидетельствующими о заметном снижении скоростей прохождения сейсмических волн в зоне, непосредственно примыкающей к ядру [Bolt, 1973] и имеющей мощность 100—200 км.

Таким образом, глубинные процессы, приводящие к образованию океанов, в свете нашей концепции сводятся к заложению зоны растяжения на подошве мантии (над фронтом расширения планеты), по которой в виде диапира выдавливается пластичное вещество — металлы, «сжиженные» (или пластифицированные) протонированным водородом, — из оболочки, окружающей ядро Земли, в верхние геосферы.

Рассмотрим характер взаимодействия зоны растяжения и глубинного диапира, идущих от подошвы мантии, с внешней силикатно-окисной оболочкой. Наличие астеносферы (слоя с пониженной вязкостью) внутри силикатно-окисной оболочки предопределяет различный характер деформации этой геосферы на различных горизонтах. В пределах астеносферы должны быть преимущественно пластические деформации (вязкое течение), тогда как выше и ниже этого слоя, где вязкость резко повышается, видимо, происходит заложение тектонически ослабленных зон. Растяжение надастеносферного слоя приводит к формированию структуры рифта. Растяжение в нижней части оболочки сопровождается внедрением металлического диапира, верхняя часть которого со временем перерождается в силикаты под влиянием выноса кислорода водородными струями из более глубоких недр планеты\*.

---

\* Зона, питающая диапир, по всей вероятности, не потеряла первичного содержания кислорода, поскольку она не подвергалась длительной продувке водородом, как более высокие горизонты мантии. В то же время вещество диапира содержит какую-то концентрацию водорода, истечение которого непременно должно вызывать перераспределение кислорода и накопление его в верхней части диапира, что определяет силикатизацию.

Однако следует учитывать эпизодичность разрастания океанического ложа. Резкие перепады в мощности осадков, выявленные сейсмическими исследованиями, свидетельствуют [Ewing, Ewing, 1967] о перерывах в спрединге в течение значительных интервалов времени. В пользу эпизодичности разрастания океанического ложа свидетельствуют также палеомагнитные данные. Координаты палеомагнитных полюсов для пород различных континентов в течение юры и мела совпадают на протяжении длительных периодов. На этом основании исследователи [Grommé, Merrill, Verhoogen, 1967] предполагают, что время, приходящееся на этапы расширения, вероятно, меньше времени пребывания поверхности Земли в стационарном состоянии.

Эпизодичность разрастания океанического ложа позволяет считать, что проникновение металлов в виде диапиров в тектонически ослабленную зону осуществляется периодически (синхронно с этапами расширения) и чередуется со стационарными этапами, в течение которых внедренные металлы (силициды) трансформируются в силикаты. Динамика этого процесса представляется следующей. На этапе расширения планеты происходит заложение тектонически ослабленной зоны, в которую в виде клина нагнетается пластичный материал (интерметаллические соединения — силициды) из глубин мантии. Интерметаллические соединения этого клина постепенно, благодаря привнесу кислорода из недр планеты, перерождаются в силикаты. Затем следующий этап расширения — и новообразованный (силикатный в верхней части) клин «рвется» примерно пополам, а в тектонически ослабленную зону нагнетается следующая порция силицидов, которая в свою очередь в верхней части постепенно трансформируется в силикаты, и т. д. Таким образом, заложение рифта и дальнейшее расширение этой структуры (рис. 45) сопровождаются, с одной стороны, растяжением древней силикатной оболочки планеты, которая как бы выползает из-под краев континентов и является основой для формирующейся океанической коры, а с другой — формированием нового силикатного «матраса», выстилающего структуру океана по подошве силикатно-окисной оболочки.

Следует отметить, что океан, согласно нашей модели, на первых этапах развития («детская» стадия) представлял собой простую и, видимо, мелководную впадину. Эта структура сохранялась до тех пор, пока не нарушалась сплошность астеносферы. Однако как только астеносфера теряла сплошность и переставала экранировать формирующийся на глубине силикатный матрас, структура океана изменялась и в его осевой части начинало воздыматься срединное поднятие. Это парадоксальное утверждение (в зоне растяжения появляется не грабен, а хребет) базируется на том, что трансформация силицидов в силикаты должна сопровождаться двукратным увели-



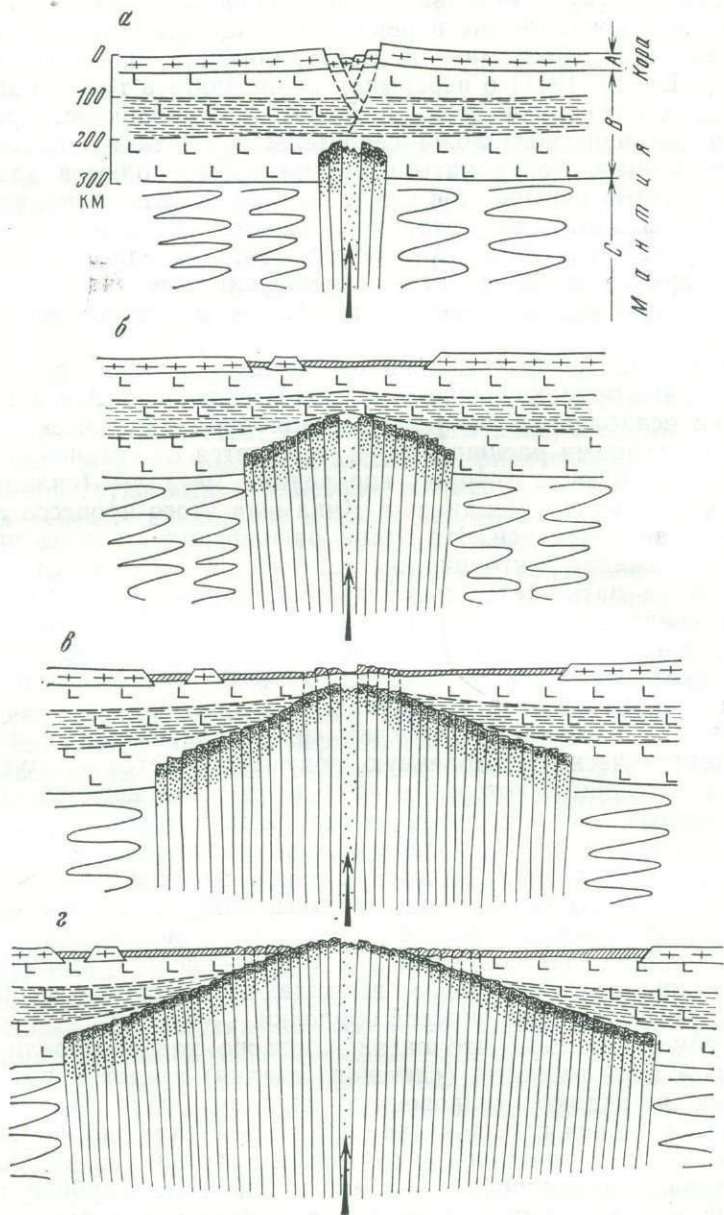


Рис. 45. Модель образования и развития океана в свете гипотезы изначально гидридной Земли.

Стадии: а — «эмбриональная», б — «детская», в — «юная», г — «зрелая». Плотным крапом показана зона, в которой интерметаллические силициды превращены в силикаты

чением объема\*, а также на вполне очевидном допущении, что «зияние» при растяжении на данном этапе компенсируется преимущественно нагнетанием вещества снизу. (На более ранних стадиях оно компенсировалось в основном растяжением и угонением силикатно-окисной мантии). Двукратное увеличение объема внедренных металлов при их силикатизации, которая протекает в стационарные этапы (когда расширение отсутствует), непременно должно сопровождаться воздыманием новообразованных блоков силикатного матраца в виде протрузий. На «юной» стадии развития эти блоки еще не достигают поверхности, однако они могут выдавливать блоки вышележащей древней мантии, формируя из них срединное поднятие.

На последней стадии силикатный матрац выходит на поверхность и океан вступает в «зрелый» этап развития. Изменений в структуре океана больше не предполагается, однако возможно увеличение его размеров за счет спрединга в осевой части в поперечном к хребту направлении и нарастания раздвиговой составляющей в трансформных разломах по простиранию хребта. Предполагаемая глубинная структура океана, соответствующая зрелой стадии развития, изображена на рис. 46.

Модель океана, приведенная на рис. 45, представляет собой геометрически идеализированный вариант. Можно предположить — и наши построения не исключают вероятности этого, — что растяжение в срединной части океана приводит к заложению не одной, а нескольких (параллельных или ветвящихся) тектонически ослабленных зон, в которые нагнетаются силициды, перерождающиеся затем в силикаты. В этом случае трудно ожидать единую срединную долину; видимо, рифтовых долин будет несколько. Кроме того, трансформация силициды — силикаты, протекающая подо дном рифтовых долин, по-видимому на глубине нескольких километров\*\*, осуществляется в результате привноса кислорода из более глубоких недр планеты потоками протонированного водорода.

Выше было показано (см. гл. VI, раздел 4), что поток водорода (даже если он изначально равномерен по плотности) обязательно должен разбиться на отдельные локальные, но более мощные потоки, т. е. должен приобрести «струйный» характер. Следовательно, и подача кислорода будет осущест-

---

\* Плотность силицидов примерно равна  $3,1 \text{ г/см}^3$ . Плотность образующихся силикатов (оливинов, пироксенов) имеет тот же порядок, но силикаты содержат до 45 вес. % кислорода, поэтому примерно в два раза должны увеличиваться в процессе силикатизации объем вещества.

\*\* При обсуждении геофизических особенностей осевых зон океанов будет обоснована невозможность выведения металлического диапира непосредственно на поверхность планеты, что обусловлено резким увеличением вязкости и жесткости (вместо пластичности) насыщенных водородом металлов в условиях небольшого всестороннего сжатия.

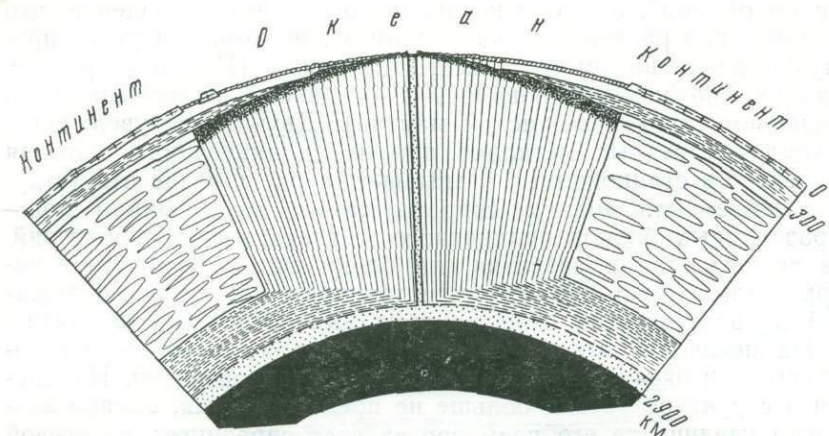


Рис. 46. Глубинная структура океана на «зрелой» стадии развития с позиций гипотезы изначально гидридной Земли.

Подшоша силикатно-окисной оболочки под континентом залегает на глубине около 350 км, под океаном в срединной части — на глубине около 10 км

вляться отдельными струями, и соответственно изолированными столбами или гребнями (в зависимости от формы струй) будут воздыматься протрузии новообразованных силикатных блоков в пределах рифтовых долин. Но поскольку скорость диффузии водорода в металлах намного выше, чем в силикатах, потоки водорода время от времени вынуждены пробивать новые пути там, где еще не прошла силикатизация. Соответственно в этих местах будут воздыматься новые блоки протрузий. Цель обсуждения этих деталей показать, что наша модель образования океанов не может дать ту геометрическую строгость и упорядоченность рельефа срединно-океанических хребтов, которая отражена на известных физиографических картах дна океанов. Наоборот, согласно нашим построениям, рельеф должен быть хаотичным, с чередованием положительных и отрицательных форм как вкрест хребта, так и по простиранию его. Детальная батиметрия отдельных полигонных участков, проведенная в последние годы, выявила именно эту неупорядоченность рельефа, положительные и отрицательные формы которого по простиранию сменяют одна другую, располагаясь кулисообразно [Пейве, 1975].

Согласно нашим построениям, возраст пород силикатного матраса, образующего срединный хребет, должен соответствовать возрасту самого хребта (как тектонической постройки). Однако определения абсолютного возраста показывают исключительно большой разброс цифр, в том числе значения в сотни и тысячи миллионов лет, которые совершенно не согласуются с концепцией спрединга, т. е. с данными о разрастании дна океана от срединной части хребта.

Эти данные по абсолютному возрасту могут быть обусловлены двумя причинами. Во-первых, в пределах хребта не исключены останцы действительно древней ультрабазит-серпентинитовой мантии, некогда расположенной под окраинными частями континентов и выведенной на поверхность океанического ложа в процессе растяжения внешних геосфер (мантия в отличие от коры более прогрета и поэтому способна к пластическому растяжению). Блоки такой мантии могли быть приподняты при протрузивных явлениях, сопровождающих образование хребта. Эта ситуация возможна в юную и зрелую стадии (см. рис. 45). Во-вторых, породы силикатного матраца, видимо, образуются метасоматически по древнему\* веществу мантии без существенного плавления (широкое плавление сделало бы невозможным возведение хребта).

В такой ситуации трудно ожидать полной потери радиогенного аргона и тем более других продуктов распада (изотопов свинца и стронция). Поэтому методы абсолютной геохронологии должны давать резко завышенные цифры возраста и большой их разброс, что отражает не тектоническую историю образования океана, а меру потери радиогенных изотопов (в процессе метасоматической силикатизации), накопленных за миллиарды лет существования Земли. Отсюда следует вывод о непременном наличии потока избыточного  $^{40}\text{Ar}$  в осевых частях срединно-океанических хребтов, над зоной силикатизации, предполагаемой на глубине. Такой поток наблюдается в действительности, в частности, на Восточно-Тихоокеанском поднятии [Fulkhouser, Fisher, Bonatti, 1968]. При этом, естественно, молодые и новейшие магматиты, возникающие в процессе становления хребта, также могут показывать завышенный «абсолютный» возраст, поскольку и магмагенерация и кристаллизация расплавов происходили в атмосфере избыточного  $^{40}\text{Ar}$ .

Обобщение материалов по драгированию и бурению дна Атлантического океана, проведенное А. В. Пейве, показало неожиданный результат: кристаллические породы, за исключением новейших базальтов, «... на всей площади Срединно-Атлантического хребта носят ярко выраженный характер деформаций сжатия, а не растяжения» [Пейве, 1975]. С точки зрения тектоники плит трудно было ожидать режима тектонического сжатия в обстановке спрединга, т. е. расширения океанического дна, обусловленного конвективными потоками в мантии, определяющими «эскалаторный» механизм разрастания океанической коры в осевой части хребта.

---

\* Поступающее из глубин мантии вещество в отношении радиогенных изотопов можно рассматривать в качестве системы, закрытой на протяжении исключительно длительного времени (от момента рождения планеты до этапа океанообразования, когда оно было выведено в осевую часть хребта и претерпело силикатизацию).

На основе нашей модели не возникает затруднений в объяснении этого парадокса, поскольку она предусматривает эпизодичность разрастания океана, т. е. чередование этапов растяжения с периодами стационарного состояния, во время которых происходит силикатизация внедренных снизу металлов. Силикатизация сопровождается резким увеличением объема и, следовательно, этот процесс может обеспечивать режим сжатия как самого блока, испытывающего силикатизацию и воздымающегося в виде протрузии, так и вмещающих его пород. При этом боковое давление способно вызвать интенсивный динамометаморфизм, который при достаточно высоком всестороннем давлении может обусловить формирование отмечаемых А. В. Пейве стресс-амфиболитов и сланцеватой плейчатости кристаллических пород, а в условиях меньшей глубинности — дробление, катаклаз и милонитизацию. Согласно нашей модели, каждый блок из силикатного матраца, участвующий в построении срединного хребта, когда-то проходил стадию протрузии, а затем находился непосредственно в контакте со следующим выпирающим блоком, оказывающим давление на боковые породы (в связи с резким увеличением объема в процессе силикатизации). Этим мы объясняем повсеместное воздействие интенсивного метаморфизма на кристаллические породы хребта.

В отличие от метаморфизма континентальных складчатых поясов данный метаморфизм не может быть локализован во времени, поскольку он не связан с каким-то единым актом диастрофизма, а постоянно сопровождает процесс формирования срединного хребта.

Следует также отметить, что движение протрузий в недрах хребта в условиях режима сжатия непременно должно сопровождаться меланжем, а резкая расчлененность рельефа на поверхности создает условия для формирования олистостром.

Регионально проявленный метаморфизм сжатия кристаллических пород хребта; наличие в его пределах блоков древней серпентинит-ультрабазитовой оболочки мантии; особенности развития структуры океанического ложа, которое долгое время существовало в виде простой впадины, без срединного поднятия; эпизодичность разрастания дна океана; накопление раздвиговой составляющей в трансформных разломах, свидетельствующее о продольном расширении хребтов, — все эти явления не могут быть объяснены на основе положений тектоники плит. Так, сторонники тектоники плит не придавали должного значения метаморфизму сжатия кристаллических пород в пределах хребта и эпизодическому характеру разрастания дна океана, поскольку они несовместимы с конвективным механизмом, приводящим плиты в движение. Модель образования океанов, вытекающая из гипотезы изначально гидридной Земли, хорошо согласуется со всем комплексом накопленных к настоящему

времени геолого-тектонических данных и позволяет увязать такие (казалось бы, несовместимые) явления, как растяжение и раздвиг в осевой части океана с возведением хребта и метаморфизмом сжатия.

Интересно отметить, что до недавнего времени данные построения вызывали резкую критику, поскольку, согласно предлагаемой модели океанообразования, осевая зона срединно-океанических хребтов непременно должна сопровождаться выходом струй водорода, которые не были известны. В настоящее время исследованиями В. И. Кононова, Б. Г. Поляка и др. в срединной зоне Исландии установлен поток водорода [Кононов, Поляк, 1974; 1975; Арнорссон, Кононов, Поляк, 1974], который считается глубинным (ювенильным), что подтверждается изотопным составом гелия в газотермах [«Изотопы...», 1974]. Данное открытие можно рассматривать как весьма существенное подтверждение правомерности наших построений.

При разборе причин и механизма геосинклинального процесса было заявлено, что океаническая структура может переродиться в геосинклиналь лишь в том случае, если растяжение не перешло некоторого предела. Это ограничение вытекает из сравнения схемы океанообразования (см. рис. 45) с моделью геосинклинального процесса (см. рис. 15), которое однозначно показывает, что океаническая структура может переродиться в складчатый пояс только в том случае, если масштабы раскрытия были ограничены этапом детской стадии. В более зрелые стадии развития океана происходит чрезмерное утонение силикатно-окисной оболочки планеты и разрыв сплошности астеносферы, что исключает возможность заложения как зоны заглатывания, так и астеносферной воронки, обеспечивающих тектоническое сучивание и последующий орогенез.

В плане предлагаемых построений зона раскрытия коры океанического типа в эвгеосинклиналих по ширине не могла превышать нескольких сотен километров. Однако следует учитывать, что в палеозое и в более ранние этапы жизни Земли меланократовый фундамент мог обнажаться на обширных площадях в связи с дрейфом континентов, возможность которого обоснована выше (см. гл. VI, раздел 5). В пределах указанных площадей не приходится предполагать ни чрезмерного утонения силикатной оболочки, ни разрыва сплошности астеносферы, и соответственно эти территории впоследствии могли быть охвачены геосинклинальным процессом. Кроме того, напомним, что наши построения допускают «зарастание» складчатыми поясами периферийных частей океанов (см. рис. 18, 19), поскольку в этих зонах присутствует астеносфера и, следовательно, возможно тектоническое сучивание.

Таким образом, только те океанические структуры не могут переродиться в геосинклиналь, которые обусловлены расшире-

нием планеты (но не дрейфом) и достигли зрелой стадии, характеризующейся формированием срединного поднятия в осевой зоне. Нам представляется возможным привлечь данное положение для объяснения того очевидного факта, что срединные части океанов (современных) и складчатые пояса разделены в пространстве.

### 3. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКЕАНОВ

Осевые части срединно-океанических хребтов отличаются аномальным тепловым потоком и осевой магнитной аномалией, интенсивность которой часто на порядок выше интенсивности соседних с ней магнитных аномалий. Кроме того, под осевой частью хребта отмечается линза так называемой коро-мантийной смеси, в которой скорости прохождения сейсмических волн изменяются от величин 7,0—7,8 км/с до типично мантийных значений — 8,2 км/с и больше. Отсутствие закономерности в расположении отражающих площадок не позволяет выделять обособленные низко- или высокоскоростные блоки. Гравиметрические исследования обнаруживают над хребтом глубокую отрицательную аномалию силы тяжести (в редукции Буге), минимум которой приходится на осевую зону срединного поднятия. Данная аномалия свидетельствует о пониженной плотности коро-мантийной смеси, в моделях различных авторов она оценивается в пределах 3,05—3,15 г/см<sup>3</sup>. Сейсмические исследования показывают, что глубина залегания коро-мантийной смеси подо дном хорошо выраженных рифтовых долин в ряде случаев не превышает нескольких километров (рис. 47).

Все перечисленные геофизические особенности в настоящее время принято связывать с крупными, еще не остывшими интрузивами ультраосновных пород, внедренными в осевые части хребтов. Высокая их температура объясняет тепловые потоки и разуплотнение, вызывающее снижение скоростей прохождения сейсмических волн и отрицательные аномалии силы тяжести. Однако, чтобы обеспечить наблюдаемое разуплотнение, температуры должны достигать примерно 1000°С. Тогда возникает вопрос, с чем связаны осевые аномалии магнитного поля. При таких температурах, значительно превышающих точку Кюри\*, магнитная восприимчивость пород равна нулю и версия «горячих интрузивов» поэтому представляется весьма сомнительной. Более того, интенсивность осевой магнитной аномалии почему-то резко (в несколько раз или на порядок) уменьшается, когда она делится пополам в процессе разрастания дна океана.

---

\* Для магнетита точка Кюри соответствует 578°С. Примеси титана, магния, алюминия, обычно присутствующие в природных магнетитах, резко снижают точку Кюри.

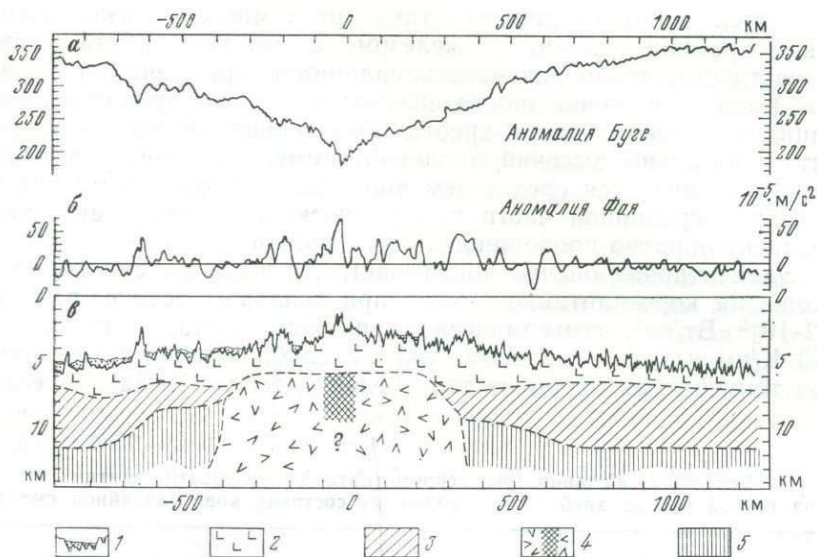


Рис. 47. Разрез земной коры (в) и кривые силы тяжести (а, б) Срединно-Атлантического хребта на широте около 33° [Уэрзел, 1970].

1 — рыхлые отложения; 2 — фундамент (второй слой); 3 — океанический (третий) слой; 4 — разуплотненная мантия со скоростями 7—7,3 км/с (штриховкой показана зона, где зарегистрированы скорости порядка 8,2 км/с и выше. Знак вопроса — отсутствие данных о вертикальной протяженности зоны высоких скоростей); 5 — мантия со скоростями 8,2—8,4 км/с

С удалением от оси хребта также резко (на порядок) уменьшается и тепловой поток. Весьма вероятно, что указанные явления обусловлены одной причиной, но связывать падение магнитной восприимчивости с охлаждением вещества представляется абсурдным, так как зависимость этой характеристики от температуры имеет противоположный характер. Остается предполагать присутствие именно в осевой зоне хребта некой магнитоактивной субстанции, которая в процессе спрединга перерождается таким образом, что при этом происходит резкое падение магнитной восприимчивости и уменьшение теплового потока. Объяснить эти геофизические особенности исходя из силикатного сложения всей мантии представляется затруднительным.

Наша модель, предполагающая подъем металлической мантии в осевых частях хребта, позволяет дать интерпретацию геофизических особенностей этих зон. Интерметаллические соединения (силициды) относятся к классу полупроводников, которые по физическим свойствам (электропроводности, теплопроводности и др.) являются промежуточными между типичными металлами и типичными диэлектриками. Это связано с сохранением доли металлической связи наряду с установлени-



ем связей ионно-ковалентного типа при химическом взаимодействии кремния с магнием, железом и другими металлами. В частности, теплопроводность силицидов примерно на порядок выше, теплопроводности силикатов, и поэтому подъем силицидов в осевой части хребта обязательно должен обеспечить аномально высокий тепловой поток, который в данном случае не является следствием аномально высоких температур в недрах срединной части хребта, поскольку геотермический градиент обратно пропорционален теплопроводности.

Элементарная оценка показывает, что в случае силикатного сложения коро-мантийной смеси при тепловом потоке, равном  $4,2 \cdot 10^{-5}$  Вт/см<sup>2</sup>, геотермический градиент составит примерно 150 К/км и, таким образом, уже на глубине первых километров температура превысит точку Кюри (табл. 8). Однако если

Таблица 8

**Вертикальный диапазон ферромагнитной активности мантии под осевой частью хребта при различных составах коро-мантийной смеси**

Характеристики	Состав коро-мантийной смеси	
	Силикаты	Силициды
Тепловой поток, Вт/см <sup>2</sup>	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$
Теплопроводность*, Вт/см·К	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$
Геотермический градиент, К/км	145	35
Точка Кюри**, °С	350 (природный магнетит)	700 (сплавы железа с кремнием)
Возможный диапазон ферромагнитной активности в мантии, км	2,5	20

\* Теплопроводность силикатов определена как среднее арифметическое теплопроводности дунитов и габбро при 200°С [Кларк (мл.), 1969]; для силицидов принята величина теплопроводности соединения MgSi в интервале температур от 200 до 600 К [Могилевский, Чудновский, 1972]; теплопроводность железо-кремниевых сплавов существенно выше. Теплопроводность полупроводников с повышением температуры возрастает, а силикатов с повышением температуры падает (в интервале до 1000°С).

\*\* Точка Кюри для чистого железа фиксируется при 770°С, добавки кремния снижают ее до 700°С, однако добавки кобальта, например, могут резко повышать эту точку.

мантия в осевой части сложена не силикатами, а силицидами (интерметаллами), теплопроводность которых примерно на порядок выше, то соответственно на порядок уменьшается геотермический градиент и, например, температура в 700°С, соответствующая точке Кюри для сплавов железа с кремнием, будет достигнута на глубине первых десятков километров (см. табл. 8). Таким образом, в случае силицидного (кремний-металлического) состава коро-мантийной смеси, которая в виде диапира нагнетается подо дно рифтовых (срединных) долин, высокий теп-

ловой поток осевой зоны хребта должен быть сопряжен с интенсивной магнитной аномалией. Однако по мере трансформации силицидов в силикаты теплопроводность и магнитная восприимчивость резко падают. В этой связи становятся понятными уменьшение теплового потока и падение интенсивности магнитной аномалии при разрастании океанического ложа, поскольку оно сопровождается силикатизацией внедренных по оси хребта интерметаллических соединений.

Таким образом, аномально высокий тепловой поток и осевую магнитную аномалию срединной части хребтов наша модель связывает с проникновением из глубин мантии в близповерхностные горизонты интерметаллических силицидов в процессе разрастания океанического дна, обусловленного расширением Земли. Струйный характер истечения водорода, определяющий неравномерное развитие силикатизации во внедренных металлах, может служить причиной отсутствия в ряде случаев характерной осевой магнитной аномалии (в тех местах, где силикатизация прошла достаточно полно).

Для интерпретации гравиметрических данных по океанам и особенностей скоростного разреза мантии был изготовлен сплав из кремния, магния и железа, взятых в земной пропорции, определенной на основании процесса магнитной сепарации (см. табл. 4)\*. Поскольку данный состав не менее чем на 90 вес. % отвечает составу интерметаллической мантии, то полученный сплав по плотности и скоростям прохождения сейсмических волн должен достаточно близко соответствовать коро-мантийной смеси.

В лаборатории высоких давлений Института физики Земли АН СССР для данного образца были определены сжимаемость и скорости прохождения сейсмических волн в диапазоне давлений до  $27 \cdot 10^8$  Па (рис. 48). Согласно полученным результатам в области давлений  $(2-2,5) \cdot 10^8$  Па (что соответствует глубинам 6—7 км, на которых залегает кровля коро-мантийной смеси) плотность сплава составляет  $3,06-3,07$  г/см<sup>3</sup>, а скорость — 7 км/с. С глубиной эти характеристики возрастают и при давлении  $11 \cdot 10^8$  Па (глубина примерно 35 км) плотность становится равной  $3,1$  г/см<sup>3</sup>, а скорость прохождения сейсмической волны — 7,6 км/с. Полученные значения полностью соответствуют скоростям прохождения сейсмических волн в коро-мантийной смеси и ее плотности. Однако в пределах линзы коро-

---

\* В пересчете на 100% сплав содержал (в вес. %): кремния — 51, магния 35,5 и железа — 13,5. Навеска изготовлена из порошков металлов, плавление проводилось в алуидовом тигле электровакуумной печи при степени разрежения порядка  $10^{-5}-10^{-4}$  133,3 Па. Температурный режим: нагрев до  $1600^\circ\text{C}$  — 2 ч (с задержкой в области плавления магния на 0,5 ч), выдержка при  $1600^\circ\text{C}$  — 5 мин, охлаждение — 2 ч. В целях предупреждения разбрызгивания навески плавление проводилось под плотной крышкой, а для уменьшения пористости образец подвергался повторному плавлению.

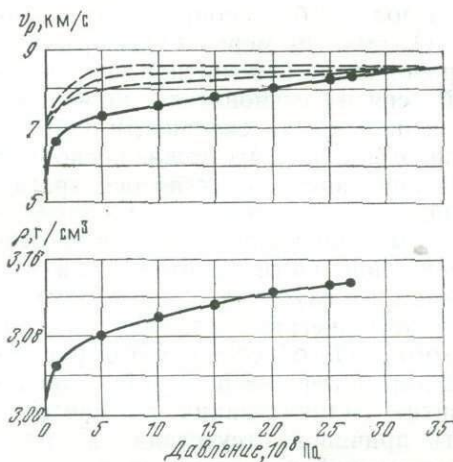


Рис. 48. Скорости прохождения сейсмических волн и характер уплотнения железомагний-кремниевое сплава, определенные экспериментально в диапазоне давлений до  $27 \cdot 10^8$  Па — жирная линия. Тонкий пунктир — скорости прохождения сейсмических волн в мантийных ультрабазитах, определенные до давлений  $17 \cdot 10^8$  Па [Воларович и др., 1971 г.]. Продолжения линий за пределы указанных давлений — экстраполяция

мантийной смеси обнаруживаются отражающие площадки с резко повышенными граничными скоростями сейсмической волны, величина которых варьирует от 8,0—8,2 км/с, вплоть до значений порядка 9 км/с [«Исследования...», 1972]. Такие повышенные скорости, по нашей модели, связаны с потоками водорода в линзе коро-мантийной смеси, присутствие которого вызывает резкое изменение физических свойств металлов. При насыщении водородом металлы (все без исключения) теряют упругость и способность к пластическим деформациям, становятся жесткими, хрупкими, увеличивается их твердость (железо, насыщенное водородом, царапает стекло и его можно раздробить в тонкий порошок) [Галактионова, 1967 и др.]. Данные изменения физических свойств сопровождаются увеличением модуля Юнга, и, следовательно, в наводороженных металлах (и сплавах) должны возрастать скорости прохождения сейсмических волн.

Выше мы отмечали пластичность металлов, насыщенных протонированным водородом, и приводили в качестве аргумента пониженные скорости прохождения сейсмических волн в подошве мантии, т. е. в зоне питания глубинных диапиров, из которой они нагнетаются в осевые части срединных хребтов. Здесь же мы рассмотрим свидетельства обратного явления — уменьшения пластичности и увеличения под влиянием водорода скоростей прохождения сейсмических волн в металлах. Это полярно противоположное воздействие водорода объясняется разными внешними условиями, в которых оно реализуется, и прежде всего различиями в давлении (всестороннем или гидростатическом сжатии). В условиях высокого и сверхвысокого всестороннего сжатия (десятки и сотни килобар) все несплошности кристаллических решеток (вакансии, дислокации, грани-

цы зерен) будут иметь ничтожный объем, поскольку это отвечает наиболее выгодному энергетическому состоянию. Окклюдируемый металлами водород в таких условиях должен находиться исключительно в виде протонного газа, что определяет повышенную пластичность и возможность вязкого течения в связи с понижением энергии активации диффузии в металлах и сплавах (под влиянием внедренных протонов). В условиях низких давлений в близповерхностных горизонтах кристаллических решеток осложняются плотными пространственными сетями дислокаций. По всей вероятности, появление поверхностей раздела в объеме металла создает возможность рекомбинации протонированного водорода до атомного состояния с последующей фиксацией рекомбинированных атомов в виде плотных адсорбционных слоев на внутренних поверхностях дислокаций. Происходит своеобразное пассивирование дислокаций атомарным водородом, отчего они становятся плохо проницаемыми для диффундирующих атомов металлов. Таким образом, ограничивается подвижность дислокаций, в связи с чем металлы теряют упругость и пластичность, становятся жесткими и хрупкими\*.

Скорости прохождения сейсмических волн в силицидах меньше, чем в базит-ультрабазитах и эклгитах (см. рис. 48). Поэтому наша модель предполагает в сейсмическом разрезе мантии океана наличие низкоскоростного канала, своеобразие которого заключается в том, что он имеет исключительно резкую верхнюю границу (по подошве силикатно-окисной оболочки), тогда как нижняя отсутствует. Поскольку подошва силикатно-окисной оболочки постепенно погружается от оси хребта в сторону континентов, в этом же направлении должен погружаться волновод, связанный с границей силикаты—силициды, по которой происходит скачкообразное уменьшение скорости распространения сейсмической волны. Эти предполагаемые особенности скоростного разреза мантии океанов имеют место в действительности (рис. 49) и были установлены сейсмическими исследованиями в Тихом океане [Leeds, Knopoff, Kausel, 1974]. Авторы данной работы по аналогии со строением мантии континентов отождествили низкоскоростной канал с астеносферой. Однако такую интерпретацию, предполагающую резкий раздув и подъем астеносферы под осевыми частями океанического ложа почти до самой поверхности планеты, трудно согласовать с гравиметрическими исследованиями, установившими в пределах срединных хребтов региональные положительные изостатические аномалии силы тяжести, компенсация которых осуществляется на глубинах порядка 100 км [Гайна-

\* Проведенными экспериментами обнаружено, что гидрированный титан ( $TiH_{0,15}$ ), являющийся абсолютно хрупким в обычных условиях, при давлении  $6,5 \cdot 10^8$  Па становится значительно пластичнее чистого титана (не содержащего водорода).

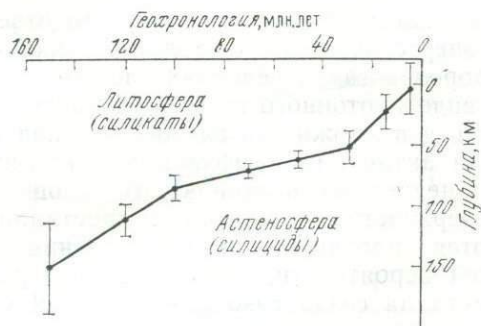


Рис. 49. Закономерное погружение волновода (низкоскоростного канала) с удалением от оси срединного поднятия в Тихом океане, по геофизическим данным [Leeds, Knopoff, Kausel, 1974].

Названия в скобках — наша интерпретация

нов, 1976]. Наличие подобных нарушений изостатического равновесия и большая глубина их компенсации больше свидетельствуют об отсутствии астеносферы, что согласуется с нашей моделью строения океанического ложа.

Кроме того, А. Лидс и соавторы [Leeds, Knopoff, Kausel, 1974], без обсуждения вероятной причины явления, указывают на возможное отсутствие низкоскоростного канала в древнейших частях океана, где литосфера достигает мощности 120 км и более. С нашей точки зрения исчезновение волновода при погружении подошвы силикатно-окисной мантии может быть обусловлено уравниванием скоростей прохождения сейсмических волн в силицидах и силикатах при повышении давления (см. рис. 48), поскольку градиенты возрастания скоростей с увеличением всестороннего сжатия в интерметаллических силицидах значительно выше, чем в силикатах. При этом экстраполяция кривых за пределы экспериментальных данных показывает полное уравнивание скоростей в силицидах и силикатах (мантийных эклогитах) при давлениях порядка  $(34-35) \cdot 10^8$  Па (см. рис. 48), что соответствует глубинам (120 км), на которых установлен по геофизическим данным «разрыв» волновода.

Сейсмическое исследование глубинной структуры осевой части Северной Атлантики [Francis, 1969] выявило резко аномальный характер отношения скоростей прохождения продольной волны к поперечной, величина которого в большинстве случаев превышала таковую в силикатах и варьировала в пределах от 1,92 до 2,56, что характерно для металлов [Пресс, 1969].

В зонах перехода от континента к океану (на побережьях атлантического типа) наблюдаются своеобразные аномалии магнитного поля, которые, по мнению исследователей [Bennett, Liliey, 1971], обусловлены резким уступообразным подъемом проводящей мантии со стороны океана. Наша схема предполагает уступ, образованный силикатным матрасом в мантии по границе континента с океаном (см. рис. 45). Струйный характер инфильтрации водорода позволяет предполагать

неравномерность процесса силикатизации и соответственно существование блоков неокисленных или не полностью окисленных интерметаллических соединений. Присутствие в силикатном матрасе высокопроводящей примеси обеспечивает (за счет так называемой примесной проводимости\*) высокую электропроводность этого вновь образованного слоя мантии, что может явиться причиной наблюдаемых местами береговых аномалий в геомагнитном поле.

Итак, мы показали, что модель формирования и глубинного строения океанического ложа, вытекающая из гипотезы изначально гидридной Земли, позволяет непротиворечиво истолковать известные в настоящее время геофизические особенности океанов. Следует также отметить, что проведенное сравнение плотностей и скоростей прохождения сейсмических волн в коромантийной смеси и в сплаве, состав которого определен на основе магнитной сепарации, является весьма строгой проверкой предлагаемой нами концепции.

#### 4. РУДНОЕ ВЕЩЕСТВО ОКЕАНОВ

Первые находки рудных конкреций из глубоководных океанических впадин относятся к концу XIX в. Однако лишь к 60-м гг. текущего столетия стало известно, что океаны богаты многими металлами. Глубоководные илы океана резко обогащены многими рудными элементами, а в пределах пелагических впадин (ниже уровня карбонатной компенсации), где осадки не разбавляются карбонатным материалом, дно океана выстилают железо-марганцевые конкреции, в которых степень концентрации многих ценных металлов еще выше (табл. 9) [Скорнякова, Андрущенко, 1970]. Во многих абиссальных впадинах конкреции образуют богатые рудные скопления, в которых запасы металлов (в расчете только на 1 м донных осадков) в десятки, сотни и тысячи раз превышают мировые ресурсы меди, никеля, кобальта, марганца на континентах [Менард, 1966]. Прослой, обогащенные конкрециями, неоднократно были обнаружены и в толще осадков при бурении дна океанов [Безруков, 1971], что увеличивает (вероятно, на порядок) запасы металлов в них, а также свидетельствует о существовании в геологической истории океанов эпох, в разной степени благоприятных для формирования и накопления рудного вещества [Скорнякова, Андрущенко, 1970].

В 60-х гг. на дне Красного моря выявлены впадины, заполненные горячими рудными илами. В наиболее крупной из них («Атлантис-1») придонный слой мощностью 200 м имеет температуру выше  $56^{\circ}\text{C}$ , а концентрация солей достигает 27%

\* Электропроводность FeSi на четыре-шесть порядков превышает электропроводность сухих силикатов.

Содержания элементов в осадках Тихого океана, вес. %

Элемент	1	2	3
Марганец	0,085	0,67	21,1
Железо	4,83	0,65	12,0
Кобальт	0,0013	0,011	0,31
Никель	0,0053	0,030	0,67
Медь	0,0048	0,040	0,43
Цинк	0,0095	0,020	0,71
Молибден	0,0001	0,0046	0,04
Свинец	0,002	0,011	0,10

Примечание. 1 — глинистые сланцы и современные мелководные глины, 2 — глубоководные илы, 3 — конкреции.

(соленость Красного моря — 4%). По описанию Г. Н. Батурина, это полужидкие илы очень ярких расцветок, в которых содержится более 50%  $H_2O$  и  $NaCl$ . После отмывки солей и высушивания они превращаются в рудный концентрат, содержащий до 45% железа, до 25% марганца, до 10% цинка, а также около 3% меди, 300 г/т серебра, 5 г/т золота [Батурин, 1970]. Эта уникальная находка послужила толчком для поисков аналогичного оруденения в других местах глобальной рифтовой системы. На гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия и Аравийско-Индийского хребта были обнаружены толщи рудных железо-марганцево-карбонатных осадков с богатой примесью свинца, цинка, меди и других элементов [Boström, Peterson, 1966; 1969; Батурин, 1971; Безруков, 1971 и др.].

Таким образом, в океане выявлены рудные скопления, превышающие на порядки (и даже на многие порядки) мировые ресурсы континентов по целому ряду металлов. Изучение океанов только началось, и в будущем, видимо, оценка их рудных запасов существенно возрастет.

Первоначально считали, что рудное вещество океана целиком зависит от сноса растворов и взвесей с континентов. Однако по мере выявления грандиозности этих рудных скоплений и установления тенденции к максимальному их проявлению на площадях океанического ложа, наиболее удаленных от материков, возникли предположения о том, что концентрации малых элементов в донных осадках слишком высоки, чтобы можно было объяснить их образование сносом с континентов [Coldberg, Arrhenius, 1958]. Расчеты геохимического баланса подтвердили это [Wedepohl, 1960; Arrhenius, 1963], в связи с чем обогащение донных илов и появление конкреций стали связывать в основном с привносом металлов вулканическими эксгаляциями, что представлялось весьма естественным, по-

сколькx становление океанических впадин сопровождается бурной вулканической деятельностью (особенно в Тихом океане). Однако специальные геохимические исследования показали на примере Тихого океана отсутствие генетической связи рудного вещества с продуктами вулканических эксплозий [Чердынцев, Кадыров, Новичкова, 1971; «Влияние...», 1975]. Более того, карты ореолов рассеяния в донных осадках железа и марганца [Скорнякова, 1970] и многих малых элементов [Бострем, 1971] показывают, что источник этих металлов находится не в центральной части Тихого океана, где наблюдается наиболее активный вулканизм, а в его юго-восточной зоне, для которой нехарактерна столь активная вулканическая деятельность. Судя по максимальным концентрациям, именно в срединной части Восточно-Тихоокеанского поднятия расположена «металлоносная» зона, протягивающаяся вдоль оси подводного хребта на тысячи километров (рис. 50). Здесь находится исключительно мощный источник металлов, за счет которого образуются на огромных площадях колоссальные рудные запасы.

Геохимические карты, составленные для Индийского и Тихого океанов, по мнению К. Бострема [1971], позволяют утверждать, что степень обогащения осадков железом, марганцем и некоторыми другими элементами максимальна в тех участках хребта, где наблюдаются наибольшие скорости разрастания (спрединга). Этот вывод подтвердила группа отечественных исследователей, показавших, что количество рудного вещества на дне океана прямо пропорционально тектонической активности района [«Геолого-геофизические...», 1976]. Несколько раньше [Boström, Peterson, 1969] была установлена в новейших осадках хребта приуроченность максимальных концентраций железа и марганца к зонам, отличающимся максимальным тепловым потоком. Комплексные минералого-геохимические и изотопные исследования проблемы рудного вещества в Тихом океане [«Origin», 1973] позволили связать его генезис с процессом формирования новой океанической коры в осевой части хребта. Однако базальты, пространственно ассоциирующие с рудными осадками, как правило, не обнаруживают ни признаков гидротермального изменения, ни повышенных концентраций металлов [«Red», 1973]. Следовательно, источник рудного вещества не связан непосредственно с процессами магмагенерации, а имеет иную природу.

В настоящее время еще недостаточно фактов для характеристики распределения рудного вещества океанов во времени. Полученные данные, видимо, свидетельствуют о том, что поступление рудного вещества в океаны в тех громадных количествах, которые отмечаются для современного этапа, началось в мелу, а возможно, лишь в кайнозое, т. е. со времени появления системы тектонически выраженных срединно-океанических хребтов.



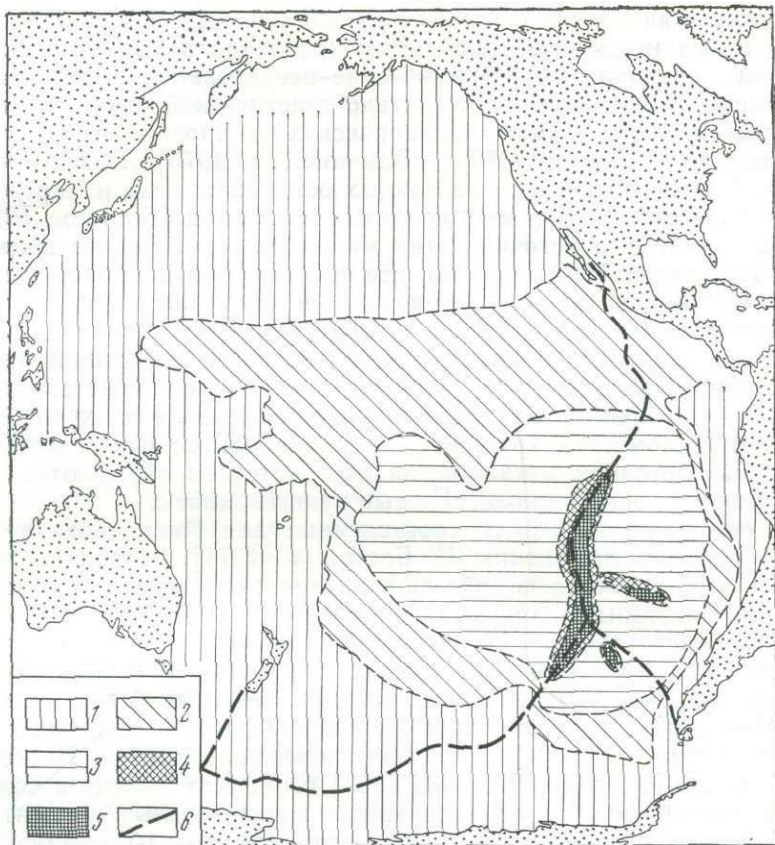


Рис. 50. Распределение марганца в поверхностном слое осадков. По данным Н. С. Скорняковой [1970].

Площади с содержаниями (в % на бескарбонатное вещество): 1 — 0,2—0,5 и меньше; 2 — 0,5—1; 3 — 1—3; 4 — 3—5; 5 — более 5%; 6 — рифтовая зона

Таким образом, в процессе разрастания океанов и особенно срединно-океанических хребтов происходит вынос громадных количеств целого ряда металлов. Явление это настолько значительное, что его должна обсуждать любая концепция, предусматривающая глобальный охват геологических событий планеты. Следует отметить, что в данном случае не может быть привлечен ни один из известных в настоящее время рудообразующих процессов. Чтобы объяснить появление этих неисчерпаемых запасов, требуется предположить совершенно грандиозный источник, на многие порядки превышающий по масштабам и эффективности все известные источники руд на континентах.

Наша концепция в качестве источника рудного вещества океанов предлагает рассматривать процесс силикатизации интерметаллических силицидов, идущий в недрах срединно-океанических хребтов. Интерметаллические соединения сохраняют значительную долю металлического типа связи и поэтому имеют способность к образованию разнообразных сплавов, а также твердых растворов внедрения или замещения. Поэтому силициды магния, железа и другие интерметаллы способны удерживать в решетках большие количества примесей разнообразных металлов (и, вероятно, металлоидов — фосфора, углерода, серы и др.). Силикаты, наоборот, не образуют сплавы с металлами, а их возможности в формировании твердых растворов сильно ограничены. Жесткость кремний-кислородных решеток силикатов (обусловленная жесткостью связи Si—O) препятствует образованию структур внедрения, а катионно-анионный характер кристаллического каркаса для многих элементов ограничивает возможность образования структур типа замещения по величине радиуса атомов, строению внешней электронной оболочки, электроотрицательности и т. п. Поэтому изоморфная емкость кристаллических решеток силикатов весьма мала.

Таким образом, перерождение силицидов в силикаты непременно должно сопровождаться выносом многих элементов, поскольку при этом процессе высвобождается целый ряд «лишних» (не входящих в число петрогенных) металлов и, вероятно, металлоидов, которые по своим свойствам не способны к широкому изоморфному вхождению в кремний-кислородные решетки.

Весьма примечателен также состав рудного вещества океанов: сидерофильные элементы — железо, марганец, кобальт, никель, ванадий; халькофильные — цинк, медь, свинец, серебро, золото. Основные рудные компоненты океанических осадков представлены элементами, обладающими малым сродством к кислороду, что, по-видимому, не случайно, так как процесс силикатизации происходит в результате привноса кислорода и при этом должны высвобождаться прежде всего элементы, имеющие малую энергию кислородной связи\*.

Поступление рудного вещества на поверхность планеты, согласно нашей модели, должно проявиться в полной мере лишь в зрелой стадии развития океана, когда уже сформирован срединный хребет и перерождение интерметаллических соединений в силикаты идет в близповерхностных условиях, непосредственно

---

\* Поясним данный тезис простым примером. Никель и алюминий образуют интерметаллическое соединение NiAl, плавящееся при температуре 1640°С без разложения. Интересно, что взаимодействие этих металлов при 1300°С протекает со взрывом. Однако при достаточной активности кислорода пойдет реакция  $\text{NiAl} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Ni}$ , поскольку сродство к кислороду (энергия кислородной связи) алюминия намного выше, чем никеля.

редственно подо дном рифтовой долины. В начальные этапы зона силикатизации располагается на глубине более 100 км и экранируется астеносферой, которая препятствует длительному существованию тектонически ослабленных зон, играющих роль рудовыводящих структур. Отсюда следует постепенное сокращение масштабов проявления рудного вещества вниз по разрезу океанических осадочных толщ. Следовательно, бурение в океанах может выявить достаточно отчетливые временные рубежи для каждого океана, выше которых рудные осадки являются постоянным членом разреза, тогда как ниже они редуцированы. При этом данные рубежи должны быть близки по времени появления тектонически выраженных срединно-океанических хребтов. Проверка такого прогноза имеет определенное прикладное значение, поскольку если он подтвердится, то придется пересматривать металлогенические построения, основанные на участии рудного вещества в процессах рудогенерации в складчатых поясах (киммерийских, герцинских и т. п.).

Итак, наша концепция рассматривает рудное вещество океанов в качестве «отходов производства» при силикатизации интерметаллических соединений. Минеральный состав образующегося силикатного матраса рассмотрен в гл. VII разделе 4. Последующая серпентинизация, по всей вероятности, не влияет на распределение оставшихся в силикатах элементов-примесей [«Исследование...», 1972], кроме того, масштабы ее проявления несопоставимы с объемами трансформации силицидов в силикаты. Подъем металлической мантии по срединным зонам океанов, обусловленный расширением Земли, является глобальным процессом, поэтому не должна вызывать удивления грандиозность запасов металлов в океанах. Более того, изложенное выше позволяет утверждать, что горячие рудные илы Красного моря — явление не исключительное и аналогичная, еще не литифицированная минерализация может быть обнаружена в виде уникальных по запасам скоплений в осевых частях срединных хребтов. По-видимому, поисковые работы в этом направлении в ближайшие годы будут резко расширены. Наконец, сами интерметаллические соединения, залегающие местами на глубине нескольких километров (судя по геофизическим данным) могут представить интерес в будущем.

Следует отметить, что сравнительно неглубокое залегание интерметаллических силицидов трудно было согласовать с их отсутствием в осадках океанов, тем более, что осевые зоны хребтов характеризуются активным вулканизмом, при котором фрагменты металл-кремниевых соединений могли выбрасываться на поверхность и, претерпев закалку, сохраняться в осадках в метастабильном состоянии. В этой связи исключительную важность приобретают находки разнообразных металл-кремниевых силицидов в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия [Штеренберг, Васильева, 1979]. Разумеется,

автор полностью разделяет уверенность этих исследователей (основанную на обработке материала по другим районам) в том, что силициды «...будут встречены и на других участках дна, ... где наиболее активно проявляется тектоническая жизнь и сопутствующая ей магматическая деятельность». Легко видеть, что данные находки явились полной неожиданностью для традиционной точки зрения, тогда как наша концепция испытывала в них явную потребность.

## 5. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОН РИФТОГЕНЕЗА НА КОНТИНЕНТАХ

Следует обсудить также возможность проявления минерализации в зонах рифтогенеза, наложенных на континенты. Выше отмечено, что на стадии рифта астеносфера как бы экранирует процессы силикатизации, идущие на глубине. Однако вряд ли эффективность такого экранирования достигает 100%. Об этом, в частности, свидетельствует наличие рудной минерализации в Красном море. Кроме того, интерметаллические диапиры уже на стадии рифтогенеза, по всей вероятности, могут проникать местами в надастеносферные горизонты в виде отдельных языков. Это предположение подтверждают данные о существовании участков в рифтовых зонах с аномально высокой электропроводностью мантии на глубине 30—50 км, а местами на глубине 20 км, причем характер теплового потока не дает основания относить повышение проводимости за счет резкого подъема геозотерм [Рикитаке, 1972]. Следовательно, зоны рифтогенеза на континентах должны быть потенциально перспективны на весь комплекс металлов, встречаемых в рудном веществе океана (включая серебро и золото, которые растворяются в морской воде и поэтому отсутствуют в рудных осадках), поскольку силикатизация, протекающая в глубинных горизонтах, обогащает интертеллурический флюид рудными компонентами, которые в верхних горизонтах коры в благоприятных структурно-литологических условиях могут образовывать рудные месторождения.

В этом плане мы обратили внимание на западные районы США, под которыми «исчезает» Восточно-Тихоокеанское поднятие, обуславливая рифтогенез на обширной территории. Данная область, охваченная рифтогенезом, обладает рядом специфических особенностей глубинного строения коры и мантии. Под горными районами западной части США обнаружены пониженные значения скорости сейсмических волн в мантии ( $\approx 7,8$  км/с\* вместо 8,1—8,2 км/с), что указывает на некоторую

\* Согласно экспериментальным данным, скорость в интерметаллических силицидах на глубине 40 км, т. е. при давлении порядка  $(12,8-13) \cdot 10^8$  Па, составляет 7,8 км/с (см. рис. 48).

ее разуплотнение [Херрин, 1972]. Мощность коры здесь составляет всего 30—40 км и, следовательно, изостатическая компенсация осуществляется не за счет корней гор, что обычно характерно для складчатых поясов. По всей вероятности, возвышенный рельеф данной области связан с разуплотнением мантии и ее подъемом, что свойственно срединно-океаническим хребтам. Западная провинция США обнаруживает повышенный тепловой поток (порядка  $8,5 \cdot 10^{-6}$  Вт/см<sup>2</sup>) и имеются указания на то, что источник избыточного тепла расположен не в коре, а в верхней мантии [Симмонс, Рой, 1972]. Наконец, характер сейсмичности этой территории, по мнению специалистов [Вуллард, 1972], сходен с таковым в Восточно-Тихоокеанском поднятии. Перечисленные факты позволяют сделать заключение, что Восточно-Тихоокеанское поднятие, погружаясь под западные районы США, не исчезает бесследно и что процессы, свойственные срединному хребту, продолжаются и под континентом, но соответственно на больших глубинах. По существу приведенные геофизические данные подтверждают нашу модель формирования океанического ложа, поскольку они свидетельствуют об универсальности глубинного механизма океанообразования на всех стадиях этого процесса, что в свою очередь побуждает искать проявления рудного вещества (как «отходов производства» при силикатизации в глубинных горизонтах) и в континентальных рифтовых зонах.

В этой связи наше внимание привлекли кайнозойские золото-серебряно-полиметаллические (Pb-Cu-Zn) месторождения гидротермально-метасоматического типа, локализованные в западных районах США [«Рудные...», 1972], охваченных процессом рифтогенеза: рудные районы Центральный и Восточный Тинтик, Парк-Сити, Бингем в штате Юта; районы Ледвилл, Гилман и горы Сан-Хуан в штате Колорадо; район Пионч в штате Невада, Кер-Д'Ален в штате Айдахо, месторождения района Бьютт в штате Монтана и др. Отличительной чертой этих месторождений является повсеместное содержание железа и марганца, что проявляется в преимущественном развитии среди жильных минералов сидерита и его марганцовистой разновидности — мангансидерита, а также родохрозита и родонита. Жильные минералы марганца часто представляют промышленный интерес как дополнительный рудный компонент (например, месторождения района Восточный Тинтик), в ряде случаев были обнаружены огромные метасоматические тела чистого родохрозита, которые являются важным источником марганца (месторождения района Бьютт). Среди этих метасоматических тел и жил родохрозита, как правило, выявляются объемы, в которых марганец из карбонатов вытесняется железом.

Наши построения позволяют высказать предположение о возможной связи этих обогащенных марганцем и железом мес-

торождений (золота, серебра, свинца, цинка, меди) с процессом силикатизации интерметаллических силицидов в корневых частях зон рифтогенеза (см. рис. 45), тем более что данный тип минерализации в пространстве и во времени совпадает с явлением рифтогенного раздробления провинции.

В предисловии к книге «Рудные месторождения США» [1972] В. И. Смирнов отметил «отчетливо выраженный вкус ее авторов к магматогенному генезису рудных месторождений...». Однако при описании перечисленных выше рудных районов авторы этой книги в большинстве случаев вынуждены были отметить отсутствие прямой генетической связи рудного вещества с обнажающимися на поверхности интрузивами и «опустить» источник металлов в глубокие горизонты коры, связав его там с глубинным очагом магмагенерации или батолитом, который продуцирует и рудоносный флюид и магматиты, сближенные с ним в пространстве и во времени. Наша модель позволяет конкретизировать гипотетическое понятие «глубинный очаг», отождествляя его с языками глубинных диапиров интерметаллических соединений, внедрившихся по тектонически ослабленным зонам в подкоровые горизонты мантии, где они претерпевают трансформацию из силицидов в силикаты, в процессе которой интертеллурический флюид обогащается рудными компонентами. В данной трактовке источник металлов не требует огромных резервуаров магмы\*, якобы существовавших на глубине во время рудогенерации согласно магматогенной точке зрения. Следует отметить, что предположение о существовании батолитов под рудными районами трудно согласовать с отсутствием термального метаморфизма кайнозойского (миоцен-плиоценового) возраста в надинтрузивных зонах. По существу наши построения иллюстрируют тезис, высказанный Л. Н. Овчинниковым [1973], о том, что основным следствием принятия интертеллурических растворов как фактора рудообразования является «признание необязательной не только пространственной, но и генетической связи гидротермальных месторождений с интрузивами...». Данное положение следует учитывать при поисках аналогичных исключительно богатых месторождений в пределах других рифтогенных структур.

В последние годы выявлены многие особенности Байкальской зоны рифтогенеза, которая по характеру глубинного строения сходна с западными провинциями США. В частности, выявлена [«Строение...», 1973] аномальная зона в верхней мантии, ширина которой варьирует в пределах 200—400 км, где скорости сейсмических волн составляют 7,7—7,8 км/с, тогда

\* Процесс трансформации силицидов в силикаты не должен сопровождаться большими объемами плавления пород, поскольку теплопроводность интерметаллических силицидов на порядок выше теплопроводности силикатов. Это обуславливает отвод тепла из зоны реакции и рассеяние его в мантии, залегающей под силикатно-окисной оболочкой.

как на прилегающих участках скорости в мантии нормальные (8,1—8,2 км/с). Аномальная зона шире рифтовой, ее юго-восточная граница отстоит от оз. Байкал на 200—300 км и занимает секущее положение по отношению к крупным геологическим структурам древнего возраста. Байкальский рифт расположен над северо-западным краем аномальной зоны. Наблюдается также [«Сейсмический...», 1975] принципиальное сходство сейсмических разрезов верхней мантии под Байкалом и Провинцией Хребтов и Бассейнов (западные территории США). Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны, обладающий высокой степенью дифференцированности, явно повышен [Лысак, Зорин, 1976] и сопровождается проявлениями термальных вод. Результаты изотопных анализов газов термальных источников свидетельствуют о мантийном (подкоровом) составе изотопов гелия [«Изотопный...», 1976], что можно считать определенным указанием на подкоровую природу тепловых аномалий.

Таким образом, геофизические исследования выявили отчетливое сходство глубинного строения Байкальской рифтовой зоны с другими областями рифтогенеза и, в частности, с западными провинциями США, несущими богатую рудную минерализацию (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mn и др.) кайнозойского возраста, связанную, по нашему определению, с процессом рифтогенерации. Данное сходство при утверждении универсальности глубинного процесса, сопровождающего рифтогенез (внедрение интерметаллических диапиров и их силикатизация), позволяет рассматривать зону Байкальского рифта как потенциально перспективную в отношении минерализации, сходной с кайнозойским оруденением США.

## 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ПРОЦЕССА ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ

Расслоенность внешней геосферы на кору, рестит и гиполит (см. рис. 30) с весьма контрастным распределением в них калия, рубидия и соответственно радиогенного стронция непременно должна была обусловить в прошлом контрастный характер геохимии этих элементов на поверхности планеты Земли в зоне седиментогенеза в зависимости от процесса океанообразования, который (согласно предложенной модели, см. рис. 45) приводил к последовательному раскрытию все более глубинных горизонтов планеты. В этом плане открывается интересная возможность увязать модель образования океанических впадин и разрез внешней геосферы с эволюцией изотопного состава стронция и относительной распространенности калия в процессах осадконакопления на Земле.

Изотопный состав стронция современного океана постоянен и может рассматриваться как гомогенная смесь различных изотопных разновидностей стронция, поступающего при выветривании пород земной коры на данном этапе, и, таким образом,

отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в водах океана в какой-то мере отражает среднюю величину этого показателя в поверхностной оболочке планеты, подверженной эрозии. Очевидно, что «вклады» от выветривания древних гранитных пород ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,715$ ) и молодых вулканитов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704$ ) в прошлом могли иметь существенно различные пропорции в этой смеси, поэтому «... вполне вероятно, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане в прошлом изменялось» [Фор, Пауэлл, 1974]. Карбонаты кальция фиксируют изотопный состав стронция воды, из которой они осаждаются, и это позволило исследователям рассмотреть эволюцию данного геохимического критерия в прошлом планеты в ее поверхностных горизонтах.

Кривая, характеризующая эволюцию изотопного состава стронция в океане во времени, оказалась весьма причудливой (рис. 51), и на ней четко выделяются три кардинальные пертурбации, которые, очевидно, отражают существенные изменения лика Земли. Данные показывают экспоненциальное увеличение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в водах, омывавших планету в период от 3 до 1,1 млрд. лет назад, и экстраполяция этого отрезка кривой до настоящего времени приводит к современному значению изотопного отношения в континентальной коре. Однако в позднем докембрии, примерно на рубеже среднего и нижнего рифея, это отношение резко отклоняется от экспоненциальной зависимости (пертурбация А), что свидетельствует о появлении источника с низким изотопным отношением стронция, обнаженного на обширной площади. Г. Фор и Дж. Пауэлл [1974] связывают эту пертурбацию в процессах седиментогенеза с увеличением вклада стронция, поступающего за счет выветривания морских карбонатных пород. Нам же представляется возможным связать данное явление с началом активного океанообразования, в процессе которого происходили разрыв континентальной коры и обнажение на поверхности планеты реститового слоя мантии (см. рис. 45), имеющего низкую величину изотопного отношения стронция (см. рис. 32). Можно полагать, что обнажался не столько сам рестит, сколько его производные, преимущественно низкокальциевые толеитовые базальты, излияния которых в огромных масштабах сопровождали заложение океанических впадин.

Резкий «провал» кривой, приходящийся на конец палеозоя и начало мезозоя, и сменившее его еще более резкое возрастание отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  со второй половины мезозоя, до сих пор не привязаны к происшедшим геологическим событиям. Согласно нашим построениям, резкое снижение величины изотопного отношения стронция в океане можно связать с акселерацией процесса океанообразования в мезозойскую эру, когда происходило раскрытие Атлантической и Индийской молодых океанических впадин наряду с продолжавшимся расширением уже существовавшего к этому времени Тихого океана, т. е. имело ме-



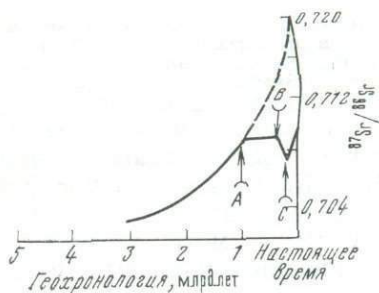


Рис. 51. Возможная эволюция стронция в океанической воде. Пунктиром показана экстраполяция первичного экспоненциального роста отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , приводящая к современному отношению в континентальной коре [Фор, Пауэлл, 1974]

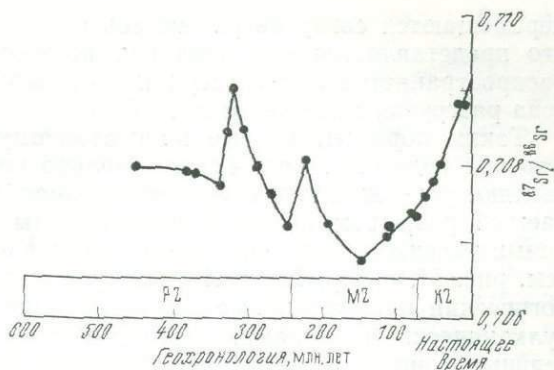
сто резкое увеличение обогащенности рестита, с чем можно связать пертурбацию В.

Акселерация океанообразования, связанная с расширением Земли, непременно должна была вызвать растяжение и в конечном счете разрыв слоя рестита в срединных частях ложа океанов (см. рис. 45), сопровождаемый подъемом и выходом на поверхность вновь образующегося силикатного матраса (метасоматическим путем по древнему веществу слоя С). Содержание рубидия в интерметаллических соединениях слоя С должно отвечать исходной концентрации этого элемента на планете и, следовательно, не может быть меньше, чем в гиполите. В связи с этим возможно резкое возрастание отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане (пертурбация С).

Таким образом, три пертурбации в эволюции изотопного состава стронция в морской воде, характеризующейся усредненной величиной отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для поверхностной оболочки планеты, подверженной эрозии, увязываются с обоснованным выше разрезом внешней геосферы Земли (см. рис. 30) при допущении связи океанообразования с расширением планеты.

Геохимиков очень заинтересовал «провал» кривой, отражающей изотопный состав стронция в мезозое. Более детальные исследования эволюции стронция в океане на этом отрезке времени подтвердили, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  было действительно значительно ниже в мезозое, чем в настоящее время и в конце палеозоя (рис. 52). При этом дополнительно выяснилось, что «спад» кривой осложнен резкими «всплесками» в карбоне и триасе, которые до сих пор также не нашли объяснения. Однако в системе наших построений данный факт получает четкое толкование. Заложение океанов, согласно предложенной модели, начинается с рифтогенного раздробления, охватывающего планету по узким, но глобально протяженным зонам. На данной стадии (см. рис. 45) не происходило существенного разрыва сплошности коры и обнажения рестита, а процесс силикатизации протекал в нижних горизонтах кремний-кислородной оболочки, т. е. заведомо в области гиполита. Поскольку раз-

Рис. 52. Вариации отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане в течение фанерозоя [Peterman, Hedge, Tourtelot, 1970]



грузка теплоносителя (потока водорода) осуществлялась в этих же горизонтах, то процессы магмагенерации, локализованные в зоне первичного, еще не дифференцированного мантийного субстрата, должны были продуцировать излияния эффузивов, имеющих высокое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , характерное для гиполита. В качестве примера современной структуры, находящейся на указанной стадии развития, можно назвать Западную рифтовую зону Африки с плиоцен-четвертичными вулканическими сериями щелочных (калиевых) трахибазальтов и трахиандезитов, в которых первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  повышается вплоть до 0,711. По мнению Г. Фора и Дж. Пауэлла, возникновение этих серий может быть объяснено «гипотезой частичного плавления очень примитивной мантии», иными словами, первичной, еще не дифференцированной мантии, т. е. по принятым нами терминам — гиполита. Появление обширных объемов вулканитов с высоким изотопным отношением стронция в связи с рифтогенезом в преддверии раскрытия новых океанических впадин (и обнажения новых площадей рестита) может вызвать кратковременный «всплеск» в содержании радиогенного стронция в морской воде, особенно, если учесть расчлененность рельефа рифтогенных зон, что весьма способствует ускоренной эрозии молодых эффузивов. В дальнейшем раскрытие океанической впадины приводило к разрыву сплошности коры и обнажению рестита, а также к подъему зоны магмагенерации из области гиполита в сферу рестита, что сопровождалось массовыми излияниями малокалиевых толеитов с низким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и вызывало падение относительной концентрации радиогенного стронция в морской воде.

Следует отметить, что заложению геосинклинальных трогов на самых начальных этапах часто сопутствуют излияния щелочных базальтов, которые затем достаточно быстро сменяются толеитами [Хераскова и др., 1979]. Это явление, по-видимому, имеет ту же природу, т. е. процессы магмагенерации в мантии

перемещаются снизу вверх (из зоны гиполита в зону рестита), что представляется естественным, поскольку зона растяжения распространяется снизу вверх и соответственно поднимается зона разгрузки теплоносителя.

Таким образом, данные по изотопному составу стронция в морской воде оказались исключительно информативными и позволяют утверждать, что процесс океанообразования, сопровождаемый разрывом континентальной коры и массовыми излияниями толеитов, начался в рифее примерно 1,1 млрд. лет назад (см. рис. 51, пертурбация А). По существу никакой другой геологический процесс, кроме заложения океана с его обильными вулканическими сериями, несущими стабильно низкие относительные концентрации радиогенного стронция, не способен вызвать подобный характер эволюции отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в масштабе всей планеты. По-видимому, только впадина Тихого океана может иметь этот возраст, и, следовательно, данные по изотопии стронция позволяют поддержать мнение П. Кропоткина, М. Муратова, Ю. Пушаровского, В. Хаина и других тектонистов, относящих заложение этой структуры к докембрию. Но бурение до сих пор не выявило в ее пределах осадков древнее средней юры. На первый взгляд этот факт согласуется с «тектоникой плит» и ее «эскалаторным» механизмом образования океанов на планете, имеющей постоянный объем. Многие исследователи разделяют данную точку зрения и полагают, что более древние осадки там отсутствуют, поскольку океаническое ложе периодически обновляется.

Однако следует учитывать, что базальты, подстилающие осадки, в большинстве случаев разбуривались лишь на первые десятки метров, и нет уверенности, что под ними не скрыты более древние осадочные образования, тем более что некоторые скважины пересекали базальты и вновь входили в осадки. Первоначально считалось, что в этих случаях пробуривались мало-мощные базальтовые силлы, так как в подводных условиях покровы якобы не могут иметь широкого распространения из-за быстрой закалки и охлаждения лав. Поэтому отрицалась возможность захоронения осадков, несмотря на очень широкое развитие базальтоидного вулканизма в Тихом океане, роль которого, таким образом, сводилась лишь к образованию построек центрального типа. Однако вскоре исследователи убедились в преобладании «холодных» верхних контактов базальтовых прослоев с осадками, что исключало интрузивное внедрение. Наконец, в центральной части Тихого океана были обнаружены [Мурдмаа, Рудник, Скорнякова, 1973] тончайшие, в несколько сантиметров базальтовые покровы на поверхности пелагических осадков, связанные с трещинными излияниями, в стороне от вулканических построек центрального типа. Явные следы течения и небольшая, выдержанная на большой площади, мощность свидетельствуют о возможности свободного, незатрудненного

растекания базальтовых лав в глубоководных условиях (причины этого еще не выяснены).

Остановимся на главном отличии природы источника различных изотопных разновидностей стронция, вызывающих пертурбации *B* и *C*. Если первая связана с массовыми излияниями толеитовых базальтов, сопровождающих раскрытие и расширение океанических впадин, то для последней источник следует искать вне связи с вулканизмом.

Совпадение во времени «провала» кривой на графике эволюции стронция (см. рис. 51) с «провалом» отношения  $K_2O/Na_2O$  в изверженных и осадочных породах (см. рис. 34), приуроченного также к мезозою, очевидно, не случайно и указывает на то, что причину, объясняющую эти два явления, следует искать в совокупности. Данные кривые свидетельствуют о внезапном возникновении примерно 140—150 млн. лет назад исключительно мощного источника калия и радиогенного стронция, который целиком подавил долю этих элементов поступающих в зону седиментогенеза от низкокальциевых толеитовых базальтов со средним отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , равным 0,7037. Это произошло на фоне продолжающейся акселерации разрастания океанов, на фоне резкого увеличения объемов излияний толеитов.

Можно утверждать, что необходимые объемы высококальциевых вулканитов, обогащенных радиогенным стронцием, не имели места в мезо-кайнозойский период истории Земли. Платобазальты не могли служить этим источником, поскольку содержания калия и радиогенного стронция в них значительно ниже, чем в континентальной коре, и, следовательно, излияния платобазальтов должны были уменьшать долю этих элементов в водах океана, обусловленную эрозией материков. По существу данная проблема представляется неразрешимой вне рамок нашей концепции, которая для объяснения верхнеюрской геохимической пертурбации может предложить процесс силикатизации силицидов, протекающий в недрах срединных частей океанов.

Предложенная нами модель образования океана предусматривает постепенный подъем зоны силикатизации из глубоких горизонтов мантии к поверхности планеты (см. рис. 45), который происходил на фоне расширения Земли и соответствующего уменьшения градиента давлений. В таких условиях минеральный состав образующегося силикатного матраса должен был претерпеть достаточно быструю эволюцию во времени — от минеральных ассоциаций высоких давлений к парагенезисам малых давлений.

В соответствии с результатами экспериментальных данных, приведенных в предыдущем разделе, можно утверждать, что при давлениях в области  $100 \cdot 10^8$  Па и выше образующийся силикатный матрас должен быть представлен шпинель-гранатитовой минеральной ассоциацией, тогда как при уменьшении дав-

лений будет все больше преобладать пироксен-оливиновый парагенезис. Поскольку изоморфная емкость решеток оливина и пироксенов гораздо ниже, чем у граната и шпинели (в отношении калия, урана и других литофилов), то смена минерального парагенезиса силикатного матраса, образующегося метасоматически в недрах срединных частей океанов обязательно должна была сопровождаться резким увеличением выноса этих элементов. Именно здесь, как нам представляется, возможен тот гигантский источник, который обусловил верхнеюрскую пертурбацию в геохимии калия и стронция в зоне седиментогенеза на поверхности планеты.

Глубоководные красные глины пелагических частей океанов наряду с высокими содержаниями рудных элементов имеют резко повышенные концентрации калия и урана, которые в свете вышеизложенного следует связывать (так же, как и рудное вещество) с осевыми частями океанов, т. е. с процессом силикатизации интерметаллических соединений (силицидов). Признавая когенетичность (общность источника) для этих элементов и рудного вещества, а также однопричинную обусловленность характерных «провалов» на кривых эволюции калия и радиогенного стронция в мезо-кайнозой, можно привлечь данные по изотопии стронция для определения времени начала поступления рудного вещества через осевую зону океанического ложа. Согласно кривой, отражающей вариации отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане в течение фанерозоя (см. рис. 52), первые порции рудного вещества могли поступать с конца верхнеюрского времени, а с начала кайнозоя процесс выноса рудного вещества (судя по перегибу кривой) приобрел еще большую интенсивность. Не следует, однако, забывать, что данная оценка получена по водам Мирового океана, и по-видимому, отражает время появления рудного вещества в Тихоокеанской впадине, которая заложилась раньше других океанов и соответственно раньше в ней должны были начаться процессы рудогенерации, обусловленные приближением к поверхности планеты зоны силикатизации. Другие океаны могли вступить в этот этап развития значительно позже.

## ГЛАВА IX

### НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПЛАНЕТОЛОГИИ

---

В данной главе сделана попытка выявления новых путей и возможностей в интерпретации некоторых особенностей планет земного типа на базе представления о магнитной сепарации, определившей изначально гидридный состав внутренних планет.

## 1. ПЛАНЕТОХИМИЯ И НЕКОТОРЫЕ ЕЕ СЛЕДСТВИЯ

Естественно предположить, что магнитная сепарация должна была наложить определенный отпечаток на составы внутренних планет. Поскольку они формировались на различных расстояниях от Солнца, мы вправе ожидать (если справедлива исходная посылка), что чем ближе планета к Солнцу, тем в большей степени она должна быть обогащена металлами с низкими потенциалами ионизации, тогда как с удалением от Солнца, наоборот, должна возрастать доля трудноионизируемых элементов. В какой-то мере иллюстрацией этого предположения является распространенность элементов на Земле относительно их количества в метеоритах, т. е. в поясе астероидов, удаленном от Солнца примерно в три раза дальше Земли. Однако контрасты в концентрациях на Земле и в поясе астероидов еще не являются строгим указанием на дифференциацию протопланетного вещества в пределах зоны формирования внутренних планет.

Первым таким указанием, очевидно, можно считать данные исследования состава атмосферы Венеры советскими автоматическими станциями. В частности, масс-спектрографически [Истомин и др., 1979 г.] были определены концентрации криптона, аргона и неона. Содержание криптона оказалось на пределе чувствительности прибора, тогда как определения аргона и неона были проведены с достаточной надежностью. Согласно этим определениям, отношение  $^{36-38}\text{Ar}/^{20}\text{Ne}$  в атмосфере Венеры оказалось равным  $7,5 (\pm 2,5)$ , тогда как в атмосфере Земли оно составляет 1,7. Поскольку потенциал ионизации неона (21,56 В) значительно выше, чем у аргона (15,75 В), в свете магнитной сепарации распространенность неона должна сокращаться с приближением к Солнцу в большей мере, чем аргона, т. е. кривая спада концентраций для неона должна идти более круто. Соответственно в направлении к Солнцу следует ожидать роста отношения  $^{36+38}\text{Ar}/^{20}\text{Ne}$ . Таким образом, с одной стороны, полученные данные об инертных газах на Венере свидетельствуют в пользу магнитной сепарации\*, с другой — магнитная сепарация позволяет дать им интерпретацию, и, наконец, в данной связи можно утверждать, что магнитная сепарация наложила отпечаток и на составы внутренних планет. Следовательно, возможно прогнозирование относительной распространенности элементов. Например, концентрации урана и цезия должны быть выше на Меркурии (ближайшем к Солнцу), тогда как для

---

\* При построениях подобного рода радиогенный аргон ( $^{40}\text{Ar}$ ) следует исключать из общего содержания аргона, поскольку его распространенность в Солнечной системе обусловлена распространенностью калия ( $^{40}\text{K}$ ), потенциал ионизации которого в несколько раз ниже. Кроме того, концентрация  $^{40}\text{Ar}$  в атмосфере планеты, очевидно, зависит от характера распределения калия в разрезе литосферы, а также от температурного режима дегазаций [Кайзер, 1974].

Марса мы предполагаем обогащенность (по сравнению с другими внутренними планетами) ртутью, платиноидами, золотом, серой.

Однако более важной нам представляется возможность оценки исходной доли кислорода в составах внутренних планет, хотя бы даже в категориях «больше — меньше» относительно Земли. По всей вероятности, исходная доля кислорода во многом обуславливает характер развития планеты, так как она определяет наличие и мощность силикатно-окисной оболочки, которая выполняет роль термоизоляции недр, и в этом аспекте исходная доля кислорода определяет термический режим планет. Учитывая сравнительно высокий потенциал ионизации кислорода, следует предполагать постепенное уменьшение его доли в составах планет с приближением к Солнцу и увеличение с удалением от него. Следовательно, на Меркурии в связи с самой низкой исходной долей кислорода и небольшой массой планеты (Меркурий в 18,2 раза меньше Земли) силикатно-окисная оболочка может быть редуцирована настолько, что не обеспечит термоизоляцию недр планеты.

Обратимся к планетам, более удаленным от Солнца, чем Земля. Если по мере удаления от Солнца в исходных составах планет должна возрастать доля кислорода, то следует ожидать большей доли силикатно-окисной оболочки в объеме Марса по сравнению с Землей. Но еще большей эта доля должна быть в материнском теле астероидов. Возможно, объем силикатного материала был даже преобладающим в этом теле; в пользу данного предположения свидетельствует высокая степень обогащения метеоритов трудноионизируемыми элементами (см. рис. 2). Таким образом, каменные метеориты, вероятно, с достаточной полнотой характеризуют состав материнского тела в целом (преимущественно кремний-кислородного), а также в достаточно полной мере дают представление о среднем составе планетарного вещества из зоны пояса астероидов.

Следовательно, возможна оценка средних содержаний элементов на Земле на основе их концентраций в метеоритах, что было показано в гл. VII на примере калия и рубидия. В данном разделе так же оценим средние концентрации радиоактивных элементов (U, K, Th) на Земле. Но вначале следует обсудить причины выпадения некоторых элементов (среди них фигурирует торий) из общей совокупности точек, ограниченной на графике (см. рис. 2) прямыми линиями.

Если положение основной совокупности точек фиксирует закономерное различие исходных (изначальных) составов планет и определяется магнитной сепарацией протовещества, то отклонения от этой закономерности связаны с последующим перераспределением элементов уже в процессе развития планет, т. е. обусловлены неполным соответствием составов, используемых при сравнении, средним (изначальным) составам планетарного

вещества сопоставляемых зон. Резкое падение величины отношения кларков (метеориты: земная базит-ультрабазитовая смесь) может быть обусловлено либо накоплением элемента во внешней геосфере (относительно Земли в целом), либо разубоживанием его концентрации в метеоритах (по сравнению со средним в материнском теле). Геохимически представляется абсурдным предположение, что в базит-ультрабазитовой смеси (1:3) земных пород содержания ниобия, тантала, тория, цезия, фосфора и галогенов на 1,5—2,0 порядка выше по сравнению со средним составом Земли\*. Следовательно, мы вынуждены допустить, что выпадение данных элементов на графике из общей совокупности точек обусловлено разубоживанием их концентраций в метеоритах и что это произошло, по всей вероятности, в материнском теле. Возникают вопросы, какой процесс мог вызвать это явление и почему среди метеоритов отсутствуют образцы, несущие резко повышенные концентрации данных элементов.

Разумеется, эти вопросы в настоящее время представляются неразрешимыми и мы высказываем лишь предположение о том, что перечисленные элементы («выпадающие») претерпели перераспределение в материнском теле и содержащие их дифференциаты в силу химических и физических свойств не способны проникнуть сквозь атмосферу Земли\*\*. В принципе о возможности такого допущения («неспособности проникновения»), по-видимому, могут свидетельствовать явления типа «ярких болидов», которые, как правило, не сопровождаются падением метеоритов. Среди тел, вызывающих эти явления, согласно дан-

---

\* Обогащение на два порядка возможно лишь в массе, не превышающей 1% от массы всей планеты (это примерно доля коры), и при условии, что в 99% массы планеты концентрация в 100 раз ниже. Однако базит-ультрабазитовая смесь (состава 1:3), по всей вероятности, достаточно близко моделирует внешнюю геосферу, доля которой в общей массе планеты составляет по меньшей мере несколько процентов. Кроме того, предположение о концентрациях в 100 раз более низких во всей толще мантии трудно согласовать с явной обогащенностью перечисленными элементами наиболее глубинных мантийных магматических образований типа щелочных базальтов, кимберлитов, а тем более карбонатитов и связанных с ними комплексов щелочно-ультраосновных пород.

\*\* Обращает на себя внимание список «выпадающих» элементов: Nb, Ce, Th, Ta, P и галогены. Это набор весьма специфичный и характерный прежде всего для карбонатитов, которые являются достаточно экзотическими образованиями на Земле. Однако в метеоритах углерода содержится в сотни раз больше, чем на Земле, и если в материнском теле (или телах) имело место карбонатитообразование, то оно могло протекать в широких масштабах и обусловить экстракцию перечисленных элементов из силикатного вещества материнского тела и концентрацию их в образованиях типа карбонатитов. Следует также отметить термическую неустойчивость карбонатитов (температура разложения магнезита при нормальном давлении составляет 373° С, сидерита — 282° С), которая может вызвать быструю абляцию в атмосфере Земли. Однако правомерность переноса земных явлений на планету, отличную от Земли и по составу, и, вероятно, по массе, не поддается оценке.



ным болидного патруля, отмечаются «пришельцы» из пояса астероидов.

Связав причину выпадения элементов на графике из общей совокупности точек (см. рис. 2) с их перераспределением в материнском теле метеоритов, мы получаем основание считать, что среднее содержание тория в зоне пояса астероидов минимум на порядок выше его концентраций в исследованных метеоритах. Эта оценка получена при помещении тория (согласно его потенциалу ионизации) в осевую часть основной совокупности точек. Потенциал ионизации тория таков, что его концентрации на Земле и в поясе астероидов должны быть примерно одинаковыми. В этой связи исходную концентрацию тория на Земле также следует считать на порядок выше его содержания в метеоритах. Уран и калий расположены в самой левой части графика (согласно своим малым потенциалам ионизации, см. рис. 2) среди элементов, концентрация которых в зоне формирования Земли должна быть выше как минимум на порядок относительно пояса астероидов. Таким образом, средние концентрации урана, калия и тория в первом приближении должны на порядок превышать их распространенность в метеоритах.

Расчеты показывают, что генерация тепла в недрах Земли при такой оценке содержания радиоактивных элементов составит  $10^{22}$  Дж/год, что на порядок превышает суммарный геотермический поток ( $10^{21}$  Дж/год)\*. Полученный результат отнюдь не является абсурдным, поскольку Земля (в системе предложенных построений) испытывает расширение за счет разуплотнения вещества ядра, которое идет в диапазоне давлений порядка  $1000 \cdot 10^8$  Па и поэтому является исключительно энергоемкими. Например, если все радиогенное тепло расходовалось бы на расширение планеты, то размеры зон расширения не могли бы превысить ширины срединно-океанических хребтов (данная оценка относится к мезо-кайнозойскому времени).

Следует понимать, что оценка средних содержаний радиоактивных элементов на Земле, основанная на выявленных космохимических закономерностях и дающая на порядок большую распространенность U, K и Th на Земле по сравнению с хондритами, требует принятия версии о существенном расширении планеты, так как тело с постоянным объемом при таких масштабах генерации радиогенного тепла обязательно должно было бы находиться в полностью расплавленном состоянии. Данный вывод целиком останется в силе и в том случае, если рассуждения относительно перераспределения тория в материнском теле метеоритов окажутся ложными, поскольку преобладающую долю радиогенного тепла дают уран и калий.

---

\* Принципиальная правомерность наших взглядов относительно масштабов генерации радиогенного тепла в недрах Земли может быть проверена на Луне, что рассмотрено в гл. X.

Для всего объема океанообразования за мезо-кайнозойское время (если связывать это явление с расширением планеты) требуется значительно более мощный источник энергии, чем радиогенное тепло, даже при нашей оценке содержания радиоактивных элементов. Какой же дополнительный источник энергии может предложить гипотеза изначально гидридной Земли? Для определения возможных путей решения этого вопроса естественно обратиться прежде всего к химии. Рассмотрим начальные моменты формирования Земли как планеты. Если уплотнение тела планеты происходило достаточно быстро, то можно предположить, что ее недра с некоторой глубины не успевали обмениваться теплом с окружающим пространством и, таким образом, процесс уплотнения планеты (по мере увеличения массы ее твердого тела и соответственного роста давлений в недрах) можно считать адиабатическим.

Адиабатическое уплотнение системы, идущее со значительным уменьшением объема, сопровождается резким увеличением температуры. Например, при пятикратном уменьшении объема Земли \* должна выделиться энергия порядка  $10^{31}$ — $10^{32}$  Дж, которой вполне достаточно для расплавления всей планеты. Поэтому мы вынуждены предполагать некий энергоемкий процесс, развивающийся на фоне уплотнения земных недр. Таким процессом (в свете гипотезы изначально гидридной Земли) могут быть эндотермические реакции образования плотных гидридных фаз. Данное предположение находится в соответствии с принципом смещения равновесий Ле-Шателье, согласно которому повышение температуры всегда благоприятствует протеканию реакций, идущих с поглощением теплоты, т. е. усиливает эндотермическое направление процесса, а повышение давления способствует образованию веществ, занимающих в данных условиях меньший объем, т. е. обуславливает образование более плотных фаз.

Таким образом, гравитационная энергия, реализующаяся при сжатии в виде тепла, могла «консервироваться» в теле планеты, расходуясь на эндотермические реакции образования плотных гидридных фаз, появление которых стимулировалось возрастающим давлением в недрах формирующегося твердого тела планеты \*\*. Впоследствии по мере радиогенного разогрева температура недр планеты могла превысить температурный пре-

---

\* Принципиальная возможность такого уплотнения определяется аномальной сжимаемостью гидридов (см. гл. V, раздел 3). Кроме того, на основе геологических данных мы допускали вероятность пятикратного расширения Земли на геологическом этапе ее развития (см. гл. VII, раздел 3).

\*\* Для «консервации» тепла, ориентировочно равного  $0,5 \cdot 10^{32}$  Дж, выделяющегося при уплотнении Земли, необходимо, чтобы в  $2/3$  ее массы протекали эндотермические реакции, суммарный тепловой эффект которых составлял бы  $375$  кДж/моль при массе  $1$  моля, равной  $30$  г. Отмеченный порядок энтальпии не представляется чрезмерно большим.

дел устойчивости гидридов и вызвать их диссоциацию, сопровождаемую дегазацией водорода. При этом энергия, запасенная в виде энергии химических связей в гидридах, вновь выделяется в виде тепла и является энергетической основой тектогенеза во всех его проявлениях, и расширения Земли в частности. Иными словами, радиогенное тепло играет роль «спускового механизма» для значительно более мощного источника энергии — экзотермических реакций разложения гидридов, которые не могут быть «взрывоопасны», так как они идут на фоне расширения планеты. По всей вероятности, этот источник подключается на полную мощность по мере того, как процесс дегазации водорода захватывает центральные части планеты, где преобладают максимальные давления и гидриды уплотнены в наибольшей степени. Отсюда вытекает объяснение акселерации расширения Земли во времени по мере сокращения гидридного ядра планеты (см. гл. VI, раздел I).

## **2. ГЕОМАГНЕТИЗМ В СВЕТЕ ГИПОТЕЗЫ ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ**

Первоначально геомагнетизм связывали с постоянной намагниченностью земных недр, но когда выяснилось, что на глубине нескольких десятков километров температура определенно превышает точку Кюри, возникла альтернативная идея — Земля может быть электромагнитом. Однако эта естественная идея не укрепилась, поскольку была неясна природа электродвижущих сил, способных поддерживать электрические токи на протяжении всей геологической истории планеты.

С начала XX в. и до 50-х гг. было предложено много эффектов — пиромангнитный, Холла, термоэлектрический, сжатия, а также вращающегося магнитного тела, вращающегося электрозаряда, магнитных бурь и др., но ни один из них не смог моделировать магнитное поле Земли [Рикитаки, 1968]. В середине 40-х гг. была высказана гипотеза динамоэффекта в жидком железном ядре, которая к настоящему времени является доминирующей, а многие исследователи считают ее окончательной теорией магнетизма планеты. История развития этой идеи изложена во многих обзорных работах [Рикитаки, 1968; Яновский, 1971 и др.].

Считается, что в пользу гипотезы динамо свидетельствует западный дрейф основных структур геомагнитного поля, скорость которого равна 20 км/год. Этот дрейф протекает «... в миллион раз быстрее любых продолжительных крупномасштабных движений, следующих из геологических данных, и по существу исключает участие твердой части Земли» [Стейси, 1972]. Поскольку главные структурные неоднородности поля имеют глубинное происхождение, а ядро Земли представляется жидким, то исследователи вынуждены были прийти к выводу о том, что

вековые вариации магнетизма являются следствием конвективных движений в ядре.

Однако гипотеза динамо базируется на традиционных представлениях о железном ядре и силикатной мантии планеты, которые представляются неприемлемыми в свете выявленных нами космохимических закономерностей и явления магнитной сепарации (см. гл. II), определившей совершенно иной состав и строение Земли. Следует отметить, что механизм динамо плохо согласуется и с этими традиционными представлениями. В частности, весьма проблематичной представляется возможность энергичных конвективных потоков в ядре. Если предположить тепловую природу конвективных движений, то непонятен источник тепла в железном ядре. Радиоактивные элементы литофильны по своим геохимическим особенностям, и неизвестны причины, которые заставили бы их сконцентрироваться в центре планеты вместе с железом и никелем. По мнению некоторых исследователей, источником тепла для конвекции может служить продолжающийся процесс роста ядра (при этом выделение тепла происходит за счет реализации потенциальной энергии тяжелых частиц, оседающих на ядро, в поле силы тяжести). Однако данный процесс не может протекать миллиарды лет по той причине, что скорость опускания тяжелых частиц регламентируется вязкостью нижней мантии, а вязкость сильно зависит от температуры. Поскольку предполагаемый процесс образования ядра сопровождается выделением тепла и тем вызывает уменьшение вязкости, то, начавшись, он должен все более ускоряться во времени и сравнительно быстро завершиться [Birch, 1965; Tozer, 1965].

Существуют и другие предположения относительно источника энергии, однако тепловую конвекцию в ядре Земли трудно согласовать с весьма малой теплопроводностью силикатной мантии. Ни одна тепловая машина не имеет к. п. д., равный 100%, а конвекция является термодинамически весьма неэффективным процессом [Стейси, 1972], и поэтому через мантию должно отводиться такое количество тепла, которое примерно на порядок больше трансформируемого в конвективных движениях. Этот аспект при допущении силикатного сложения мантии вызывает трудности в отношении теплопроводности, т. е. возникает проблема «холодильника», без которого невозможна работа тепловой машины. Кроме того, эффективность механизма динамо, основанного на тепловой конвекции, ограничена суммарным тепловым потоком, выходящим из недр Земли ( $3 \cdot 10^{13}$  Дж/с). В свете традиционных представлений о силикатном сложении мантии, не предполагающих значительного расширения планеты, диссипация энергии в ядре не может превышать эту величину и даже более или менее значительную часть ее, поскольку глубинный тепловой поток (согласно данной модели) в резко преобладающей части генерируется в земной ко-

ре, где должны быть собраны радиоактивные элементы из всего объема мантии. При данном ограничении исследователи вынуждены приписывать ядру достаточно высокую проводимость для увеличения эффективности динамо. Однако такие оценки являются вынужденными, и существует опасение, что проводимость в данном случае завышается [Стейси, 1972], тогда как снижение этой величины резко увеличивает выход тепла за счет омических потерь и необходимости увеличения скорости конвекции (для поддержания достаточной мощности динамо), в результате чего выход тепла становится неприемлемо большим и полностью нарушается баланс энергии.

На этом основании исследователи все больше предпочитают связывать конвекцию в ядре с ротацией планеты, предполагая, что ядро не следует в точности за прецессией мантии. Однако и в этом случае существуют свои трудности, так как необходимо обеспечить сцепление мантии с жидким ядром, для чего приходится «изобретать» рельефные конструкции на нижней поверхности мантии [Рикитаки, 1968].

Гипотеза изначально гидридного состава внутренних планет открывает в отношении магнетизма новые возможности. Так, предлагаемая нами модель Земли существенно расширяет возможность тепловой конвекции по следующим причинам: во-первых, диссипация энергии в ядре (согласно оценкам приведенным в предыдущем разделе) может в десятки раз превышать суммарный тепловой поток, регистрируемый на поверхности планеты; во-вторых, для нашей модели не возникает проблемы «холодильника», поскольку теплопроводность интерметаллических силицидов на порядок выше, чем у силикатов, и, кроме того, отвод тепла (в нашем представлении) осуществляется преимущественно водородом, как исключительно эффективным теплоносителем. Таким образом, предлагаемая нами модель планеты создает значительно большие возможности для реализации механизма динамо в ядре Земли.

Однако следует отметить еще один принципиально новый путь решения проблемы магнетизма, вытекающий из нашей концепции. Напомним, что водород, растворенный в металле, находится в его объеме в ионизированном состоянии и представлен отдельно существующими протонами и электронами, т. е. полностью ионизированной плазмой, способной к тому же достаточно свободно перемещаться во вмещающем ее объеме (благодаря подвижности в металле как электронов, так и протонов). В этой связи инфильтрацию водорода от внутреннего ядра Земли, где происходит диссоциация гидридов, и его дегазацию следует рассматривать как истечение плазмы, которое неминуемо должно сопровождаться магнитной активностью, и, следовательно, в самом общем плане (без детализации конкретного механизма) обоснованная нами геохимическая модель Земли должна в своем развитии непременно продуцировать маг-

нитное поле. Поскольку в данном аспекте магнитное поле может быть обусловлено потоками заряженных частиц (протонов и электронов), Землю можно считать электромагнитом, пока в ее недрах существуют гидриды и происходит дегазация водорода. Разумеется, в данном варианте отпадает необходимость в конвективном перемешивании всей массы вещества во внутренних сферах планеты (достаточно перемещения одного водорода).

Однако для реализации электромагнитной природы магнитного поля Земли необходимо каким-то образом заставить положительные и отрицательные частицы двигаться раздельно. Например, задача была бы решена, если бы происходило попеременное отделение от ядра то протонного, то электронного газа. Абсолютная невозможность такого попеременного истечения потоков частиц разного знака может быть вызвана только недостатком энергии в недрах планеты для преодоления электростатического (кулоновского) взаимодействия частиц.

Разделение зарядов в плазме требует энергии, на многие порядки превышающей энергию химических реакций, на которую позволяет рассчитывать модель изначально гидридной Земли. Данное положение однозначно свидетельствовало бы против нашего допущения, если бы была уверенность в применимости уравнений по физике плазмы к водороду в металлах. В этой системе как протоны, так и электроны ионизированного водорода находятся под воздействием электромагнитных полей атомов металлов и могут экранироваться ими. Теория этого явления в настоящее время не разработана, и поэтому остается под вопросом правомерность допущения попеременного истечения то протонных, то электронных потоков от ядра Земли.

При осреднении за промежуток времени порядка 10 тыс. лет магнитный полюс точно совпадает с географическим полюсом и, следовательно, ось магнитного диполя симметрична оси вращения планеты. По мнению исследователей [Стейси, 1972], данный факт свидетельствует о том, что причина образования геомагнитного поля, очевидно, связана с вращением планеты. По всей вероятности, под влиянием силы Кориолиса движущиеся радиально в ядре и мантии потоки заряженных частиц отклоняются в направлении, противоположном вращению Земли. В низких широтах и экваториальной области для частиц, движущихся радиально, сила Кориолиса имеет максимальную величину и обеспечивает западную горизонтальную составляющую в направленности потоков, что равносильно установлению замкнутого кольцевого контура в глубоких недрах планеты (во внешнем ядре и нижней мантии, исключая силикатно-окисную оболочку). Непременным следствием образования этого контура (токовой петли) будет объединение магнитных силовых линий во внешний диполь (рис. 53). Причиной инверсий магнитного диполя на  $180^\circ$  может быть периодическая циркуляция в недрах

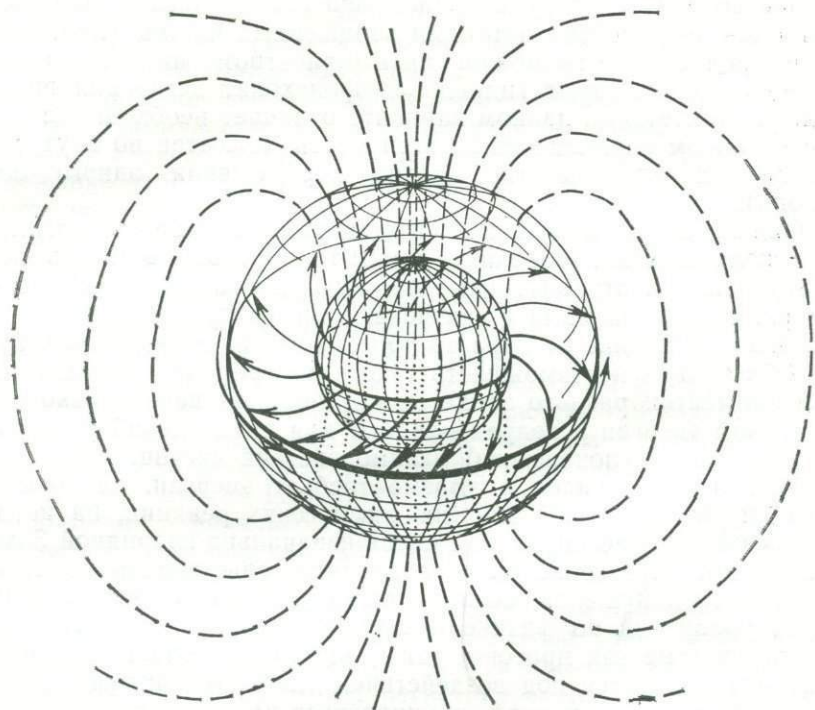


Рис. 53. Характер электропотоков в недрах Земли и сопровождающее их магнитное поле

планеты то протонных, то электронных потоков, идущих в одном направлении, но имеющих разный знак заряда.

Определив, таким образом, причину геомагнетизма, можно установить, каким потоком (протонным или электронным) обусловлена современная эпоха намагничивания. Мы знаем направление электропотока (обратное вращению Земли) и ориентировку магнитных силовых линий (входят на Северном полюсе планеты и выходят на Южном). Это дает возможность установить (по правилу «правой руки»), что настоящий диполь образован потоками электронного газа. Соответственно западный дрейф основных структур геомагнитного поля не должен превышать скорости движения электронного газа в металлах. Западный дрейф имеет действительно величину порядка 20 км/год (или 0,6 мм/с), что совпадает со скоростью движения электронов в металлах.

Итак, наша концепция обнаруживает две возможные причины магнитной активности Земли: традиционное «динамо» и (или) «электромагнит». В данном случае выбор представляется затруднительным, поскольку эти процессы не являются альтер-

нативными и, очевидно, могут работать совместно, дополняя друг друга. Следует отметить, что электромагнитная причина предполагает участие мантии в генерации магнитного поля, так как в ней так же должны быть потоки заряженных частиц, как и в ядре планеты. Механизм динамо предусматривает генерацию магнитного поля только в жидком ядре, поскольку только в нем может быть достаточно энергичная конвекция. Размеры магнитных аномалий, фиксируемых на поверхности Земли, обусловлены глубиной их заложения, и участие мантии должно отразиться в спектре магнитного поля наличием региональных аномалий, размеры которых лежат в пределах от нескольких сотен километров до 3000 км. Если же в генерации магнитного поля участвует только ядро Земли, то аномалии указанных размеров должны отсутствовать.

Длительные наблюдения за Каспийским центром вековых изменений вертикальной составляющей магнитного поля определенно свидетельствуют о наличии в его структуре резко выраженных аномалий с размерами порядка 1500—2500 км и, таким образом, позволяют утверждать, что и мантия Земли участвует в генерации магнитной активности планеты [Почтарев, 1978]. Однако данный факт, свидетельствующий в пользу электромагнитной природы геомагнетизма, не отрицает возможности динамо в ядре Земли.

### 3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФИЗИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПЛАНЕТ ЗЕМНОГО ТИПА

В эволюции изначально гидридной планеты можно выделить две основные стадии: активного развития и пассивного старения. Активное развитие связано с процессом дегазации водорода, когда происходит изменение внутренней структуры планеты и формируются основные черты ее поверхностного строения. Стадия пассивного старения наступает по мере исчерпания водородных запасов, в связи с чем затухает тектоническая активность планеты, исчезает магнитное поле, постепенно теряются атмосфера и гидросфера (если они были, разумеется).

Современное разнообразие внутренних планет (табл. 13), вероятно, обусловлено тем, что они находятся на разных стадиях эволюции, длительность которой при равных прочих условиях зависит от исходной массы планеты (чем больше масса тела, тем дольше дегазация и тем длительнее этап активного развития).

Внутреннее строение планет, еще не исчерпавших водородные запасы, должно соответствовать структуре Земли, т. е. они должны иметь плотные гидридные ядра и соответственно высокую среднюю плотность, тогда как полностью дегазированные планеты будут обладать значительно меньшей плотностью. В этой связи становятся понятными высокая плотность крупных



Физические характеристики внутренних планет

Показатели	Меркурий	Венера	Земля	Луна	Марс
Масса, в массах Земли	0,055	0,816	1,000	0,012	0,107
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	5,5	5,2	5,5	3,34	3,9
Скорость убегания, км/с	4,3	10,4	11,2	2,37	5,0
Период вращения, сут	58,65	243,2	1,00	27,32	1,025
Магнитосфера (внешний диполь)	?	—	+	—	—
Гидросфера	—	—	+	—	—

планет — Земли и Венеры — и значительно меньшие плотности малых планет — Луны и Марса. Последние полностью исчерпали водородные запасы и в настоящее время представляют собой металлические сферы, состоящие из бескислородных силицидов и покрытые силикатно-окисной оболочкой (рис. 54).

Исключительность небольшого Меркурия, имеющего высокую плотность (и, следовательно, непропорционально большое ядро), можно связать с особенностью его положения, как ближайшей планеты к Солнцу, вследствие чего он должен иметь в своем составе наименьшую долю кислорода и соответственно наиболее тонкую силикатно-окисную оболочку. Если последняя столь маломощна, что не в состоянии обеспечить термоизоляцию недр, то темпы развития такой планеты должны быть резко замедлены и в ней длительное время может сохраняться гидридное ядро (т. е. потеря тепла идет столь эффективно, что разогрев недр не достигает температурного предела устойчивости гидридов).

С наших позиций, магнитное поле могут иметь только те планеты, которые не исчерпали еще запасы гидридов и находятся на стадии активной дегазации водорода. Поэтому Луна и Марс в настоящее время не могут его иметь, что подтверждено прямыми измерениями. Однако оно должно было быть на активном этапе их эволюции, когда происходила дегазация водорода. Дипольная природа магнитосферы, вероятно, определяется характером вращения планеты. Скорость вращения Марса весьма близка к земной. Луна в прошлом, очевидно, вращалась значительно быстрее и лишь впоследствии вращение «затормозилось» приливным трением. Следовательно, эти планеты могли иметь дипольное магнитное поле на активной стадии развития, «запись» которого местами должна сохраниться в виде остаточной намагниченности горных пород. Более того, такая «запись» должна содержать информацию о периодических обращениях магнитных полюсов.

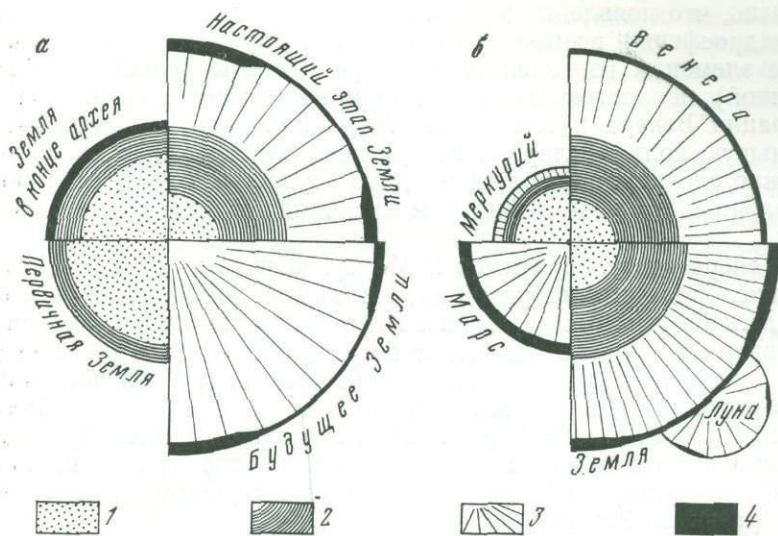


Рис. 54. Внутреннее строение Земли на различных этапах ее развития (а) и особенности внутреннего строения планет земного типа (б) на современном этапе (в свете их изначально гидридного состава).

1 — гидриды металлов; 2 — металлы с растворенным в них водородом; 3 — силициды (бескислородные интерметаллические соединения); 4 — силикаты и окислы

Отсутствие внешнего магнитного поля у Венеры, по-видимому, связано с тем, что скорость ее вращения в сотни раз меньше: скорости вращения Земли, соответственно в сотни раз ослаблена сила Кориолиса, вследствие чего горизонтальная составляющая в потоках заряженных частиц, идущих от ядра, весьма мала и не обеспечивает дипольной природы магнитосферы. По всей вероятности, магнетизм Венеры, связанный с радиальными потоками заряженных частиц, носит недипольный характер и целиком локализован в ее недрах. Однако не исключено, что магнитная активность недр Венеры будет обнаружена при исследовании ее поверхности.

Дипольная магнитосфера существенно влияет на характер условий, существующих на поверхности планеты, так как она экранирует корпускулярное излучение Солнца и предопределяет устойчивость ионосферы, которая поглощает ультрафиолетовые и рентгеновские лучи. Этим резко уменьшается возможность фотодиссоциации воды и соответственно диссипации водорода за пределы планеты. Следовательно, дипольное магнитное поле в определенной мере способствует появлению гидросферы и увеличению ее объема. В данном аспекте гидросфера не может образоваться на Венере, поскольку она не имеет внешнего диполя. С другой стороны, при разборе причин безводности режима в архейское время развития Земли было от-

мечено, что появление воды в эндогенном флюиде (впоследствии и гидросферы) возможно лишь в том случае, когда петрогенные элементы во внешней геосфере планеты (изначально гидридной) полностью окислены. Однако согласно магнитной сепарации Венера и тем более Меркурий должны содержать меньшую долю кислорода по сравнению с Землей. В этой связи можно сделать предположение, что «сухость» этих планет обусловлена к тому же дефицитом кислорода в их исходных составах.

Теперь снова обратимся к Марсу. «Сухость» из-за недостатка кислорода ему не угрожает, так как он расположен от Солнца дальше, чем Земля. Если он мог иметь на стадии активного развития дипольное магнитное поле, то могла быть и гидросфера, утерянная на этапе пассивного старения. Размеры Марса по сравнению с нашей планетой невелики, его масса составляет всего 0,107 от массы Земли. Следовательно, активная стадия развития этой планеты была намного короче земной и, по-видимому, закончилась в период, соответствующий ранним эпохам развития Земли.

Появление гидросферы на Луне маловероятно, так как слишком мала ее масса и соответственно велика возможность диссипации газов. Поэтому можно считать, что на поверхности Луны воды не было даже на стадии активной дегазации водорода.

С наших позиций, характер тектонических структур планеты в значительной мере должен определяться ее размерами. Расширение планеты на активном этапе ее развития обусловлено степенью уплотнения гидридов во внутренних зонах. Естественно полагать, что уплотнение гидридов зависит от давления, которое определяется размерами планеты. Чем больше масса космического тела, тем выше в его недрах давления, тем значительней уплотнение и, следовательно, тем больше возможный масштаб расширения планеты на стадии активного развития и, наоборот, увеличение объема малых планет, в недрах которых давления невелики и гидриды уплотнены в меньшей степени, может быть гораздо меньшим.

Расширение планеты сопровождается заложением линейных и протяженных тектонически ослабленных зон, по которым затем идет преимущественная дегазация водорода, т. е. заложение тектоногенов происходит по линейно вытянутым зонам, что определяет «поясовый» характер тектонических структур. Если планета мала и ее расширение поэтому редуцировано, то потоки водорода (при отсутствии протяженных ослабленных зон), вероятнее всего, имеют изометричную в плане форму, т. е. тектоногены будут «трубообразными», что определит преобладание овално-кольцевых тектонических структур.

Возможно, в этом скрыты причины отличия лунного лика (с резким преобладанием кольцевых структур) от Земли, для

которой характерны протяженные системы горных цепей. Марс по размерам занимает промежуточное положение и, как выяснилось, на его поверхности есть и линейные, и кольцевые структуры, что согласуется с вышеизложенным тезисом. Очевидно, на Венере следует ожидать большего проявления поясовых тектонических форм, чем на Марсе.

Рассмотрим некоторые особенности активной стадии развития изначально гидридной Луны. С наших позиций, оно целиком было обусловлено дегазацией водорода, и при этом эволюция эндогенного режима, по всей вероятности, происходила по той же схеме, что и на Земле (см. рис. 39), т. е. она также была обусловлена постепенной дифференциацией водородного потока на отдельные «струи» с их последующим слиянием в «русла» по мере увеличения мощности мантии за счет сокращения объема водородсодержащего ядра. Кремний-кислородная оболочка Луны (основной ее объем), по-видимому, была образована на самом раннем этапе дегазации в связи с выносом кислорода из недр планеты повсеместно распространенным недифференцированным потоком водорода. При разделении этого потока на отдельные «струи» поверхность Луны покрылась многочисленными кратерами, в формировании которых, вероятно, большую роль играло кальдерообразование, являющееся непрерывным элементом вулкано-плутонических процессов. Таким образом, на этой ранней стадии произошло формирование лунных «континентов» — светлых областей, которые некогда покрывали всю поверхность нашего спутника. В дальнейшем, по мере уменьшения размеров ядра и роста мощности мантии, многочисленные и сравнительно мелкие «струи» объединялись в крупные «русла», на выходе которых из недр планеты сформировались лунные «морья». Широко проявленное здесь плавление силикатной оболочки объясняется увеличением мощности теплового потока в связи с концентрацией водорода (теплоносителя) в сравнительно узких зонах.

В настоящее время имеются данные о широком распространении анортозитовой компоненты на лунных «континентах», чем обусловлен их более светлый облик. Высказывались мнения об анортозитовом составе лунной коры, затем по мере накопления данных ее стали считать преимущественно габбро-анортозитовой. Мощность лунной коры, согласно сейсмическим наблюдениям, достигает 60 км [Driscoll, 1972; Taylor, 1975]. По этому поводу мы можем предложить иную точку зрения.

Во-первых, сейсмические эксперименты на Луне, по-видимому, выделили не границу коры и мантии, а подошву силикатной оболочки, мощность которой оценивается примерно в 60 км (исходя из ее доли в объеме Земли и учитывая различия размеров планет). В качестве подтверждения можно сослаться на последние сейсмические данные, полученные с Луны, которые свидетельствуют о том, что скорость прохождения сейсмических

волн ниже этого слоя имеет величину порядка 7,6—7,7 км/с [Ваньян, Галкин, 1977; Taylor, 1975]. Эти значения скорости весьма близки к величинам, которые определены в железо-магний-кремниевом сплаве в интервале давлений от  $5 \cdot 10^8$  Па и больше (см. рис. 48).

Во-вторых, на Луне, так же как и на Земле, в свете магнитной сепарации преобладающими элементами являются магний, кремний и в меньшей мере железо, тогда как алюминий и кальций имеют подчиненное значение. Соответственно анортозиты и габбро-анортозиты в силикатной оболочке Луны должны иметь подчиненное значение, и если они широко распространены на ее поверхности, то на сравнительно небольшой глубине должны смениться породами типа верлит-лерцолитовых перидотитов, слагающих, по всей вероятности, основной объем кремний-кислородной оболочки нашего спутника (см. табл. 11).

Средняя плотность Луны  $3,34 \text{ г/см}^3$ . Данное значение существенно ограничивает различные предположения относительно состава Луны в целом. Например, Луна не может иметь хондритовый состав, так как плотность хондритов значительно выше. Объемная масса таких пород, как пироксениты и перидотиты, соответствует средней плотности Луны, однако нельзя предположить, что преобладающий объем ее имеет такой состав, поскольку в этом случае полностью исключается возможность образования граната, шпинели и других плотных минеральных фаз в недрах планеты. Можно было бы допустить, что появление эклогитовой ассоциации минералов с глубиной ограничено малым содержанием алюминия, однако концентрации этого элемента в лунных базальтах (6—6,5 вес. %) свидетельствуют о том, что и после выплавления анортозитовой компоненты лунной коры в недрах планеты его остается достаточно для образования такого количества граната, которое вызывает увеличение плотности породы, превышающей среднюю плотность Луны (при 2,5 вес. % алюминия может быть образовано 20% граната пиральспитового ряда, а его появление обусловит повышение плотности породы от 3,3 до  $3,46 \text{ г/см}^3$ ).

Весьма примечательно, что базальты лунных «морей» имеют плотность, превышающую среднюю плотность Луны [Taylor, 1975]. Кроме того, они на сравнительно небольшой глубине, согласно проведенным экспериментам [Ringwood, Essene, 1970], должны переходить в эклогит с плотностью  $3,74 \text{ г/см}^3$ . Эти факты, безусловно, свидетельствуют о возможности присутствия эклогитовой составляющей в недрах Луны, и допущение пироксенит-перидотитового состава ее в целом противоречит малой средней плотности планеты.

Наша гипотеза намечает выход из этого затруднения, поскольку она позволяет предположить под плотной силикатной оболочкой Луны менее плотный бескислородный состав, представленный прежде всего силицидами магния и (в меньшем ко-

личестве) железа (см. рис. 48). Согласно данной модели, причина лунных «масконов» может быть связана с вариациями в мощности плотной силикатной оболочки, формирование которой обусловлено выносом кислорода из недр планеты на самом раннем этапе еще не дифференцированным (не разделенным на отдельные струи) потоком водорода. Однако этот повсеместно распространенный поток непременно должен был иметь (в силу свойств водорода) значительные вариации по плотности от зоны к зоне. Естественно полагать, что этим определялся характер распределения кислорода и что в зонах наиболее мощной водородной продувки могла образоваться силикатная оболочка большей мощности. Поскольку она имеет большую плотность, чем подстилающие ее силициды, сегменты с увеличенной мощностью силикатной сферы должны сопровождаться положительными аномалиями в гравитационном поле. В дальнейшем, при распаде водородного потока, отдельные струи и русла имели тенденцию к унаследованной локализации в пределах тех же зон, где ранее отмечалась повышенная плотность водородного потока (именно эти зоны были наиболее прогреты водородом как теплоносителем, что определяло в дальнейшем избирательное истечение его).

Поэтому нам представляется неслучайной сопряженность лунных «морей», обусловленных плавлением силикатной оболочки в устьях водородных русел, с масконами. К ним относятся Море Дождей, Море Ясности, Море Кризисов, Море Нектара, Море Влажности, Море Восточное и Море Краевое. Но маскон может существовать и вне связи с «морем», если данная зона не унаследовала поток водорода при его дифференциации на отдельные русла. Таков «Скрытый маскон» на обратной стороне Луны. Наконец, «море» может быть образовано вне связи с масконом, если достаточно мощная струя водорода (по тектоническим или иным причинам) образовалась в том сегменте Луны, где силикатная оболочка не обладала повышенной мощностью. К таким структурам можно отнести Море Изобилия.

Таким образом, лунные масконы, согласно предлагаемой концепции, связаны с более глубоким положением подошвы силикатной оболочки, которая является несколько более плотной по сравнению с подстилающими ее интерметаллическими силицидами. Данная модель маскона, предложенная в первом издании книги [Ларин, 1975], в настоящее время требует существенного дополнения. Сейсмические наблюдения выявили в недрах Луны «высокоскоростной слой», залегающий примерно в интервале глубин от 65 до 90 км (рис. 55). Здесь скорости резко возрастают до 9 км/с, и следует полагать соответственно возрастает плотность. Имеются некоторые основания считать, что высокоскоростной слой не образует сплошной сферы, а прерывист по латерали, и исследователи полагают, что [Taylor, 1975] линзы этого высокоскоростного (и высокоплотного) ве-

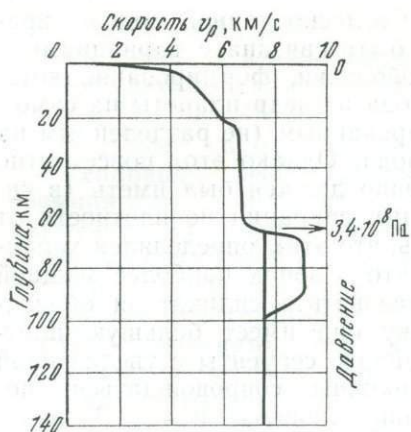


Рис. 55. Модель скоростного разреза внешней сферы Луны, по сейсмическим данным (для продольной волны).

Варианты в интервале 60–100 км отражают латеральную прерывистость высокоскоростного слоя [Ваньян, Галкин, 1977; Taylor, 1975]

щества залегают в основании масконов (рис. 56, а). В свете наших построений отмеченная тенденция представляется правомерной, поскольку мы можем объяснить ограниченную, распространённость данного слоя по вертикали и латерали. С нашей точки зрения, высокоскоростной слой соответствует зоне (в силикатной оболочке), в которой достигается давление, достаточное для появления плотных минеральных фаз\*, и которая снизу ограничивается поверхностью интерметаллической сферы (рис. 56, б). Если же допускать силикатное сложение всей Луны и приписывать высокоскоростному слою фазовую природу, то становится совершенно непонятным ограниченное распространение данной зоны на глубину.

Следует отметить, что первоначально для недр Луны в интервале глубин от 60 км и ниже приписывались скорости порядка 9 км/с, что не противоречило традиционным представлениям о силикатном сложении основного объема нашего спутника. Однако эта цифра не может удовлетворить нашу концепцию, согласно которой данная зона должна быть представлена силицидами, имеющими значительно более низкие скорости прохождения сейсмической волны — порядка 7,5 км/с (см. рис. 48). Данное несоответствие теории и факта было весьма угрожающим для всей концепции, тем более, что автор не видел возможности компромисса. Не имея оснований сомневаться в правомерности экспериментальных сейсмических данных, полученных при непосредственном изучении Луны, автор вынужден был «изобретать» всякого рода «усложняющие моменты» для спа-

\* По экспериментальным данным [Рингвуд, Грин, 1968] трансформация пироксен-плагноклазовой (габбровой) минеральной ассоциации в пироксен-гранатовую (эклогитовую) начинается при давлении  $3,4 \cdot 10^8$  Па (при температуре  $1100^\circ\text{C}$ , в сухих условиях). В недрах Луны при средней плотности силикатной оболочки  $3,3 \text{ г/см}^3$  такое давление достигается на глубине 65 км.

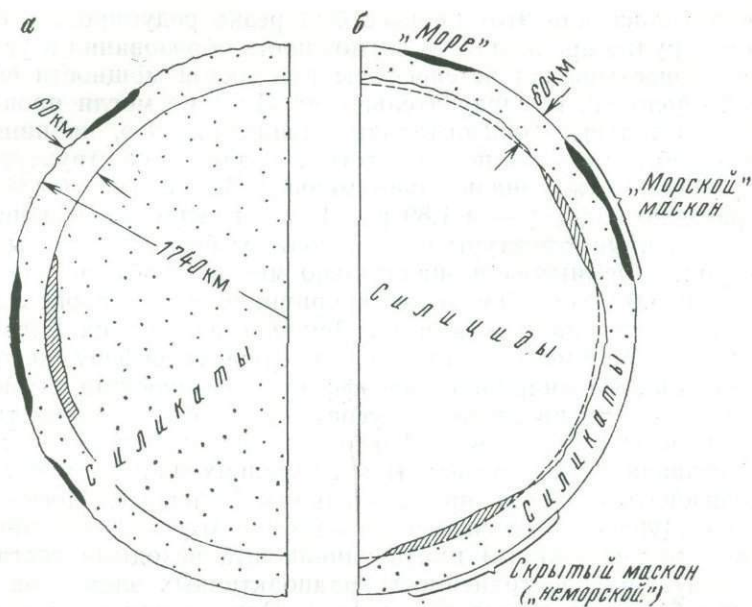


Рис. 56. Модели строения Луны

а — в свете традиционных представлений о силикатном сложении планеты [Taylor, 1975]; б — согласно концепции изначально гидридной Земли (Заштрихованная зона отражает положение высокоскоростного слоя: а — в интерпретации С. Тейлора; б — в рамках наших построений (в связи с появлением плотных минеральных фаз на подошве силикатной оболочки, в зонах увеличения ее мощности)

сения хотя бы основных положений концепции. Затем поступило сообщение о том, что при регистрации волн от источников, удаленных на расстояния до 1000 км (т. е. при более глубоком сейсмическом просвечивании), измеренные в мантии Луны скорости оказались равными 7,6—7,7 км/с, тогда как значение 9,0 км/с свойственно лишь горизонту, весьма ограниченному по вертикали и прерывистому по латерали. Естественно, это не противоречит нашей концепции и, наоборот, не согласуется с традиционной точкой зрения.

Выше отмечено, что морфология тектонических структур, по всей вероятности, зависит от размеров планеты. Они, с нашей точки зрения, должны во многом определять и внутреннюю динамику тектонического процесса, так как давление в устье тектоногена может быть недостаточным для уплотнения «наводороженных» металлов. Например, если на Луне мощность силикатной оболочки менее 100 км, а сила тяжести составляет 0,16 от земной, то давление в устье тектоногена (на подошве силикатно-окисной сферы) будет исчисляться величиной порядка  $3\text{--}5 \cdot 10^8$  Па (тогда как на Земле оно в десятки раз больше). Вероятно, при таких давлениях зоны заглатывания на Луне не



формировались или этот процесс был резко редуцирован. Кроме того, трудно предполагать возможность образования и устойчивого существования астеносферы при малой мощности силикатной оболочки, и, следовательно, на Луне не могли происходить значительные горизонтальные движения. Это, по нашему мнению, объясняет полное отсутствие складчатых структур на Луне. Марс также значительно меньше Земли (по массе — в 9,35 раза, по радиусу — в 1,89 раза), и согласно нашей концепции, складчатые структуры на нем должны быть проявлены (по сравнению с земными) в значительно меньшем объеме. На Венере горизонтальные движения в принципе могли происходить столь же интенсивно, как и на Земле (размеры их близки). Однако Венера имеет плотную углекислую атмосферу, которая создает мощный «парниковый» эффект, повышающий температуру поверхности на сотни градусов, и в настоящее время трудно оценить влияние данного фактора на режим тектогенеза.

Пассивная стадия в развитии внутренних планет может характеризоваться одним примечательным явлением. Поскольку Земля и Луна формировались на одном и том же удалении от Солнца, то они должны иметь одинаковый исходный состав и одинаковую распространенность радиоактивных элементов (на порядок бóльшую, чем в хондритах). Однако при этом в пассивной стадии развития, когда планета мертва в тектоническом отношении и не теряет тепло в связи с выходом водорода как теплоносителя, генерация радиогенного тепла должна вызвать значительный разогрев недр, который может сопровождаться переплавлением обширных объемов планеты, т. е. в пассивной стадии может наблюдаться своеобразная магматическая деятельность. Свообразие ее определяется практически полным отсутствием летучих, которые (как выясняется) играют решающую роль в дифференциации магматических расплавов. Следовательно, магматическая деятельность на этой стадии будет сопровождаться гомогенизацией переплавляемых объемов. При значительных масштабах переплавления силикатной оболочки будет уничтожаться и внешний структурно-тектонический рисунок планеты, созданный на активном этапе ее развития. Таким образом, все образовавшееся в активную стадию (руды, породы, структуры, зоны и т. п.) может затем подвергнуться переплавлению. Мы предлагаем назвать этот процесс «деструктивным магматизмом». Естественно, что он прежде всего затронет мелкие планеты, которые быстро заканчивали активную стадию развития, когда еще сравнительно высока была генерация радиогенного тепла. Возможно, что Океан Бурь и некоторые другие темные области возникли в результате деструктивного магматизма. Если мы правы, то в этих областях возможно выявление наиболее молодых на Луне магматических образований, которые будут отличаться слабой степенью дифференцированности (петрохимической, геохимической) и не должны нести сле-

дов стабильной остаточной намагниченности (на пассивном этапе магнитное поле отсутствует).

Не исключено, что процессы плавления в теле Луны продолжаются и в настоящее время, о чем может свидетельствовать слабая сейсмичность ее недр. Однако это явление обусловлено состоянием силикатной оболочки. Если же она в значительной мере нарушена (например, в связи с образованиями крупных взрывных кратеров), то масштабы переплавления, по всей вероятности, будут редуцированы и локализованы во внутренних зонах планеты. Кроме того, в данный момент генерация радиогенного тепла примерно в два раза ниже чем 3 млрд. лет назад, вследствие естественного «вымирания» радиоактивных элементов.

Марс находится значительно ближе к Земле, чем к поясу астероидов, поэтому концентрации радиоактивных элементов в нем должны быть ближе к земным, чем к метеоритным. Следовательно, на современном пассивном этапе развития эта планета может испытывать деструктивное плавление. Марс значительно крупнее Луны и, кроме того, имеет большую долю силикатно-окисной оболочки (по сравнению с Землей и Луной). Весьма интересно, какие формы при этом примет плавление планеты и не относятся ли к одной из них обнаруженные на Марсе гигантские вулканические постройки центрального типа, ширина которых в основании достигает многих сотен километров, а высота — десятков километров. Такие сооружения могут возникнуть лишь при весьма малой эксплозивности, т. е. при отсутствии летучих в магме, что должно быть характерно для пассивного этапа развития планеты.

Обсудим одно из возражений, высказанное по поводу нашей концепции, суть которого в следующем. Если принять исходный стехиометрический состав гидридов  $\text{MeH}_2$ , а среднюю атомную массу металла — 32, то за время своего развития Земля должна была бы потерять около 3—4% массы в виде водорода (примерно  $2 \cdot 10^{26}$  г), что в 1000 раз превышает запасы водорода в гидросфере, кроме того, непонятно его исчезновение.

На этот вопрос можно ответить коротко — водород диссипировал за пределы планеты. Скорость диссипации планетных атмосфер зависит от температуры экзосферы и скорости убегания, которая в свою очередь определяется массой и средней плотностью планеты, а также от молекулярной массы газа. В табл. 14 приведено время диссипации различных газов (при условии, что новые порции не поступают в атмосферу). Из этих данных видно, что водород из атмосфер планет земного типа теряется очень быстро.

Возражение оппонентов, видимо, базируется на современной скорости диссипации, которая действительно весьма мала [Vatés, Nicolet, 1965]. Это объясняется тем, что водород в кислородной (на 21%) атмосфере находится в основном в виде

Скорости диссипации некоторых атмосферных газов

Планета	Температура экзосферы, К	Критический уровень, км	Время жизни составных частей*, лет			
			H	He	O	N <sub>2</sub> , CO
Венера	2000	600	10	10 <sup>5</sup>	2·10 <sup>21</sup>	10 <sup>38</sup>
Земля	1800	550	50	10 <sup>7</sup>	10 <sup>29</sup>	3·10 <sup>50</sup>
Марс	1000	1000	0,4	10 <sup>2</sup>	10 <sup>10</sup>	10 <sup>17</sup>

\* Время, в течение которого происходит уменьшение количества данного газа в  $e$  раз [Мороз, 1967].

воды и может высвобождаться лишь путем фотодиссоциации. Но этот процесс резко подавлен, так как ультрафиолетовые лучи Солнца, вызывающие фотодиссоциацию, преимущественно экранируются озонным слоем ионосферы на высоте нескольких десятков километров, куда водяной пар не может подниматься, поскольку он полностью «вымерзает» и конденсируется в тропосфере, формируя облачный покров планеты. Однако в прошлом Земли условия были принципиально иными. Литология архейских и нижнепротерозойских образований свидетельствует о том, что атмосфера в эти ранние эпохи была более плотная и преимущественно углекислая (возможно, с существенным количеством аммиака и метана), но без кислорода [Холланд, 1971; Бергман, 1971; Фолинсби, 1971; Ронов, 1972 и др.]. Существенные количества кислорода в ней появились лишь со среднего протерозоя, что фиксируется началом окислительных процессов на поверхности планеты.

В атмосфере, лишенной кислорода, водород может присутствовать в элементарной форме. Кроме того, плотная углекислая атмосфера сопровождается мощным «парниковым» эффектом, который резко повышает ее температуру. Результатом этого должно быть большее содержание водяного пара в древней атмосфере [Соколов, 1971], и при «парниковом» эффекте, вероятнее всего, не происходило вымораживания его в нижних слоях. В таких условиях резко облегчается фотодиссоциация водяных молекул, и если водород в какой-то части поступал на поверхность в виде воды, то на ранних этапах развития планеты молекулы водяного пара должны были претерпевать быстрое разложение. Очевидно, на ранних этапах развития, когда происходило формирование силикатной оболочки, водород выходил на поверхность планеты преимущественно в элементарном виде. В дальнейшем, по мере полного окисления внешней геосферы, его выход все в большей степени осуществлялся в виде воды. Однако и в настоящее время в рифтовых зонах оке-

анов (где металлы залегают близко к поверхности и идет процесс силикатизации) наблюдаются ювенильные потоки водорода, но мы не знаем масштаба этого явления в объеме всей Земли.

Распределение газа в атмосфере по вертикали обусловлено его молекулярной массой. С помощью простой формулы [Бакулин и др., 1970]

$$H = \frac{kT}{\mu m_H g},$$

где  $k$  — постоянная Больцмана;  $T$  — температура, К;  $\mu$  — относительная молекулярная масса газа;  $m_H$  — масса атома водорода;  $g$  — ускорение свободного падения, можно определить интервал  $H$  (шкалу высот), в пределах которого давление и плотность газа изменяются примерно в три раза. Согласно этой формуле, плотность водорода уменьшается с высотой в десятки раз медленнее, чем плотность углекислого газа. Следовательно, атмосфера должна была иметь двухслойное строение: плотные нижние углекислые горизонты и внешняя протяженная водородная оболочка. Такое строение атмосферы весьма облегчало вывод водорода на критический уровень, где свободный пробег молекул становился достаточным для их диссипации.

Таким образом, в прошлом Земли диссипация водорода, по всей вероятности, происходила весьма энергично. Возможно, в настоящую геологическую эпоху диссипация водорода резко увеличивается в периоды инверсий магнитного поля, когда «отключается» внешний диполь, «армирующий» ионосферу, и возрастает уровень радиации в нижних слоях атмосферы, вызывающий увеличение объема фотодиссоциации водяного пара.

Однако условия на Венере в данный момент весьма напоминают те, которые, как мы предполагаем, были в прошлом на нашей планете. Следовательно, там должна иметь место диссипация водорода значительно более интенсивная, чем на Земле. Но на Венере, судя по ее сравнительно слабой водородной короне, существенной диссипации водорода в настоящее время так же не происходит. В этой связи приходится предполагать, что эта планета находится в настоящее время на том этапе развития, когда дегазация из ее недр сведена на нет, например она испытывает цикл расширения, во время которого отделения водорода от ядра планеты не должно быть. Но дегазация и диссипация водорода должны были иметь место в прошлом и должны повториться в будущем, так как Венера, судя по ее плотности, имеет ядро.

Поскольку проверка прогноза на будущее лежит вне наших возможностей, следовало проверить возможность нахождения в древнейших летописях каких-либо сведений о необычном облике Венеры. Трудно было надеяться на успех из-за малости отрезка времени, зафиксированного в исторической памяти чело-

вечества, по сравнению с временной шкалой жизни планеты. Но совершенно неожиданно для автора оказалось, что существуют многочисленные свидетельства древнейших народов Земли о наблюдавшемся в прошлом весьма необычном облике Венеры: ее видели яркой, «как Солнце», и с хвостом, «курящуюся» [Velikovskiy, 1950]. Об этих свидетельствах писал еще А. Гумбольдт. Мощная корона из диссипирующего водорода, «сдуваемая» солнечным ветром, могла создать столь необычный облик этой планеты. К тому же сам факт резких изменений вида Венеры (на протяжении исторического времени) свидетельствует о том, что они могли быть обусловлены только водородом, обладающим достаточной для этого скоростью диссипации (см. табл. 14).

## ГЛАВА X.

### О ВОЗМОЖНЫХ ПУТЯХ ПРОВЕРКИ НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ

---

Проверку предложенной концепции можно вести по многим направлениям. Прежде всего необходимы экспериментальные исследования в широком диапазоне температур и давлений системы  $Me - H$ , различных интерметаллических соединений и сплавов на железо-магний-кремниевой основе, а также углубленное изучение физико-химических особенностей вхождения водорода в различные сплавы и соединения. По мере накопления этих экспериментальных данных предложенную гипотезу можно будет подвергнуть строгой проверке.

В будущем развитие космонавтики обеспечит все возрастающий поток разнообразной информации с соседних планет. Это позволит проверить наши прогнозы относительно их состава и внутреннего строения, а также некоторых физических и тектонических особенностей. Наибольший интерес представляют те следствия нашей концепции, которые альтернативны принятым в настоящее время представлениям.

Традиционные представления объясняют вариации в плотности планет земного типа наличием или отсутствием в них железного ядра (или ядра из металлизированных силикатов), а магнитную активность планеты связывают с конвективными процессами в жидком ядре. Поэтому традиционная точка зрения предполагала возможность генерации магнитного поля только для планет, имеющих плотное ядро, и отрицала возможность магнитной активности легких планет (не имеющих ядра). При данном понимании не было оснований предполагать существо-

вание магнитного поля на Луне и Марсе ни в настоящем, ни в прошлом.

Согласно нашим представлениям, в активной стадии развития эти планеты непременно имели магнитное поле и оно должно быть «записано» в виде остаточной намагниченности горных пород (см. гл. IX).

Исследование лунных образцов выявило у них стабильную остаточную намагниченность и показало, что Луна имела поле с напряженностью порядка 100 А/м 4 млрд. лет назад, которое экспоненциально падало и 3,2 млрд. лет назад составляло примерно 4 А/м [Taulog, 1975].

Таким образом, существование в прошлом мощного магнитного поля у Луны свидетельствует в пользу нашей концепции и против традиционных представлений\*. Теперь следует ждать результатов исследования Марса. Однако данный прогноз сделанный постфактум не может рассматриваться в качестве экзамена на предсказательность, выдержанного нашей концепцией.

Существует также возможность проверки правомерности процесса магнитной сепарации элементов, определившей химизм планет и являющейся фундаментом изложенной концепции. Сущность данной проверки заключается в измерении относительной распространенности элементов, имеющих различные потенциалы ионизации, на планетах Солнечной системы. Определенные результаты в этом направлении уже получены последними советскими автоматическими станциями на Венере. Они позволили сравнить распространенность аргона и неона на нашей и соседней планетах, и результаты сравнения согласуются с явлением магнитной сепарации (см. гл. IX, раздел 1). Американские «Викинги» обнаружили, что в марсианском грунте железа больше, чем алюминия, тогда как в земных осадках алюминий преобладает. Железо имеет несколько ббльший потенциал ионизации (7,90 В) по сравнению с алюминием (5,98 В), и магнитная сепарация должна была обусловить возрастание железа (относительно алюминия) по мере удаления от Солнца, т. е. в сторону Марса. Однако этот путь проверки, очевидно, требует длительного накопления данных о распространенности элементов на планетах Солнечной системы, поскольку может возникнуть сомнение относительно их достаточности. Автор не разделяет подобных опасений и считает, что имеющихся данных (см. рис. 1, 2 и 3) вполне достаточно для рассмотрения концепции, основанной на магнитной сепарации.

---

\* Уже после установления остаточной намагниченности исследователи стали искать возможности, позволяющие предположить существование хотя бы небольшого железного ядра, с целью реализации механизма динамо, но при этом они не пытаются объяснить, почему лунное динамо (при миниатюрном ядре) функционировало эффективнее земного. (Момент инерции Луны близок к моменту однородной по плотности сферы, что накладывает жесткое ограничение на существование значительного по объему ядра).

возможен вариант проверки не локальных следствий, вытекающих из нашей концепции, а одного из узловых положений, неподтверждение которого вызовет крушение всей системы построений. Имеется в виду возможность проверки средних концентраций радиоактивных элементов на Земле, определенных на основе механизма магнитной сепарации. Данное положение является узловым моментом, поскольку при содержаниях урана, калия и тория в теле планеты, которые на порядок больше, чем в хондритах, она непременно должна испытывать существенное расширение, так как тело с постоянным объемом при таких масштабах генерации радиогенного тепла будет полностью расплавлено. В настоящую эпоху Земля находится в активной стадии развития и ее внутреннее тепло расходуется на многочисленные явления, среди которых главным потребителем энергии является процесс расширения. Поэтому на нашей планете не может быть соответствия между тепловым потоком на поверхности и генерацией тепла в ее недрах. Современный тепловой поток, идущий из недр Земли, генерируется лишь в верхней геосфере, мощность которой составляет первые сотни километров (см. рис. 28), а объем — примерно 1/10 от общего объема планеты.

В свете традиционных представлений о силикатном сложении преобладающего объема Земли, не предполагающих энергоемкого процесса расширения планеты, должно быть примерное соответствие между масштабами радиогенной теплогенерации в недрах и количеством тепла, теряемого с поверхности. При таком подходе суммарный тепловой поток планеты может быть обеспечен хондритовыми концентрациями урана, тория и калия (в чем исследователи видят значительную поддержку хондритовой модели Земли).

Земля и Луна сформировались на одном расстоянии от Солнца и согласно магнитной сепарации должны иметь равные средние составы, в том числе равные исходные концентрации радиоактивных элементов. Однако Луна в отличие от Земли находится в пассивной стадии развития и давно мертва в тектоническом отношении. Поэтому все радиогенное тепло расходуется на подогрев тела планеты, и соответственно тепловой поток должен отражать масштабы теплогенерации в ее недрах и распространенность в них долгоживущих изотопов. В данном вопросе мнения обеих точек зрения сходятся, но традиционные представления предполагают (вернее, предполагали) на Луне хондритовые распространенности радиоактивных элементов, тогда как наша концепция ожидает на порядок большие концентрации. Данный спор может быть решен путем определения суммарного теплового потока, идущего из недр Луны.

Исходя из хондритовых концентраций на Луне предполагается тепловой поток порядка  $1 \cdot 10^{-6}$  Вт/см<sup>2</sup>. Непосредственные замеры выявили значительно более высокие значения

( $3,1 \cdot 10^{-6}$  Вт/см<sup>2</sup> — «Аполлон-15»;  $2,8 \cdot 10^{-6}$  Вт/см<sup>2</sup> — «Аполлон-17»), что явилось большой неожиданностью для традиционной точки зрения и по существу поставило под сомнение хондритовую модель. Для нашей концепции, наоборот, такие значения недостаточны велики. Однако из этого не следует вывод о неправомерности наших построений, поскольку необходимо учитывать возможность резкой дифференцированности теплового потока Луны.

Теплопроводность интерметаллических силицидов на порядок выше, чем силикатов; поэтому величина теплового потока на поверхности Луны должна быть обусловлена колебаниями мощности ее силикатно-окисной оболочки. Кроме того, сплошность силикатной оболочки может нарушаться при ударно-взрывном образовании крупных кратеров. В последнем случае в связи с «пробоями» теплоизолирующей кремний-кислородной оболочки тепловой поток может возрастать в десятки раз.

Таким образом, если традиционная точка зрения вынуждает исследователей рассматривать результаты замеров теплового потока на Луне как аномально высокие и искать возможность объяснения этой аномальности, то наша концепция, наоборот, позволяет надеяться, что будущие исследования выявят еще более высокие величины теплового потока на Луне, достигающие до значений порядка  $n \cdot 10^{-5}$  Вт/см<sup>2</sup>. Данный прогноз можно использовать для проверки предложенной концепции на предсказательность, поскольку он не может быть основан ни на какой другой точке зрения. Наиболее подходящим объектом для обнаружения предсказанных «сверханомальных» тепловых потоков на Луне является кратер Тихо (причины данного выбора будут ясны из дальнейшего изложения).

Следует отметить, что приведенные выше способы проверки являются косвенными и не дают прямых данных относительно правомерности концепции. Однозначным решением было бы установление металлического состава мантии под силикатно-окисной оболочкой на планетах земного типа. Возможность осуществления этого имеется как на Земле, так и на Луне.

На Земле чрезвычайно полезным (с нашей точки зрения) было бы проведение целенаправленного геолого-геофизического изучения рифтовых долин срединно-океанических хребтов, где, согласно нашим представлениям, интерметаллические соединения слоя *C* могут подниматься до близповерхностных горизонтов, и выявление зон, в которых интерметаллы могут быть наиболее приближены к поверхности. Прогресс в технике бурения делает возможной и актуальной проверку этого следствия, вытекающего из предлагаемой концепции. Следует учитывать, что если данное предположение подтвердится, то помимо научного интереса зоны приближенного к поверхности залегания интерметаллов могут в будущем коренным образом изменить сырье-



вую базу промышленности и явиться неисчерпаемым источником энергии\*.

Луна в настоящее время представляет собой сферу из интерметаллических (бескислородных) соединений, покрытую с поверхности силикатной оболочкой, средняя мощность которой, очевидно, не превышает 60 км (см. рис. 56). Ее формирование было обусловлено выносом кислорода при водородной «продувке» лунных недр. Поскольку поток водорода должен был иметь значительные колебания мощности от зоны к зоне, то соответственно должна варьировать и мощность силикатной оболочки. Выше было показано, что она, вероятно, увеличивается до 90 км в пределах масконов, но нас интересует вопрос, насколько она может быть утонена. С некоторой долей условности можно провести аналогию с Землей, где мощность силикатной оболочки, судя по глубине залегания «кровли проводящей мантии» [Ротанова, 1966; Рикитаке, 1972], в некоторых регионах может уменьшаться в два-три раза (здесь мы исключаем районы рифтообразования и океаны, в которых металлическая мантия залегает на еще меньших глубинах). Если предположить аналогичные колебания на Луне, то мощность ее силикатной оболочки местами может утоняться до 20—25 км.

Экспериментальные и теоретические исследования взрывного кратерообразования [«Взрывные...», 1968] показали, что глубина кумулятивной воронки при взрыве достигает  $1/3$ — $1/4$  диаметра кратера (она сразу же засыпается взорванным материалом, падающим обратно) и что фрагменты наиболее глубокозалегающих пород в выбросах закономерно располагаются сверху.

К ударно-взрывным образованиям на Луне с достаточной уверенностью можно отнести кратеры, сопровождающиеся системами светлых лучей. Диаметры этих кратеров достигают многих десятков километров (Тихо — 86 км, Коперник — 90 км, Аристарх — 46 км и др.); следовательно, кумулятивная воронка в момент взрывного формирования наиболее крупных из них могла достигать глубины 20—25 км. Таким образом, по нашему мнению, на поверхности Луны в выбросах крупных ударно-взрывных кратеров не исключена возможность обнаружения неокисленных металлических сплавов (интерметаллических силицидов), вырванных из-под силикатной оболочки планеты. Наиболее интересным в этом отношении является кратер Тихо, имеющий наиболее светлую лучевую систему, которая прослеживается в некоторых направлениях на тысячи километров (рис. 57). Природа этих лучей в настоящее время не установ-

---

\* Силициды относятся к «энергоаккумулирующим» веществам. При реакции с водой они дают большой выход тепла и водорода, утилизация которого в свою очередь в качестве топлива представляется исключительно перспективной поскольку не наносит ущерба окружающей среде.

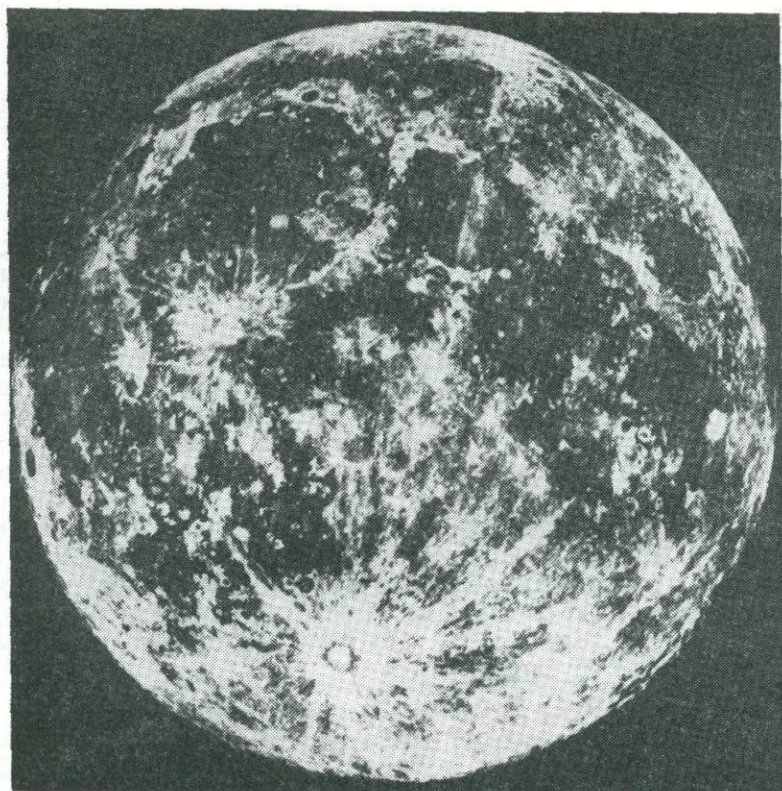


Рис. 57. Луна. Кратер Тихо и его лучи — самая яркая деталь видимой стороны (фотография Ликской обсерватории)

лена, и в свете нашей концепции можно высказать предположение, что высокая отражательная способность данных образований обусловлена значительной примесью в них неокисленных металлов, имеющих высокое альbedo.

В пользу этого предположения косвенно свидетельствует также резко повышенное (в десятки раз) отражение радиолокационных сигналов в районе кратера Тихо [Каула, 1971], так как именно металлы характеризуются сильным отражением радиоволн. Кроме того, установлена четкая корреляция «горячих» пятен на Луне с лучевыми кратерами [Shorthill, Saari, 1965]. Это можно связать с «пробоем» теплоизолирующего слоя силикатов; лучевые кратеры служат как бы «отдушинами» для внутреннего тепла Луны и тепловой поток в них должен быть резко повышен.

Поскольку материал глубинных выбросов в результате метеоритной бомбардировки перемешивается с породами крем-

ний-кислородной оболочки Луны, должно происходить перераспределение кислорода между силикатами и силицидами. В результате химических реакций в неокисленном (самородном) состоянии будут прежде всего выделяться элементы, обладающие малым сродством к кислороду: железо, никель и др. В настоящее время самородное железо обнаружено на Луне в значительных количествах, но оно может быть связано не с выбросами глубинных фрагментов, а с неполным окислением внешней оболочки Луны, что согласуется с нашей гипотезой и подтверждено низкими значениями фугитивности кислорода, определенными экспериментально [Motoaki, 1976], при которых возможна кристаллизация самородного железа.

В Океане Бурь, где отчетливо наблюдается затопление светлых «континентальных» районов темными базальтами, лучевые системы кратеров могут быть обусловлены выбросами анортитов. Поэтому проверку нашего прогноза лучше осуществлять в кратере Тихо и в пределах отходящих от него лучей, которые значительно ярче наиболее светлых «континентальных» районов. Мы надеемся на обнаружение в этих выбросах неокисленных силицидов магния, силицидов железа и других подобных соединений, а также самородных металлов. Можно полагать, что при дальнейших исследованиях Луны кратеру Тихо будет уделено внимание хотя бы как наиболее яркой детали видимой стороны нашего спутника.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Гипотеза изначально гидридной Земли (и родственных ей планет) даже при первом рассмотрении может представиться перспективной. Она базируется на четких космохимических закономерностях, согласуется с современными данными по физике ядра и мантии планеты, весьма упрощает решение проблемы геомагнетизма и, что самое главное, на основе одного ведущего процесса (дегазации водорода) дает возможность увязать всю гамму глобальных геологических явлений (океанообразование, геосинклинальный процесс со складчатостью и магматизмом, горообразование и др.), позволяет существенно приблизиться к пониманию их внутренних причин, а также причин эволюции геодинамического режима на протяжении всей геологической истории, начиная с самых ранних ее этапов. Особенно следует подчеркнуть, что данная гипотеза «заставляет работать» земной шар во всем его объеме — от внутреннего ядра до коры. Она открывает грандиозные перспективы в практическом отношении.

Многие приведенные выше положения еще интуитивны. Автор допускает, что в дальнейшем они могут претерпеть существенные изменения. Однако в данном случае преследовалась цель показать, что предлагаемая концепция позволяет конструктивно обсуждать чрезвычайно широкий спектр геологических и планетологических закономерностей во всех их деталях. С позиций других гипотез в настоящее время это невозможно.

Многие явления были предсказаны автором дедуктивным путем на основе новой модели Земли, а затем уже устанавливалось соответствие действительности. Так были предугаданы направленность эволюции геосинклинального процесса от древних циклов к молодым, двукратное воздымание в складчатых зонах, скорость продольной волны в недрах Луны и т. д. Это определенно свидетельствует о надежности изложенной концепции, так как она позволяет предсказывать многие сложные явления.

Такой подход (от общего к частному) не принят в геологии. Однако Альберт Эйнштейн считал, что «... высшим долгом физиков является поиск тех общих элементарных законов, из которых путем чистой дедукции можно получить картину мира» [Эйнштейн, 1965]. По нашему мнению, данный подход следует утвердить и в геологии, если мы хотим, чтобы она имела ранг теоретической дисциплины. Предложенная разработка является попыткой поиска именно в этом направлении.

Мы специально избегали детальности разбора тех или иных вопросов, так как она увеличила бы дискуссионность изложения и могла бы вызвать реальную опасность «утонуть» в обсуждении частных вопросов со специалистами. Нами предполагалось дать общую, но максимально полную картину с тем, чтобы заинтересовать по возможности более широкий круг исследователей и направить дискуссию (если таковая последует) по пути обсуждения принципиальной правомерности данной постановки вопроса.

В конце нам хотелось бы вернуться к тому, с чего мы начали изложение и еще раз повторить, что версия кислородного сложения Земли никогда не была доказана. К сожалению, об этом забыли. Со временем она утвердилась в виде догмы, и теперь считается естественным, что «бремя доказательства»\* должно быть возложено на иные концепции. Теоретическая геология, следуя этой догме, не могла управлять процессом познания. Она не только не имела возможности предсказывать вперед, но, наоборот, едва успевала «приспособляться» к каждому новому крупному открытию. В этом выражались явные симптомы неблагополучия в самой основе представлений о Земле, однако и оно стало привычным.

---

\* Юридический термин.

Отсутствие объединяющего начала (правильной исходной посылки) привело к тому, что даже смежные отрасли знания о Земле замкнулись в себе и стараются развиваться автономно, нередко изобретая «свои» (узкоспециализированные) гипотезы и модели, не согласующиеся друг с другом. Все это породило убеждение, что геология невероятно сложна, т. е. утвердилось очень «удобный» тезис, позволяющий принять любую противоречивость в геологических построениях. Более того, время от времени высказывается мнение о том, что следует оставить попытки создания единой теории Земли, поскольку это при всей сложности наблюдаемых явлений дело даже не ближайшего будущего.

Мы не можем согласиться с таким положением и считаем, что более правильной является точка зрения Исаака Ньютона, который утверждал: «Природа проста и не роскошествует излишними причинами». Развитие науки не раз подтверждало справедливость данного постулата, и можно надеяться, что он оправдает себя в будущем при построении общей теории Земли.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л.* Сейсмология и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., 1974, с. 133—179.
- Акимото С.* Система  $MgO-FeO-FeO-SiO_2$  при высоких давлениях и температурах, фазовые равновесия и упругие свойства.— В кн.: Верхняя мантия. М., 1975, с. 60—80.
- Аллер Л.* Распространенность химических элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 357 с.
- Альтшулер Л. В., Кормер С. Б.* О внутреннем строении Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 1, с. 33—37.
- Арнорссон С., Кононов В. И., Поляк Б. Г.* Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии.— Геохимия, 1974, № 12, с. 1747—1766.
- Бакулин П. И., Кононович Э. В., Мороз В. И.* Курс общей астрономии. М., Наука, 1970. 518 с.
- Балакина Л. М., Введенская А. В.* Изменение упругих свойств и плотности вещества на границе земного ядра.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 11, с. 1457—1470.
- Батурич Г. Н.* Новые типы руд в океане.— Природа, 1970, № 9, с. 79—81.
- Батурич Г. Н.* Глубоководные рудные илы гидротермального генезиса.— В кн.: История мирового океана. М., 1971, с. 259—277.
- Безруков П. Л.* О связи полезных ископаемых с тектоническими структурами.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 281—290.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966. 123 с.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968. 255 с.
- Белоусов В. В.* О причинах эндогенных процессов.— Вестн. МГУ, 1963, № 2, с. 20—36.
- Белоусов В. В.* Основы тектоники. М., Недра, 1975. 262 с.
- Бергман А. И.* Геологические доказательства химического состава докембрийской атмосферы.— В кн.: Тезисы к Международному геохим. конгрессу. Т. 2. М., 1971, с. 954—955.
- Берч Ф.* Сжимаемость; упругие константы.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., 1969, с. 99—164.
- Бескин С. М., Марин Ю. Б.* Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций средних глубин.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1972, вып. 2, с. 204—222.
- Бетелев Н. П.* О наличии водорода в составе природного газа на Юго-Восточном Устье.— Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 6, с. 1422—1425.
- Богданов Н. А.* Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 51—53.
- Бострем К.* Происхождение осадков в области активных хребтов Индийского и Тихого океанов.— В кн.: Тезисы к Междунар. геохим. конгрессу. Т. 2. М., 1971, с. 806—807.
- Бронштэн В. А.* Природа астероидов.— Природа, 1976, № 5, с. 88—95.
- Булин Н. К.* Современное напряженное состояние земной коры.— Геология и геофизика, 1973, № 12, с. 88—95.
- Бэррер Р.* Диффузия в твердых телах. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1948. 504 с.
- Ваньян Л. Л., Галкин И. Н.* Современные геофизические данные о литосфере и астеносфере Луны.— Геология и геофизика, 1977, № 10, с. 80—94.
- Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В.* Происхождение алмазов. М., Недра, 1968. 260 с.
- Вахрамеев В. А.* Дрейф материков в свете палеоботанических данных.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., Наука, 1971.

*Вернадский В. И.* История минералов земной коры.— В кн.: Избр. соч. Т. 4, кн. 2. М., 1960, с. 13—14.

*Взрывные кратеры на Земле и планетах.* Под ред. К. П. Станюковича. (Сб. статей). М., Мир, 1968. 226 с.

*Винник Л. П., Дашков Г. Г.* Волна РСР при атомных взрывах и характер границы ядро — мантия.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 1, с. 7—16.

*Виноградов А. П.* Дифференциация вещества Луны. В кн.: Космохимия Луны и планет. М., Наука, 1975, с. 5—28.

*Влияние гавайского вулканизма на осадконакопление.*— В кн.: Проблемы литол. и геохимии осадочн. пород и руд/Н. А. Лисицина, Г. Ю. Бутузова, И. И. Волков и др. М., 1975, с. 130—149.

*Войтов Г. И., Широкова И. Я., Золотарев Б. П.* О геохимическом составе газов в породах толент-базальтовой формации.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6, с. 1433—1436.

*Вуллард Дж.* Землетрясения как индикатор тектонической активности Северной Америки.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 103—112.

*Гайнанов А. Г.* Изостазия и глубинное строение дна Северной Америки.— Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 2, с. 39—47.

*Галактионова Н. А.* Роль водорода в процессе образования флокенов. Изв. ОТН АН СССР, 1949, № 11, с. 1666—1673.

*Галактионова Н. А.* Водород в металлах. М., Металлургия, 1967. 303 с.  
*Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—193.

*Галкин И. Н.* Луна оказывается сложнее.— Природа, 1976, № 4, с. 107—109.

*Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана.*— В кн.: Сборник статей. Под ред. А. П. Лисицына, М., Наука, 1976, 385 с.

*Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.* Под ред. В. С. Соболева, Новосибирск, Наука, 1975, 271 с.

*Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузмин М. И.* Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 103—117.

*Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.

*Гогель Ж.* Основы тектоники. М., Мир, 1969. 440 с.

*Головня С. В., Хвостова В. П., Макаров Е. С.* Гексагональная модификация алмаза (лондзелент) в эклогитах метаморфических комплексов.— Геохимия, 1977, № 5, с. 790—793.

*Горяинов И. Н.* «Метеорная пыль» в траппах: космическое вещество или продукт вулканизма?— Геохимия, 1976, № 11, с. 1735—1738.

*Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 263 с.

*Давыдов Б. И.* Об уравнении состояния твердых тел.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 12, с. 1411—1418.

*Дальнейшие сведения об условиях образования плотной модификации кремнезема при высоких давлениях и температурах/Ю. Г. Рябинин, В. П. Петров, В. К. Марков и др.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 3—10.

*Джеффрис Г.* Неупругие смещения на Земле и планетах.— В кн.: Верхняя мантия. М., 1975, с. 257—267.

*Диц Р.* Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., 1974, с. 26—32.

*Жариков В. А.* Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., 1969, с. 62—79.

Жарков В. Н., Калинин В. А. Уравнение состояния железа до давлений в несколько миллионов атмосфер.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 4, с. 811—814.

Жарков В. Н., Магницкий В. А. Эволюция геофизики.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 4, с. 14—23.

Земля. Введение в общую геологию. Т. 2/Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др. М., Мир, 1974. 845 с.

Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах байкальской рифтовой зоны/И. С. Ломоносов, Б. А. Мамырин, Э. М. Прасолов, И. Н. Толстихин. Геохимия, 1976, № 11, с. 1743—1746.

Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии/В. И. Кононов, Б. А. Мамырин, Б. Г. Поляк, Л. В. Хабарин.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 172—175.

Илупин И. П., Лутц Б. Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы.— Сов. геология, 1971, № 6, с. 61—73.

Исаев Е. Н. О вязком течении астеносферы под островными дугами.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 2, с. 406—409.

Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана/А. П. Виноградов, Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев и др. М., Наука, 1972, 251 с.

Кайзер А. Изучение редких газов в образце реголита «Луны-16» методом ступенчатого нагревания.— В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., Наука, 1974, с. 394—404.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, Наукова думка, 1965. 190 с.

Каула У. Введение в физику планет земной группы. М., Мир, 1971. 528 с.

Кларк С. П. (мл.) Теплопроводность.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., 1969, с. 427—446.

Кларк С. П. (мл.) Теплопроводность в мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 555—561.

Клюнов Л. Дрейф материков и конвекция.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 595—602.

Козлов Н. Н., Энеев Т. М. Численное моделирование процесса образования планет из протопланетного облака.— Препринт Ии-та прикл. матем. АН СССР, 1977, № 134. 80 с.

Колесник Ю. Н., Королюк В. Н. Состав сапфиринов и их парагенезисы из двух месторождений Южного Алдана. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, 1976, т. 10, с. 81—84.

Кононов В. И., Поляк Б. Г. Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 163—165.

Кононов В. И., Поляк Б. Г. Современная геотермальная активность Исландии.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 18—31.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, с. 54—62.

Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорového происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968, с. 69—74.

Кориковский С. П. Полиметаморфические и постмагматические процессы в Становом комплексе.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., 1964, с. 108—114.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., Недра, 1969. 616 с.

Красников А. И. Водород и протонный газ в металле.— Изв. ОТН АН СССР, 1946, № 1, с. 133—140.

Краткий справочник по геохимии/Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров. М., Недра, 1977. 275 с.

Краус Э. Развитие материков и океанов.— В кн.: Проблемы перемещения материков. М., 1963, с. 64—127.



Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 25—40.

Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 238—253.

Кропоткин П. Н. Динамика горизонтальных движений земной коры.— Вестн. АН СССР, 1972, № 7.

Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., 1969, с. 7—20.

Куно Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 448—454.

Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Тепловые эффекты окислительно-восстановительных реакций в мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, с. 725—727.

Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Тепловые эффекты химических реакций с участием углерода при сверхвысоких давлениях.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 1, с. 122—124.

Лавров В. М., Бараш М. С. Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 5—12.

Ларин В. Н. О возможности прогнозирования скрытых редкометалльных месторождений в Северном Прибалхашье.— Геология рудных месторождений, 1967, № 4, с. 18—34.

Ларин В. Н. О роли водорода в строении и развитии Земли.— Научные собрания ИМГРЭ, 1971, вып. 6, с. 3—67.

Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., Недра, 1975. 101 с.

Левин В. И. Получение радиоактивных изотопов. М., Атомиздат, 1972. 256 с.

Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их роль в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.

Леонов Ю. Г., Мазарович О. А. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 46—59.

Ле-Пишон Кс. Спрединг океанического дна и дрейф континентов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974, с. 93—133.

Летников Ф. А. Флюидный режим тектонических зон.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. Тезисы симпозиума. М., 1976, с. 30—32.

Летников Ф. А. Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии.— В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Тезисы совещ. Иркутск, 1977, с. 5—9.

Летников Ф. А., Шкандрий Б. О. Флюидный режим метаморфизма.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 79—86.

Лишневецкий Э. Н., Кременецкий А. А. О природе высоких давлений и значениях геотермических градиентов в геологической истории докембрийских щитов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 434—437.

Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974. 304 с.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975. 166 с.

Лутц Б. Г., Петерсилье И. А., Каржавин В. К. Состав газообразных веществ в породах верхней мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1976, с. 226, № 2, с. 440—443.

Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1976. 92 с.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 277 с.

Любимова Е. А. Тепловые потоки и динамика земных недр.— Изв. АН СССР, Физика Земли. 1970, № 5, с. 3—17.

Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли.— Бюлл. МОИП. Отл. геол., 1965, т. 40, № 1, с. 5—27; № 2, с. 5—21.

Магнетизм метеоритов и лунных пород/Е. Г. Гуськова, И. Д. Ветошкин, Э. С. Горшков и др.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 4, с. 3—9.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965. 379 с.

Маева С. В. Тепловая история Земли с железным ядром.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1, с. 3—12.

Маккей К. Водородистые соединения металлов. М., Мир, 1968. 239 с.  
Маракушев А. А. Петрохимические типы эколлитов и вопросы их генезиса.— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1972, № 2, с. 3—22.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн.: Первый междунар. геохим. конгресс. Т. 3. Кн. 1. М., 1972, с. 3—14.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М., 1973, с. 102—130.

Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, с. 70—76.

Мейен С. В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми.— Геотектоника, № 5, 1969.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., Мир, 1966. 275 с.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., Мир, 1971, 328 с.

Милановский Е. Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в альпийском поясе Юго-Западной Евразии.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 153—184.

Милановский Е. Е. Пульсации и расширение Земли—возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое.— Природа, 1978, № 7, с. 22—34.

Минералогия, распространенность элементов и возраст лунных пород «Аполло-11»/Э. В. Соболевич, М. М. Шац, А. В. Смирнова, К. Н. Алексеева.— В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. Киев, 1971, с. 177—220.

Михайлов А. Е. Развитие геосинклиналей и складчатость.— Сов. геология, 1970, № 3, с. 18—25.

Мияки Я. Основы геохимии. Л., Недра, 1969. 327 с.

Могилевский Б. М., Чудновский А. Ф. Теплопроводность полупроводников. М., Наука, 1972. 536 с.

Мороз В. И. Физика планет. М., Наука, 1967. 493 с.

Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 133—153.

Муратов М. В. Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин.— В кн.: История мирового океана. М., 1971, с. 11—30.

Муратов М. В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 152—166.

Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975. 176 с.

Мурдмаа Н. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой магмы.— Докл. АН СССР, 1973, № 208, № 5, с. 1205—1208.

Мушкин И. В. Рудоносность Южного Тянь-Шаня в связи с процессами активизации в мезо-кайнозое.— Геология рудных месторождений, 1973, № 1, с. 103—105.

Об электромагнитном зондировании глубоких слоев Земли/А. Н. Тихонов, Н. В. Липская, Н. А. Денискин и др.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 3, с. 587—590.

*Овчинников Л. Н.* Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973, с. 318—329.

*Овчинников Л. Н., Солодов Н. А.* Формационно-парагенетическая классификация месторождений лития, рубидия, цезия, бериллия стронция, редких земель, циркония, гафния, ниобия, тантала.— В кн.: Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР. М., 1974.

*Олейников Б. В., Округин А. В., Лескова Н. В.* Петрологическое значение находок самородного алюминия в базитах.— Докл. АН СССР, 1978, с. 243, № 1, с. 191—194.

*Опыт типизации геантиклиналей Урало-Монгольского пояса/Волочкович К. Л., Е. Н. Атлухов, Б. Н. Красильников, А. Д. Смирнов.* Геотектоника, 1972, № 3, с. 14—26.

*Павловский Е. В.* Происхождение и развитие земной коры материков.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.

*Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93, с. 9—53.

*Парийский Н. Н.* К открытию суточной нутации Земли.— Астрономический журнал, 1963, 40, № 3, с. 556—560.

*Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—23.

*Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.

*Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельева Г. Н.* Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов.— Сов. геология, 1976, № 5, с. 18—31.

*Пергамент М. А., Печерский Д. М., Храмов А. М.* О палеомагнитной шкале мезозоя.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971, № 10, с. 3—11.

*Породообразующие пироксены/Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин, М., Наука, 1971. 454 с.*

*Почтарев В. И.* О динамике каспийского центра вековых изменений магнитного поля Земли.— Геомагнетизм и аэрономия, 1978, т. 18, № 1, с. 183—185.

*Пресс Ф.* Скорости сейсмических волн.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., 1969, с. 183—206.

*Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972. 222 с.

*Ранкорн С. К.* Конвекция в мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 602—610.

*Ранкорн С.* Динамические процессы в нижней мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М., 1975, с. 286—298.

*Результаты глубинного магнито-теллурического зондирования на Сахалине/Н. М. Бердичевский, Г. А. Чернявский, И. М. Альперович и др.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 3, с. 67—70.*

*Ривс Г.* Представление моделей.— В кн.: Происхождение солнечной системы. М., 1976, с. 51—86.

*Рикитаки Т.* Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л., Недра, 1968. 331 с.

*Рикитаке Т.* Аномалии электропроводности верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 396—403.

*Рингвуд А. Е.* Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 7—26.

*Рингвуд А. Е., Грин Д. Х.* Изучение фазовых переходов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 574—589.

*Рингвуд А. Е., Мейджор А.* Превращения в пироксенах при высоком давлении.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 263—271.

*Ронов А. Б.* Эволюция составов пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.— Геохимия, 1972, № 2, с. 137—147.

Ротанова Н. М. О распределении электрической проводимости Земли.— Геомagnetизм и аэрономия, 1968, т. 8, № 3, с. 549—552.

Ртуть в кимберлитах.— В кн.: Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород/Н. А. Озерова, И. П. Илупин, С. В. Голownя и др. М., 1976, с. 166—185.

Рудные месторождения США. Под ред. Дж. Риджа. Т. 1. М., Мир, 1972. 424 с.

Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорваных покровов. М., Наука, 1971. 134 с.

Руженцев С. В. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. [Автореф. докт. дис.]. М., 1974. 50 с.

Рутген М. Г. Геология Западной Европы. М., Мир, 1972. 429 с.

Сайкс Л. Сейсмичность и глубинное строение островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., 1970. с. 303—332.

Сайкс Л. Роль сейсмичности в анализе глобальной тектоники и в прогнозе землетрясений.— В кн.: Верхняя мантия. М., 1975, с. 176—193.

Салли А. Хром. М., Металлургия, 1958. 291 с.

Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., Наука, 1972. 336 с.

Сейсмический раздел литосферы в зоне Байкальского рифта/С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, З. Р. Мишенькина и др.— Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 72—83.

Симмонс Г., Рой Р. Ф. Тепловой поток в Северной Америке.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 56—61.

Скорнякова Н. С. Рассеяние железа и марганца в осадках Тихого Океана.— В кн.: Осадконакопление в Тихом океане. М., 1970, с. 159—202.

Скорнякова Н. С., Андрищенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— В кн.: Осадконакопление в Тихом океане. М., 1970, с. 202—268.

Славинский М. П. Физико-химические свойства элементов. М., Металлургия, 1952. 764 с.

Смирнов В. И. Предисловие.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., 1972, с. 3—5.

Смирнов Я. Б. Исследование генетических связей теплового потока со строением и развитием земной коры.— Докл. АН СССР, 1967а, т. 177, № 1, с. 182—184.

Смирнов Я. Б. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления.— Докл. АН СССР, 1967б, т. 177, № 2, с. 325—328.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок как критерий их глубинности.— В кн.: Тезисы к междунар. геохим. конгрессу. Т. 1. М., 1971, с. 70—71.

Соботович Э. В. Некоторые вопросы изотопной космохимии и космохронологии.— В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. Киев, 1971, с. 16—39.

Содержание урана в эфлюитовых включениях из кимберлитовых трубок/А. П. Акимов, И. Г. Берзина, М. Ю. Гурвич, Б. Г. Лутц.— Докл. АН СССР, т. 181, № 5, 1968, с. 1245—1248.

Соколов В. А. Геохимия природных газов. М., Недра, 1971. 334 с.

Солодов Н. А. Главные закономерности распределения редкометалльного орудения в земной коре.— Геология и геофизика, 1977, № 2, с. 11—23.

Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 9—41.

Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты)/А. В. Пейве, А. Л. Яншин, Л. П. Зоненшайн и др.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.

Стейси Ф. Физика Земли. М., Мир, 1972. 333 с.

Стишов С. М. О внутреннем строении Земли.— Геохимия, 1962, № 8, с. 649—659.

Строение земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе по данным глубинного сейсмического зондирования.— В кн.: Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973, с. 97—98.

Трапезников Ю. А. Реферативный обзор и критика современных гипотез расширяющейся Земли.— Бюлл. МОИП, Отд-ние геол., 1963, т. 38, № 5, с. 65—74.

Троговый комплекс Алданского щита и его обрамления/М. З. Глуховский, В. С. Коген, В. М. Моралев и др.— Геология и геофизика, 1976, № 6, с. 3—7.

Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974, с. 58—67.

Уэрзел Дж. Строение окраин континентов и развитие океанических желобов.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., 1970, с. 289—302.

Фолинсби Р. Е. Докембрийские металлогенетические эпохи — атмосферные или глубинные? — В кн.: Тезисы к Междунар. геохим. конгрессу. Т. 2. М., 1971, с. 967.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., Мир, 1974. 214 с.

Фридель Ж. Дислокации. М., Мир, 1967. 643 с.

Хаин В. Е. Некоторые общие закономерности развития платформы.— Докл. АН СССР, 1951, т. 81, № 2, с. 191—194.

Хаин В. Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12, с. 3—17.

Хаин В. Е. Происходит ли научная революция в геологии? — Природа, 1970, № 1, с. 7—19.

Хаин В. Е. Место океанообразования в тектонической эволюции Земли.— В кн.: История мирового океана. М., 1971, с. 31—45.

Хаст Н., Нильсон Т. Напряжения в массивах горных пород и их изучение в естественных условиях и на моделях.— Проблемы инженерной геологии. 1967, вып. 4, с. 13—21.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91. 119 с.

Хераскова Т. Н., Новикова М. З., Зардиашвили Н. И. Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 47—61.

Херрин Ю. Региональные изменения скорости волн Р в верхней мантии под Северной Америкой.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 198—202.

Хизен Б. К. Ложе океанов.— В кн.: Дрейф континентов. М., 1966, с. 114—154.

Химический состав лунного реголита «Луны-16»/А. П. Винogradov, М. С. Чупахин, И. Д. Шеваевский, Ю. И. Беляев.— В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., 1974, с. 264—277.

Хойл Ф. О происхождении солнечной туманности.— Вопросы космогонии, 1960, вып. 7, с. 15—49.

Холланд Х. Д. Некоторые пределы состава атмосферы и океанов в докембрии.— В кн.: Тезисы к Междунар. геохим. конгрессу. Т. 11. М., 1971, с. 952—953.

Чердынцев В. В., Кадыров Н. Б., Новичкова Н. В. Происхождение железомарганцевых конкреций по данным о радиоизотопах.— Геохимия, 1971, № 3, с. 339—354.

Чудинов Ю. В. Расширение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники».— Геотектоника, 1976, № 4, с. 16—36.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968. 231 с.

Шипулин Ф. К. Об энергии интрузивных процессов.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1., М., 1969, с. 80—93.

Шипулин Ф. К. К геохимии магматических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 5—12.

Шлезингер А. Е. Киммерийские (возрожденные) прогибы герцинид Евразии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 204—214.

Шолло В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М., Наука, 1964, 167 с.

Шеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.

Шеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., Недра, 1971. 148 с.

Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 133—139.

Эйнштейн А. Физика и реальность. М., Наука, 1965.

Эпельбаум М. Б. Изменение основности и некоторые структурные особенности кислых водосодержащих расплавов.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М., 1974, с. 233—256.

Явойский В. И. Газы и включения в стальном слитке. М., Metallurgиздат, 1955. 248 с.

Яновский Б. М. Развитие современных представлений о происхождении магнитного поля Земли.— В кн.: Пути познания Земли. М., 1971, с. 49—63.

Anders E. Chemical processes in the early solar system as inferred from meteorites. — Accounts Chem. Res., 1968, N 1, p. 289—298.

Allan D. W. Reversals of the earth's magnetic field. — Nature, 1958, v. 182, p. 469—470.

Arcyana. Transform fault and Rift Valley from Bathyscaph and Diving Saucer. — Science, 1975, v. 190, N 4210, p. 108—116.

Arrhenius G. Pelagic sediments. — In: The Sea. Ideas and observation. Interscience Publishers, N.-Y. — London, 1963, p. 655—727.

Ascension Fracture Zone, Ascension Island, and the Mid-Atlantic Ridge. — T. H. van Andel, D. K. Rea, R. P. VonHerzen, H. Hoskins. — Geol. Soc. Am. Bull., 1973, v. 84, N 5, p. 1527—1546.

Auboin J. Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale esquisse d'une comparaison du cadre alpin. — Bull. Soc. géol. France, 1977 (7), t. 19, N 3, p. 421—435.

Bates D. R., Nicolet M. Atmospheric hydrogen. — Planet. Space Sci., 1965, v. 13, p. 905—909.

Bennett D. J., Lilley F. E. M. The effect of the south-east coast of Australia on transient magnetic variation. — Earth and Planet. Sci. Lett., v. 12, 1971, N 4, p. 392—398.

Birch F. Elasticity and constitution of earth's interior. — J. Geophys. Res., 1952, v. 57, p. 220—231.

Birch F. Energetics of core formation. — J. Geophys. Res. 1965, v. 70, p. 6217—6221.

Bolt B. A. The fine structure of the earth's interior. — Scientific American, 1973, v. 228, N 3, p. 24—33.

Boström K., Peterson M. N. A. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. — Econ. Geol., 1966, v. 61, N 7, p. 1258—1265.

Boström K., Peterson M. N. A. The origin of aluminum-poor ferromanganous sediments in areas of high flow on the East Pacific Rise. — Marine Geol., 1969, v. 7, N 5, p. 427—447.

Compston W., McDougal I., Heier K. S. Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America, and Tasmania. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, p. 129—150.

Cox C. S. Magneto-telluric of crust upper mantle below the sea. — This paper was presented at the II international Oceanographic Congress. Moscow, 1966.

Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. — A. E. J. Engel, S. P. Itson, C. G. Engel, D. M. Stickney, E. J. Cray. — Geol. Soc. of America Bull., 1974, v. 85, N 6, p. 843—858.

*Diamond* grafit equilibrium line from growth and grafitization of diamond. F. P. Bundy, H. P. Bovenkerk, H. M. Strong, R. H. Wentorf. — J. Chem. Phys., 1961, v. 35, p. 383—391.

*Driscoll E.* Bonanza from high lands. — Sci. News, 1972, v. 102, N 1, p. 12—13.

*Ewing J., Ewing M.* Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the sea floor. — Science, 1967, v. 156, p. 1590—1592.

*Francis T. J. G.* Upper mantle structure along the axis of the Mid-Atlantic Ridge near Iceland. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1969, v. 17, N 5, p. 507—520.

*Funkhouser J. G., Fisher D. E., Bonatti E.* Excess argon in deepsea rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, v. 5, N 2, p. 95—100.

*Gibb T. R. P.* Primary solid hydrides. — In: Progress in inorganic chem. Ed. by Cotton F. A. Interscience, 1962, v. 3, p. 315—510.

*Goldberg E. D., Arrhenius G.* Chemistry of Pacific pelagic sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 13, p. 153—212.

*Grommé C. S., Merrill R. T., Verhoogen J.* Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous Plutonic rocks in the Sierra Nevada, California, and its significance for polar wandering and continental drift. — J. Geophys. Res., 1967, v. 72, p. 5661—5684.

*Handbook of Elemental Abundances in Meteorites.* Editor B. Mason, v. 1, London, 1971.

*Handbook of Geochemistry.* Editors K. H. Wedepohl a. o. N.-Y. Berlin a. o., 1973.

*Hopkins B. E., Jenkins G. C. H., Stone H. E. N.* Production of high purity iron. — J. Iron and Steel Inst., 1951, v. 168, p. 377—382.

*Hoyle F., Fowler W. A.* On the abundances of uranium and thorium in solar system material. — In: Isotopic and cosmic chemistry. Ed. by Craig et al., N.—Hol. publ. Co., 1964, p. 516—529.

*Iokipii J. R.* The distribution of gases in the protoplanetary Nebula. — Icarus, 1964, v. 3, p. 248—252.

*Kuroda P. K.* The time interval between nucleosynthesis and formation of the Earth. — Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 24, p. 40—47.

*Leeds A. R., Knopoff L., Kausel E. G.* Variations of upper mantle structure under the Pacific Ocean. — Science, 1974, v. 186, p. 141—143.

*MacDonald G. J. F., Knopoff L.* On the chemical composition of the outer core. — Geophys. J., 1958, v. 2, N 4, p. 284—297.

*MacDonald G. J. F.* Calculations on the thermal history of the Earth. — J. Geophys. Res., 1959, v. 64, N 11, p. 1967—2000.

*MacGregor I. D.* Stability fields of spinel and garnet peridotites in the syntectic system MgO—CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>. — In: Year book Carnegie Inst., 1964—1965, p. 126—135.

*Mathews J.* This paper was read at the I. U. G. G. Helsinki meeting, 1960 (unpubl.).

*Mitchell R. H., Crockett J. H.* The isotopic composition of strontium in some South African kimberlites. — Contrib. Mineral. Petrol., 1971, v. 30, p. 277—290.

*Motoaki S.* Oxygen fugacity and other thermochemical parameters of „Apollo-17“ high-Ti basalts and their implications on the reduction mechanism. — In: Proc. 7-th Lunar Sci. Conf., Houston, Tex., 1976, V. 2. N.-Y. e. a., 1976, p. 1223—1344.

*Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean.* J. Dymond, J. B. Corliss, G. R. Heath, C. W. Field, E. J. Dasch, H. H. Vech. — Geol. Soc. of America bull., 1973, v. 84, N 10, p. 3355—3371.

*Paul D. K., Gale N. H., Harris P. G.* Uranium and thorium abundances in Indian kimberlites. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, N 2, p. 335—339.

*Paul W., Warshaner H.* Solids under Pressure. N. Y., 1963. 478 p.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава I. Верна ли главная догма в науках о Земле . . . . .	3
Глава II. Сравнительная космохимия и определение исходного состава Земли . . . . .	6
Глава III. Развитие изначально гидридной Земли и ее современное строение . . . . .	26
1. Характер взаимодействия водорода с металлами . . . . .	26
2. Рафинирование металлов водородом . . . . .	27
3. Направленность эволюции гидридной Земли . . . . .	28
4. Новая геохимическая модель современной Земли . . . . .	29
Глава IV. Физика мантии и геохимические модели Земли . . . . .	30
1. Кислородное сложение мантии и ее физика . . . . .	30
2. Новая геохимическая модель и физика мантии . . . . .	32
Глава V. Физика ядра и геохимические модели Земли . . . . .	33
1. Проблемы железного ядра . . . . .	34
2. Ядро из металлизированных силикатов . . . . .	35
3. Водородсодержащее ядро и его физика . . . . .	35
Сжимаемость гидридов и внутреннее ядро . . . . .	35
Металлы с растворенным в них водородом и внешнее ядро . . . . .	38
Глава VI. Геолого-тектонические следствия гипотезы изначально гидридной Земли . . . . .	41
1. Расширение Земли . . . . .	41
2. Причины и механизм геосинклинального процесса . . . . .	47
3. Опыты моделирования складчатых зон . . . . .	73
4. Глубинная обусловленность эволюции геодинамического режима в истории развития Земли . . . . .	80
5. Проблема дрейфа литосферных плит . . . . .	93
Глава VII. Петролого-геохимические следствия гипотезы изначально гидридной Земли . . . . .	98
1. Проблема источника калия в образовании земной коры . . . . .	98
2. Новый аспект в изотопии стронция . . . . .	106
3. Некоторые вопросы эволюции коры и мантии континентов . . . . .	112
4. Трапповый магматизм платформ . . . . .	127
Глава VIII. Особенности строения дна океанов в свете расширяющейся Земли . . . . .	133
1. «Спрединг» против «тектоники плит» . . . . .	134
2. Модель развития океанов . . . . .	141
3. Геофизические особенности океанов . . . . .	150
4. Рудное вещество океанов . . . . .	157
5. Некоторые аспекты металлогении зон рифтогенеза на континентах . . . . .	163
6. Геохимические следствия процесса океанообразования . . . . .	166
Глава IX. Некоторые аспекты планетологии . . . . .	172
1. Планетохимия и некоторые ее следствия . . . . .	173
2. Геомагнетизм в свете гипотезы изначально гидридной Земли . . . . .	178
3. Интерпретация физических особенностей планет земного типа . . . . .	183
Глава X. О возможных путях проверки новой концепции . . . . .	196
Заключение . . . . .	202
Список литературы . . . . .	205



2р. 20к.

4

3371

НЕДРА

