

Your browser does not support inline frames or is currently configured not to display inline frames.

О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков

Развитие Земли

М: Изд-во МГУ, 2002. 506 с.

В книге в доступной форме изложена современная теория глобального развития Земли, рассмотрены ее происхождение, строение и состав, процесс выделения земного ядра, энергетика Земли и природа ее тектонической активности, происхождение Луны и ее влияние на развитие нашей планеты в катархее и архее. С единых позиций этой теории рассматривается происхождение гидросферы и атмосферы, их совместное влияние на климаты Земли и развитие жизни. Кроме того, описывается тектоника литосферных плит протерозоя и фанерозоя и приводятся реконструкции докембрийских суперконтинентов, а также рассматривается происхождение земной коры, полезных ископаемых, влияние геологических процессов на развитие жизни и влияние геологических процессов на развитие жизни.

[От научного редактора.](#)

[Предисловие](#)

[Введение](#)

[Глава 1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ СОЗДАНИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ](#)

[Глава 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ](#)

[Глава 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ЕЕ ДОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ](#)

[Глава 4. ПРОЦЕСС ВЫДЕЛЕНИЯ ЗЕМНОГО ЯДРА](#)

[Глава 5. ЭНЕРЕГЕТИКА ЗЕМЛИ](#)

[Глава 6. ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ](#)

[Глава 7. ТЕКТНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ](#)

[Глава 8. ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ](#)

[Глава 9. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГИДРОСФЕРЫ И ОКЕАНОВ](#)

[Глава 10. ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕ](#)

[Глава 11. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ](#)

[Глава 12. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ](#)

[ЗАКЛЮЧЕНИЕ](#)

[РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА](#)

Your browser does not support inline frames or is currently configured not to display inline frames.

От научного редактора

В науках о Земле за последние 30 лет утвердилась новая геологическая теория тектоники литосферных плит, коренным образом изменившая существовавшие ранее представления о процессах формирования земной коры и залегающих в ней полезных ископаемых. Следующим шагом развития геологической науки стала разработка общей концепции глобальной эволюции Земли. Этой проблеме и посвящена книга “Развитие Земли”, написанная известными российскими учеными, профессорами МГУ О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым. В ней изложены связанные в единую и самосогласованную концепцию новые представления и идеи о планетарной эволюции Земли. Основой концепции является построенная на фундаментальных законах физики энергетическая модель нашей планеты. Очень важно, что многие разноплановые геологические (и экологические) проблемы в книге рассматриваются с единых позиций этой модели, на основе которой авторам удалось объяснить большинство развивающихся в Земле планетарных геологических и климатических процессов и даже выяснить природу некоторых биологических закономерностей эволюции жизни.

Помимо рассмотрения чисто геологических проблем, авторы разработали новую гипотезу происхождения Луны, оказавшей в свое время существенное влияние на тектоническое развитие молодой Земли и “раскрутившей” ее в прямом направлении. Для объяснения эволюции климатов Земли ими была разработана адиабатическая теория парникового эффекта, имеющая и самостоятельное большое значение.

Мне как математику более близок язык формул, но, учитывая, что эта книга написана для широкого круга специалистов по наукам о Земле, не всегда в должной мере владеющих математическим аппаратом, хочу обратить внимание, что авторы смогли сложные природные процессы и явления описать достаточно строго и в доступной для читателей форме без привлечения “сложной” математики. Хотя следует отметить, что за кажущейся простотой рассуждений и выводов в действительности стоят большие объемы математических расчетов. Поэтому мне представляется, что изложенная в этой книге фундаментальная теория займет достойное место в науках о Земле. Хотелось бы также отметить, что, несмотря на трудности, которые переживает фундаментальная наука в нашей стране, российские ученые, и в частности профессора и преподаватели МГУ, добиваются серьезных успехов, отвечающих самому передовому уровню мировой науки.

Предлагаемая читателям книга, безусловно, будет полезной и необходимой не только студентам и аспирантам геолого-геофизического профиля, но и широкому кругу специалистов, повышающих свое образование в науках о Земле.

Ректор МГУ, академик

В.А. Садовничий

Предисловие

В книге описывается физическая теория планетарного развития Земли, построенная на базе анализа ее энергетического баланса. В основе теории лежат два исходных предположения. Во-первых, принимается, что Земля, по гипотезе О.Ю. Шмидта, произошла за счет гомогенной аккреции холодного протопланетного облака и, во-вторых, что земное ядро состоит из сплава железа с его оксидом (при условии, что составы земной коры и мантии известны). Оба эти предположения на сегодня являются наиболее обоснованными и принимаются большинством геофизиков. Оказывается, что этих двух предположений достаточно для построения самосогласованной теории, поскольку в них содержится вся необходимая информация о начальном строении Земли (однородная и холодная планета) и о запасах ее внутренней энергии, зависящей от массы планеты и состава земного вещества. Зная же по экспериментальным данным уравнение состояния этого вещества, далее по законам физики с привлечением геологических данных в качестве краевых (граничных) условий уже можно построить и саму теорию. Развитие молодой Земли и ее “раскручивание” вокруг оси собственного вращения существенно зависело от приливного взаимодействия нашей планеты с Луной, поэтому попутно пришлось рассмотреть и новую модель ее происхождения. Для определения основных закономерностей эволюции климатов Земли, дополнительно была разработана адиабатическая теория парникового эффекта, которая также включена в это издание.

На основе разработанной теории в книге с единых позиций рассматриваются разные аспекты эволюции Земли, в том числе ее геологическое развитие, тектоническая активность, строение и геохимия отдельных геосфер, тектоника литосферных плит и формирование земной коры, образование полезных ископаемых, происхождение океанов и атмосферы, эволюция климатов Земли и жизни на ее поверхности. Учитывая, что книга рассчитана на широкий круг специалистов в науках о Земле, не всегда достаточно “подкованных” в математике, мы постарались изложить приведенный в ней материал с минимальным использованием математических выражений, хотя полностью избежать их применения мы так и не смогли. Однако за всеми выводами излагаемой здесь теории в действительности стоят большие объемы математических расчетов.

Подготовка книги потребовала переработки большого фактического материала, почерпнутого нами из обширной геологической литературы. Авторам этих работ мы приносим искреннюю благодарность, особенно академику В.Е. Хаину, чьи монографии по геологическому строению и геологической истории развития Земли были для нас настольными книгами. В книге использовались идеи академика А.С. Монины о параметризации эволюционных процессов Земли, об условиях устойчивого вращения планет и многие другие идеи, а также идеи и расчеты Н.О. Сорохтина по климатам раннего докембрия, перегреву мантии в архее, изотопии кимберлитового магматизма и другим проблемам. Кроме того, гл. 11, посвященная происхождению полезных ископаемых, написана совместно с профессором В.И. Старостиним и Н.О. Сорохтиным, за что мы их всех искренне благодарим.

Особую признательность мы приносим научному редактору нашей книги, академику В.А. Садовничему за поддержку издания и полезные советы.

Наука строится из фактов, как дом из кирпичей, но простое собрание фактов столь же мало является наукой, как куча камней – домом.

То за кажущейся сложностью скрывается простота, то, напротив, видимая простота на самом деле таит в себе чрезвычайную сложность.

Анри Пуанкаре

ВВЕДЕНИЕ

Роль теории, как системы руководящих идей и принципов, в любой естественноисторической науке, прежде всего, состоит в том, что она позволяет правильно понимать сущность наблюдаемых природных явлений, отвечает на вопросы почему и, следовательно, позволяет нам выявлять причинно-следственные связи, управляющие ходом развития этих явлений и скрытых за ними процессов. Помимо простого объяснения уже известного круга явлений современная научная теория должна позволять количественно рассчитывать основные их характеристики и, что главное, обладать прогностической силой: предсказывать существование тех явлений, о которых до появления теории еще ничего не знали, и, кроме того, позволять рассчитывать протекание таких процессов в будущем. Адекватные и наиболее общие научные теории должны учитывать и включать в себя все факты полного круга явлений, входящих в данную область науки. При этом в пределах такого круга явлений у современной теории исключений быть не должно.

Существует несколько критериев проверки правильности рассматриваемой теории. Во-первых, она должна быть внутренне непротиворечивой, прочно опираться на современную физику и не противоречить ее законам и фундаментальным принципам. Во-вторых, теория, объективно отражающая действительность, должна быть самосогласованной и принципиально позволять с единых позиций и количественно объяснять все явления и процессы, изучаемые в данной области естествознания с присущим рассматриваемой теории приближением. Известными примерами теорий, описывающих природные явления с разными степенями приближения, могут служить ньютоновская, релятивистская и квантовая механика в физике, эволюционная и молекулярная генетика в биологии и т.д. Наконец, любая научная теория должна допускать свою количественную проверку путем постановки прямых или косвенных контрольных экспериментов, позволяющих проверять ее предсказания.

Следует особо подчеркнуть исключительно большую роль правильной научной теории при решении практических задач, поскольку такая теория позволяет корректно рассчитывать, а иногда и направленно управлять интересующими практику природными процессами. С другой стороны, именно практика и эксперимент являются основными критериями истинности познания, обычно проявляющегося в форме создания самих научных теорий.

В этой книге мы постарались с единых позиций описать наиболее общую теорию развития нашей планеты, достаточно полно отвечающую перечисленным выше

требованиям, и показать, что адекватное описание геологической эволюции Земли можно выполнить, пользуясь сравнительно простой физической моделью глобальных процессов. Теория эта строится на двух основных предположениях и одном физическом принципе.

Согласно наиболее обоснованным гипотезам происхождения планет Солнечной системы, предполагается, что Земля образовалась около 4,6 млрд лет назад за счет гомогенной (однородной) аккреции газопылевого протопланетного облака. Отсюда первое предположение: молодая Земля характеризовалась однородным составом – у нее еще не было ни плотного ядра, ни легкой земной коры. Кроме того, тот факт, что возраст наидревнейших магматических пород земной коры приблизительно на 600 – 800 млн лет моложе наиболее вероятного времени образования самой Земли, практически однозначно свидетельствует о том, что первичная Земля была холодным космическим телом. В противоположность этому древнейшие изверженные породы мощной лунной коры, анортозиты, возраст которых 4,6–4,4 млрд лет, являются крайними членами магматической дифференциации ультраосновных пород, что убедительно свидетельствует о первично горячем, расплавленном и дифференцированном состоянии Луны. Об этом же говорят и отношения изотопов свинца: “ураганные” значения отношений радиогенных изотопов свинца к его стабильному изотопу в лунных породах и умеренные значения этих же отношений в земных породах (подробнее см. гл. 3).

Для определения химического состава первичной Земли, с которым связана вся эндогенная энергетика планеты, необходимо было задаться составом земной коры, мантии и земного ядра. Составы первых двух геосфер известны по эмпирическим данным, тогда как состав земного ядра всегда остается только гипотетичным. Отсюда второе предположение: мы приняли и постарались обосновать, что состав внешней оболочки земного ядра (внешнего ядра) отвечает эвтектическому сплаву железа с его окисью, а внутреннее ядро состоит из сплава железа с никелем. В этом случае оказывается, что первичное земное вещество содержало приблизительно 13% свободного (металлического) железа и около 23% его двухвалентной окиси.

Следуя основным началам термодинамики, в основу теории эволюции Земли положен первый закон термодинамики и физический принцип, согласно которому наибольший вклад в развитие нашей планеты вносили энергетические процессы, в максимальной степени снижавшие потенциальную (внутреннюю) энергию как самой Земли, так и системы Земля – Луна. Поскольку выделяемое этими процессами тепло в конце концов терялось с тепловым излучением планеты в мировом пространстве, развитие Земли и системы Земля – Луна оказывается необратимым.

В качестве крайних условий эволюционной теории выступают данные по строению и составу современной Земли, а также геологическая летопись ее развития. Кроме того, необходимо принимать во внимание условие сохранения момента количества движения в системе Земля – Луна и примечательное совпадение этого момента с тем его значением, при котором Луна попадает на предел Роша Земли и обе планеты обладают синхронными угловыми скоростями собственного вращения (с периодом около 6 часов). Это обстоятельство свидетельствует не только о тесном приливном взаимодействии Земли и Луны на ранних этапах развития нашей планетной системы, но и о том, что Луна когда-то действительно находилась на пределе Роша. Учитывая теперь такое сильное взаимодействие молодой Земли с Луной, нельзя пройти мимо и другого примечательного факта – совпадения времени проявления базальтового магматизма на Луне с появлением около 4,0–3,8 млрд лет назад древнейших изверженных пород земной коры, отметивших собой начало тектонической активности Земли.

Необходимо учитывать также, что на рубеже архея и протерозоя около 2,6 млрд лет назад произошли самые грандиозные за всю историю Земли тектонические события Кеноранского диастрофизма и произошло самое радикальное изменение природы

процессов формирования земной коры: в архее это флюидалные структуры гранит-зеленокаменных поясов, а в протерозое и фанерозое – линейные тектоники литосферных плит. Представляется весьма вероятным связать такие события с катастрофическим процессом образования у Земли “зародыша” земного ядра. Об этом же свидетельствует и формирование уникальных месторождений полезных ископаемых раннего протерозоя.

Согласно описываемой здесь наиболее общей геологической теории, главным планетарным процессом, управляющим эволюцией Земли, является процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества, приводящий к выделению и росту в центральных областях Земли плотного окисно-железного ядра и к возникновению в ее силикатной оболочке, т.е. в земной мантии, химико-плотностной конвекции. В настоящее время с этим процессом выделяется около 90% эндогенной энергии. На втором месте по мощности стоит процесс распада радиоактивных элементов – около 9% энергии, и, наконец, приливные деформации в теле Земли выделяют еще около 1% эндогенной энергии. Однако соотношения этих трех видов энергии на протяжении всей истории существования Земли не были постоянными. Так, при образовании Земли почти полностью доминировала гравитационная энергия аккреции планеты; в молодой Земле превалировало выделение приливной энергии, а, начиная с архея, т.е. с момента возникновения эндогенной тектонической активности Земли и до сих пор, доминирует выделение энергии гравитационной дифференциации земного вещества. Выделение же энергии распада радиоактивных элементов в недрах Земли никогда не играло ведущей роли.

Под влиянием мантийных конвективных течений верхняя, жесткая оболочка Земли – ее литосфера – оказывается разбитой на ряд плит, перемещающихся по поверхности горячей и пластичной мантии. В тех местах, где плиты расходятся, образуется новая литосфера с океанической корой на поверхности и возникают срединно-океанические хребты с рифтовыми зонами на их гребнях. В тех местах, где плиты сходятся и надвигаются друг на друга, одна из плит погружается в глубины мантии, а на окраине другой плиты возникают сопряженные структуры глубоководных желобов с островными дугами или активными окраинами континентов андийского типа. В этих же зонах поддвига плит (в зонах субдукции) формируется континентальная кора за счет переплавления поддвигаемой под нее океанической коры и осадков.

Современная мантия, как и первичное вещество молодой Земли, в среднем характеризуется однородным составом с очень низким содержанием большинства рудных и редких элементов. Поэтому формирование месторождений большинства эндогенных полезных ископаемых в рассматриваемой теории объясняется взаимодействием гидросферы с океанической корой и многократной переработкой (рециклингом) вещества континентальной коры и океанических осадков в зонах поддвига литосферных плит. Образование экзогенных полезных ископаемых всегда контролировалось дрейфом континентов и климатическими зонами Земли.

Эволюция жизни на Земле происходила по “биологическим законам”, но под сильным контролем внешних геохимических и климатических условий. Основные биологические преобразования жизни, начиная от ее происхождения в самом начале архея и до появления ее высших форм на рубеже протерозоя и фанерозоя, а также дальнейшая эволюция жизни в фанерозое, всегда совпадали с главными планетарными и геолого-тектоническими рубежами в развитии самой Земли.

Разные аспекты эволюции Земли, в том числе ее тектоническая активность, строение, геохимия оболочек, тектоника литосферных плит, формирование земной коры и связанных с нею полезных ископаемых, происхождение океанов, атмосферы, развитие жизни и другие эволюционные проблемы, рассматриваются в монографии с единых позиций предлагаемой общей теории. Постоянная проверка выводов теории на их соответствие геологическим данным позволяет нам надеяться, что приведенная здесь теория в целом адекватно описывает эволюцию Земли в прошлом, а это позволило нам

выполнить ряд прогнозных оценок ее развития в будущем. Тем не менее мы далеки от мысли, что эта теория уже полностью совершенна. Наоборот, мы полагаем, что в дальнейшем она будет еще углубляться, совершенствоваться и развиваться далее.

Как уже отмечалось выше, любая теория проверяется ее сопоставлением с реальными фактами и событиями, и чем больше при этом получается совпадений, тем вернее сама теория. Рассматриваемая здесь общая теория развития Земли смогла объяснить большинство известных глобальных событий и процессов, происходивших в геологической истории нашей планеты. В книге приведены многочисленные примеры таких объяснений. Кроме того, эта наиболее общая теория была полностью согласована с современной геологической теорией – тектоникой литосферных плит.

Физический подход к проблемам развития Земли требует проведения оценочных расчетов, немислимых без использования уравнений математической физики. При этом анализ физических явлений и процессов значительно удобнее осуществлять в абсолютной физической системе единиц СГС (CGS), в которой основными единицами являются сантиметр, грамм и секунда. Перевод из системы СГС в систему СИ с базовыми единицами метр, килограмм и секунда может осуществляться по следующим соотношениям:

Длина	$1 \text{ см} = 10^{-2} \text{ м}$
Масса	$1 \text{ г} = 10^{-3} \text{ кг}$
Площадь	$1 \text{ см}^2 = 10^{-4} \text{ м}^2$
Объем	$1 \text{ см}^3 = 10^{-6} \text{ м}^3$
Сила	$1 \text{ дина} = 10^{-5} \text{ Н}$
Плотность	$1 \text{ г/см}^3 = 10^3 \text{ кг/м}^3$
Работа и энергия	$1 \text{ эрг} = 10^{-7} \text{ Дж}$
Мощность	$1 \text{ эрг/с} = 10^{-7} \text{ Вт}$
Давление, модули упругости	$1 \text{ дин/см}^2 = 10^{-1} \text{ Н/м}^2 = 10^{-1} \text{ Па}$
Динамическая вязкость	$1 \text{ П (пуаз)} = 10^{-1} \text{ Н}\cdot\text{с/м}^2 = 10^{-1} \text{ Па}\cdot\text{с}$
Ускорение силы тяжести	$981 \text{ см/с}^2 = 9,81 \text{ м/с}^2$.

Кроме того, мы будем пользоваться некоторыми удобными и привычными внесистемными единицами:

давление:

$$1 \text{ бар} = 10^6 \text{ дин/см}^2 = 10^5 \text{ Н/м}^2 = 10^5 \text{ Па} = 10^2 \text{ кПа}$$

$$1 \text{ кбар} = 10^3 \text{ бар} = 10^8 \text{ Па} = 10^2 \text{ МПа}$$

$$1 \text{ Мбар} = 10^6 \text{ бар} = 10^{11} \text{ Па} = 10^2 \text{ ГПа}$$

$$1 \text{ физическая атмосфера} = 1 \text{ атм} = 1,01325 \text{ бар}$$

тепловая энергия:

$$1 \text{ кал} = 4,1868 \cdot 10^7 \text{ эрг} = 4,1868 \text{ Дж (термохимическая калория)}$$

$$1 \text{ кал}_{\text{тх}} = 4,1840 \cdot 10^7 \text{ эрг} = 4,1840 \text{ Дж}$$

ускорение силы тяжести

$$1 \text{ Гал} = 1 \text{ см/с}^2 = 10^{-2} \text{ м/с}^2.$$

Наконец отметим, что далее будут часто встречаться выражения, содержащие производные тех или иных параметров по времени. Для сокращения обозначений такие производные мы будем отмечать значением параметра «с точкой», например:

$$\frac{dx}{dt} = \dot{x} \quad \text{или} \quad \frac{dE}{dt} = \dot{E}.$$

Остальные производные представляются в обычной форме.

Глава 1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ СОЗДАНИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ

1.1. Ранние научные гипотезы развития Земли

Обычно появлению новых идей в науке предшествуют длительные периоды накопления фактических данных, большинство из которых не укладывается в рамки старых концепций о физической сущности тех или иных природных явлений и процессов. Однако процесс восприятия и особенно внедрения в практику новых научных теорий часто оказывается очень длительным. Это связано с тем, что революционные идеи в науке, как правило, затрагивают давно устоявшиеся и ставшие привычными представления. Но даже тогда, когда новые теории в основе своей уже разработаны, они далеко не сразу завоевывают признание в научном мире. Новую теорию еще необходимо доказывать, а для этого требуется много времени, затрачиваемого на постановку контрольных экспериментов и всестороннее сопоставление теории с практикой, хотя не меньшее время уходит и на простое переучивание и переубеждение членов научного сообщества, что тормозит признание новых идей и теорий.

В истории развития науки имеется много тому классических примеров. Но наиболее ярким из них, вероятно, по-прежнему является драматическая история становления идеи о гелиоцентрическом строении Солнечной системы. Действительно, из повседневного опыта людей казалось столь очевидным, что именно Солнце движется по небосводу вокруг неподвижной Земли, а не наоборот. Именно по этой простой причине большинство современников Н. Коперника не восприняло его революционной идеи о вращении Земли и всех остальных планет вокруг Солнца, изложенной им в 1543 г. в знаменитом труде “Об обращении небесных кругов”. Даже такой выдающийся мыслитель эпохи Возрождения, как Ф. Бэкон, материалист и основатель индуктивного метода познания в естествознании, и тот через 50 лет после выхода этой работы не воспринял новых революционных идей. Так, критикуя Коперника, Ф. Бэкон заявлял, что в его системе много существенных затруднений, потому что движение (вокруг Солнца), которым он утруждает Землю, представляет серьезное неудобство, а отделение Солнца от планет, с которыми у него столько общего, весьма рискованный шаг.... За дальнейшее развитие идей Коперника и их обобщение на все мироздание в 1600 г. инквизицией был сожжен философ Дж. Бруно, а еще позже, почти через 100 лет после опубликования работы Коперника, за приверженность его идеям инквизиция судила великого Галилео Галилея.

В несравненно менее трагической форме, но тоже с большим трудом происходило утверждение новых идей и в геологии. Наиболее общие геологические гипотезы развития Земли всегда играли важную роль в формировании естественнонаучного мировоззрения геологов. Здесь мы не будем касаться предистории развития научных взглядов на происхождение и геологическую эволюцию Земли, так как этому посвящено много других работ. Отметим лишь первую научно обоснованную и для своего времени (30-е годы XIX в.) весьма прогрессивную геологическую гипотезу, носившую явно концептуальный характер и позволявшую искать причинно-следственные связи в геологических явлениях – с контракционную гипотезу Эли де Бомона. Напомним, что эта гипотеза исходила из представлений Канта – Лапласа о “горячем” происхождении Земли, якобы возникшей из сжимающегося сгустка разогретой газообразной материи. Отсюда делался вывод, что по мере остывания Земли ее размеры существенно уменьшались, а внешняя оболочка – земная кора – соответственно сокращалась по площади и подвергалась сжатию, благодаря чему на поверхности возникли горные сооружения и складчатые пояса осадочного чехла.

Несмотря на свою кажущуюся физичность, эта стройная для XIX в. гипотеза не выдержала количественной проверки на соответствие законам физики, не смогла объяснить основные закономерности геологического развития Земли и никак не вписывалась в современные представления о “холодном” происхождении планет Солнечной системы за счет аккреции пылевого протопланетного облака. Тем не менее эта кажущаяся физичность и внутренняя красота контракционной гипотезы буквально заворожала геологов, благодаря чему она господствовала в геологии около 100 лет, дожив до 30-х годов XX в.

Долговечность контракционной гипотезы в геологии, подобно Птоломеевской системе мироздания, дополнительно подпитывалась “очевидностью” наших обыденных представлений о неизбежности взаимных расположений материков: казалось, что горные породы так прочны, а массы континентов столь велики, что нет сил, кроме сил сжатия, способных сдвинуть материки с места и изменить их взаимное расположение на поверхности Земли. Именно под влиянием таких представлений в теоретической геологии сама собой как “очевидная” точка зрения возникла фиксистская концепция, согласно которой все геологические структуры, включая континенты, горные сооружения, океаны, их дно и острова, всегда находились на поверхности Земли только в строго фиксированном положении. Даже складчатые горные сооружения, по этой концепции, возникали только за счет вертикальных движений и без всяких заметных горизонтальных смещений. В рамках такой фиксистской концепции любые сколько-нибудь значительные горизонтальные перемещения геологических структур полностью исключались.

Фиксистский барьер “очевидности” впервые удалось перешагнуть еще в конце XIX в. английскому пастору и талантливому физическому Османду Фишеру, который изложил свои революционные идеи в незаслуженно забытом труде с вполне современным названием “Физика земной коры” (Fisher, 1889). Заметим, что в этой же работе О. Фишер, исходя из идеи об изостатическом равновесии материков и задолго до разработки геофизических методов исследования, впервые правильно определил среднюю толщину континентальной земной коры в 20–25 географических миль, т.е. 37–46 км (в среднем около 40 км).

В противоположность господствовавшим тогда представлениям о доминировании напряжений сжатия О. Фишер исходил из факта одновременного существования на Земле структур растяжения и сжатия. К первым он относил рифтовые зоны, проходящие через Исландию, Срединно-Атлантическое плато (как тогда называли Срединно-Атлантический хребет), Восточную Африку и другие подобные структуры, а ко вторым – Тихоокеанский подвижный пояс, характеризующийся развитием андезитового магматизма и резко повышенной сейсмичностью. За основу геодинамической модели развития земной коры О. Фишер принял закономерности движения лавовых корок, образующихся при остывании магмы в лавовом озере вулкана Килауэа, на Гавайи. Эти корки всегда перемещались от открытых трещин, заполнявшихся огненно-жидкой магмой (из которой при остывании и формировались сами корки) к местам их торшения и погружения в глубины расплавленной магмы лавового озера. Экстраполируя свои наблюдения на земную кору, Фишер заключил, что океаническая кора также образуется за счет излияния базальтов из трещин в зонах ее растяжения, таких, например, как Исландия, осевой хребет в Атлантическом океане и другие аналогичные структуры, а поглощение океанической коры происходит по периферии Тихого океана в зонах сжатия, где океаническое дно опускается под островные дуги и континентальные окраины. Этот-то подвиг океанической коры под континентальную и приводит к возникновению землетрясений под Тихоокеанским подвижным поясом. Движущим механизмом, перемещающим блоки земной коры, по мнению Фишера, служат конвективные течения вещества подкорового субстрата.

Просто поразительно, как за 70–80 лет до появления основополагающих работ по современной геологической теории – тектонике литосферных плит – была нарисована столь близкая к ней модель развития геологических процессов на Земле. Однако идеи Фишера слишком опередили свою эпоху и не были по достоинству оценены современниками. К тому

же геологи в то время еще так мало знали о строении и составе океанического дна, что фактический материал, подтверждающий его гипотезу о важнейшей роли океанической коры в тектонике Земли, тогда еще практически отсутствовал. Теперь приходится только гадать, насколько быстрее пошло бы развитие современной геологии, если бы идеи Фишера были восприняты его современниками.

О. Фишер признавал существование крупномасштабных горизонтальных перемещений континентов и отдельных блоков коры. Поэтому, в отличие от прежних представлений о фиксированном положении геологических структур по контракционной гипотезе, его концепция была первой научно обоснованной концепцией мобилизма.

Следующий шаг в развитии идей мобилизма сделал выдающийся немецкий геофизик Альфред Вегенер, опубликовавший в 1912 г. свою знаменитую гипотезу дрейфа континентов. Он не просто предположил возможность существования крупномасштабных горизонтальных перемещений континентов, но и выдвинул целую систему обоснованных доказательств в пользу этого явления. Доказывая реальность дрейфа материков и распада некогда единого суперконтинента – Пангеи, А. Вегенер в качестве главных аргументов отмечал следующие факты: необычайное сходство очертаний западных и восточных береговых линий Атлантического океана; однотипность геологического строения смежных материков, окружающих этот океан; общность древней палеозойской и мезозойской фауны и флоры на разобщенных ныне материках, а также следы почти одновозрастного (позднепалеозойского) покровного оледенения в Южной Америке, Южной Африке, Индии и Австралии, т.е. на материках, удаленных в настоящее время друг от друга на 10 — 15 тыс. км. К сожалению, с трагической смертью А. Вегенера в Гренландии в 1930 г., куда он отправился за дополнительными доказательствами своих идей, его смелая гипотеза была предана забвению.

Почему же и на этот раз прогрессивные идеи не были восприняты геологами? Помимо определенного консерватизма, свойственного научному сообществу (кстати, такой консерватизм иногда бывает вполне оправдан, поскольку он защищает науку от принятия легковесных гипотез), главную роль здесь сыграло ошибочное объяснение А. Вегенером механизма дрейфа континентов. А. Вегенер по образованию был метеорологом и ему были близки представления о большом влиянии на механизмы перемещения воздушных масс и океанических течений вращения Земли и приливных взаимодействий атмосферы и гидросферы с Луной. Поэтому он предполагал, что и перемещения материков происходят под влиянием ротационных сил и приливных взаимодействий Земли с Луной, т.е. благодаря чисто внешним воздействиям. Элементарная проверка расчетами показала, что подобные воздействия на много порядков слабее тех сил, которые могли бы в действительности сместить с места материк. Но весь парадокс ситуации состоял в том, что вместе с ошибочным механизмом вегенеровской гипотезы “выплеснули из купели” и его совершенно правильные аргументы в пользу реальности самого факта существования дрейфа континентов - ведь ни один из его геологических аргументов так никогда и не был опровергнут.

Не помогло идеям мобилизма и гипотезе дрейфа континентов и появление в 1928 г. работы известного геолога Артура Холмса, повторно высказавшего предположение о существовании в недрах Земли конвективных течений, как тогда говорили, подкорового субстрата. В качестве источника энергии этих движений А. Холмс предложил рассматривать распад радиоактивных элементов.

Если бы А. Вегенер для объяснения дрейфа континентов воспользовался механизмом конвекции О. Фишера или А. Холмса, может быть, периода забвения идей мобилизма и не было бы, а современная геологическая теория была бы создана лет на 30–40 раньше. Но произошло иначе, и для нового возрождения этих прогрессивных идей потребовалось длительное время, прежде чем накопились новые факты, не укладывавшиеся в устоявшиеся фиксистские представления, не только подтверждавшие факт существования дрейфа континентов, но и открывшие новое явление – раздвижение океанического дна.

1.2. Разработка современной теории формирования литосферной оболочки Земли

Большую роль в возрождении идей мобилизма и создания на их базе современной геологической теории сыграли палеомагнитные исследования на континентах. Изучение магнитных свойств горных пород показало, что породы, содержащие магнитные минералы, способны “запоминать” древнее магнитное поле Земли. Определение параметров этого поля по образцам пород с разных континентов привело известных физиков П. Блеккета и С. Ранкорна и других геофизиков в начале 60-х годов к интересному и чрезвычайно важному выводу: с течением времени положение всех материков на поверхности Земли существенно менялось. Но если расположить эти материки таким образом, чтобы их палеомагнитные полюса позднего палеозоя совпали с современными географическими полюсами, то неожиданно получалась реконструкция суперконтинента Пангея, модель которой впервые построил А. Вегенер еще за 25 лет до появления самих палеомагнитных данных.

Однако главный вклад в теорию был получен только после проведения широкомасштабных международных исследований геологического строения океанского дна и связанных с ним полосчатых магнитных аномалий в 50–60-х годах. В те годы, особенно во время проведения исследований по программам Международного геофизического года (1957 г.), были открыты полосчатые магнитные аномалии на океаническом дне и крупнейшие подводные хребты, протянувшиеся по осевым зонам молодых океанов и опоясавшие всю Землю непрерывной цепью длиной более 60 тыс. км. Оказалось также, что по гребням этих срединно-океанических хребтов располагаются глубокие трещины растяжения – рифтовые зоны, из которых всегда извлекались только свежие и молодые базальты. Это наводило на мысль, что одновременно с движениями континентов происходило обновление дна океанов. При этом одни океаны могли раскрываться, а другие, наоборот, сокращаться по площади. Возраст же дна всех без исключения океанов, судя по результатам драгирования донных пород, всегда оказывался сравнительно молодым – не более 140–150 млн лет, тогда как средний возраст самих континентов обычно превышает 2,5 млрд лет.

После проведения этих исследований старая гипотеза дрейфа континентов стала быстро возрождаться, но уже на более высоком научном уровне. В результате благодаря усилиям геофизиков и геологов разных стран мира, и прежде всего Г. Хесса, Р. Дитца, Дж. Вильсона, В. Моргана, К. Ле Пишона, Дж. Дьюи и др., эта гипотеза к концу 60-х годов XX в. переросла в современную и стройную научную концепцию, получившую наименование теории тектоники литосферных плит (описание теории см. в гл. 7).

Особенно большой вклад в ее создание внесли геофизики и геологи, занимавшиеся изучением строения и развития океанского дна. Так, в 1961 и 1962 гг. американские ученые геолог Г. Хесс и геофизик Р. Дитц повторно сформулировали основные идеи Фишера об образовании океанической коры в срединно-океанических хребтах, о молодости и расширении океанического дна, а также о погружении океанической коры в мантию Земли в зонах сопряженных структур островных дуг и активных окраин континентов Андийского типа с глубоководными желобами.

В 1963 г. английские геофизики Ф. Вайн и Д. Мэтьюз высказали исключительно смелое предположение, что полосчатые магнитные аномалии на океаническом дне представляют собой запись инверсий магнитного поля Земли в базальтах расширяющегося океанического дна, играющего роль природной “магнитной ленты” в гигантском “магнитофоне” Земли. На этом основании группа американских и французских геофизиков (Хейртцлер, Ле Пишон и др.) теоретически рассчитала возраст океанического дна. Оказалось, что практически по всем акваториям Мирового океана океаническое дно образовалось сравнительно недавно – только в кайнозойское и позднемезозойское время и что возраст океанического дна закономерно увеличивается при удалении от гребней срединно-океанических хребтов.

В 1965 г. канадский геолог Дж. Вильсон впервые обратил внимание на то, что жесткая оболочка Земли, ее литосфера, разбита на ряд плит, оконтуренных тремя типами границ: рифтовыми зонами, зонами поддвига плит и трансформными (чисто сдвиговыми) разломами.

В то же время известный английский геофизик Е. Буллард со своими коллегами впервые использовал теорему Эйлера, описывающую движение фрагментов жесткой оболочки по поверхности сферы, и современную вычислительную технику для построения количественных реконструкций положения дрейфующих континентов в прошлые геологические эпохи.

В 1968 г. американский геофизик В. Морган и французский геофизик К. Ле Пишон выделили наиболее крупные литосферные плиты и рассчитали параметры их движения по поверхности земного шара. Тогда же американские сейсмологи Б. Айзекс, Дж. Оливье и Л. Сайкс показали, что сейсмичность Земли, как правило, концентрируется вдоль границ литосферных плит и полностью определяется их взаимными перемещениями по земной поверхности.

В 1970 г. английские геологи Дж. Дьюи и Дж. Берд впервые рассмотрели с точки зрения новой теории развитие геосинклинального процесса, происхождение складчатости горных пород и возникновение горных поясов Земли. Им принадлежит разработка нескольких геодинамических моделей развития активных континентальных окраин и зон коллизии континентов. С этих же позиций японский геолог А. Миясиро изучил условия образования и проявления регионального метаморфизма пород и осадков в зонах поддвига плит. Другой японский геофизик, С. Уеда, подробно изучил механизмы погружения океанических литосферных плит в мантию в зонах поддвига плит (в зонах субдукции). Английский геолог Р. Силлитое, обобщив многочисленные данные по распространению рудных полезных ископаемых, пришел к заключению, что многие из них формируются только над зонами поддвига плит. При этом он обнаружил четкую зональность в распределении рудных элементов в зависимости от их подвижности: легкоподвижные рудные компоненты обычно концентрируются ближе к глубоководным желобам, т.е. выносятся на поверхность еще в начале зоны поддвига плит, тогда как менее подвижные и более тугоплавкие элементы и соединения концентрируются на большем удалении от берега океана, т.е. выносятся с больших глубин из зон поддвига плит. Следует также отметить фундаментальную работу А. Митчелла и М. Гарсона, рассмотревших с точки зрения тектоники литосферных плит глобальные тектонические позиции многих из минеральных месторождений.

1.3. Вклад российских ученых в развитие теории тектоники литосферных плит и глобальной геодинамики

В СССР восприятие новых идей в геологии происходило с большими трудностями. Объясняется это несколькими причинами. Во-первых, возможно, тем, что Советский Союз с его необъятными просторами почти целиком расположен на континентальной коре и главные усилия советских геологов были направлены на изучение строения территории страны, а не на выяснение проблем происхождения коры. Такой подход выработал и соответствующее “континенталистское” мышление, при котором континентальная кора принималась за первичное образование, а океаническая - за вторичное, производное образование (отсюда и возникновение популярной в свое время гипотезы Тетяева – Белоусова океанизации или базификации земной коры).

Второй причиной, по-видимому, является то, что в первой половине XX в. в СССР сформировалась сильная геологическая школа, в которой получила широкое развитие и практически всеобщее признание классическая форма геосинклинального учения. Согласно этому учению, полный цикл развития земной коры происходит как бы “in situ”, в рамках отдельных блоков коры со строго фиксированным пространством и без значительных

горизонтальных перемещений отдельных фрагментов коры и материков в целом. Но такой подход, к тому же ограниченный теоретическими рамками геосинклиналичного учения, способствовал выработке и соответствующего “фиксистского” мировоззрения у многих советских геологов, а это, естественно, сильно затрудняло восприятие новых мобилистских идей.

В качестве третьей, но далеко не последней причины существенного отставания Советского Союза от мирового уровня развития геологических наук в 70–80-е годы XX столетия следовало бы упомянуть административно-командный и авторитарный принцип управления наукой. Обстоятельства же сложились так, что во главе управления советской геологии долгое время находились руководители, негативно относившиеся к новым мобилистским идеям и особенно к созданной в середине 60-х годов новой геологической теории – тектонике литосферных плит. Естественно, что такое отношение к новому не могло не сказаться отрицательным образом на общем уровне развития геологических наук в нашей стране. По этому поводу вспоминается такой случай. В 1971 г. один из авторов данной монографии (О.Г. Сорохтин) подготовил статью, в которой делался теоретический прогноз о существовании в океанических рифтовых зонах и на склонах срединно-океанических хребтов мощнейших гидротермальных источников, выносящих около 30% излучаемого Землей тепла. На статью был дан отрицательный отзыв, обоснованный тем, что “нельзя на одну недоказанную гипотезу (имелась в виду тектоника литосферных плит) нанизывать другую, еще более фантастическую”. Поэтому статью пришлось без публикации помещать в диссертационную работу автора (1973 г.) и опубликовать ее только в 1974 г. в монографии “Глобальная эволюция Земли” (под редакцией В.Е. Хаина). В результате Советский Союз потерял приоритет в предсказании существования величайшего гидротермального пояса планеты, поскольку в 1972 г. аналогичная прогнозная статья была опубликована К. Листером (C. Lister, 1972).

По этим и некоторым другим причинам развитие идей мобилизма и разработка новой геологической теории в СССР шла не по государственным планам, а скорее вопреки им и в обход, за счет усилий отдельных энтузиастов и коллективов, официально не призванных заниматься такими проблемами. Тем не менее, ретроспективно оценивая вклад российских ученых в разработку новой геологической теории (в концепцию тектоники литосферных плит), теперь следует признать, что, несмотря на все трудности, этот вклад оказался достаточно весомым, особенно в области создания общей теории глобальной эволюции Земли.

В 20–30-х годах XX в. одним из активных пропагандистов идей мобилизма в Советском Союзе был академик А.А. Борисяк, активно поддерживавший гипотезу дрейфа континентов А. Вегенера. В конце 50-х годов П.Н. Кропоткин использовал палеомагнитные и геологические данные для доказательства существования дрейфа континентов и убедительно показал, что в прошлые геологические эпохи действительно происходили крупные перемещения отдельных континентов. В начале 60-х годов С.А. Ушаков и В.Е. Хаин на основании анализа геологических и геофизических данных по Антарктиде пришли к выводу, что этот материк обособился от других континентов гондванской группы только в результате дрейфа континентов. Несколько позже А.Н. Храмов по палеомагнитным данным сумел построить ряд палеогеографических реконструкций, показывавших положения континентов и океанов в разные геологические эпохи фанерозоя.

В 1969 г. известный советский геолог, академик А.В. Пейве, используя большой геологический материал, развил идею Г. Хесса о том, что встречающиеся во многих горных поясах мира офиолитовые покровы представляют собой фрагменты древней океанической коры, надвинутой на континентальные окраины. Обоснование этого предположения позволило получить представление о строении и составе океанической коры еще до начала бурения дна в океанах. Кроме того, эта идея явилась важным звеном в общей цепи

доказательств существования крупномасштабных перемещений отдельных блоков земной коры. Тогда же С.А. Ушаков показал, что нарушения изостазии в районах островных дуг объясняются динамическим эффектом поддвига океанических плит под эти структуры.

В начале 70-х годов XX в. выдающиеся советские геологи, члены-корреспонденты АН СССР В.Е. Хаин и П.Н. Кропоткин выступили с поддержкой и обоснованием новой геологической концепции, получившей затем наименование теории тектоники литосферных плит. В те же годы советскими океанологами (Сорохтин, Дмитриев, Удинцев, 1971) впервые был описан и рассчитан механизм образования континентальной коры за счет переплавления океанической коры и осадков, затаянутых в зоны поддвига плит. Позже удалось выяснить и рассчитать механизм образования океанических литосферных плит, на этом основании объяснить происхождение срединно-океанических хребтов, аналитически описать зависимость толщины плит и рельеф океанического дна от возраста литосферы или, что то же, от возраста коры. Кроме того, тогда же были описаны с точки зрения тектоники литосферных плит и возможные механизмы образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости (Сорохтин, 1973, 1972).

В середине и конце 70-х годов было теоретически предсказано явление затягивания осадков в зоны поддвига плит (Сорохтин, Лобковский, 1976). Несколько позже факт затягивания осадков под Курильскую островную дугу был подтвержден сейсмическими исследованиями (Гаркаленко, Ушаков, 1978), а затем и бурением у подножия дуги Малых Антильских островов (международный проект). Тогда же С.А. Ушаков, В.В. Федьинский и независимо от них выдающийся морской геолог А.П. Лисицын (1974) по данным магнитных аномалий построили обобщенные варианты карт возрастов Мирового океана. Кроме того, он использовал признаки изменения условий осадконакопления для определения направлений и скоростей смещения океанических плит (1980) и фактически разработал теорию океанского седиментогенеза (1978–1984). В дальнейшем академик А.П. Лисицын и Ю.А. Богданов со своими коллегами (1987–1997) провели многолетние подробные исследования глобальной системы гидротермальных источников на океаническом дне, изучили их геохимию и связанный с ними процесс рудообразования.

Используя палеомагнитные данные и картину полосчатых магнитных аномалий на океаническом дне, А.М. Городницкий, Л.П. Зоненшайн и Е.Г. Мирлин (1978) построили новые палеогеодинамические реконструкции развития океанов в течение всего кайнозоя и позднего мезозоя. Несколько позже эти реконструкции были дополнены палеобатиметрическими картами древних океанов (Савостин, Седов и др., 1980, 1984). В эти же годы путем использования основных положений новой геологической теории, были построены карты мощности литосферных плит и суммарных теплопотерь через океаническое дно (Городницкий, Сорохтин, 1979; 1981).

В 80-х годах была решена задача о механизмах затягивания осадков на большие глубины под континенты (Монин, Сорохтин, 1986). Перспективной с точки зрения прогноза землетрясений оказалась разработанная Л.И. Лобковским в 1988 г. клавишная модель строения зон поддвига плит. Не менее интересна и предложенная им модель двухъярусной тектоники плит, учитывающая возможность возникновения чисто коровых пластин, перемещающихся по отношению к литосферным плитам под влиянием боковых давлений со стороны других плит в зонах столкновения (коллизии) континентов.

Помимо теоретических разработок и обобщения геологических материалов А.И. Шемендой широко проводилось физическое моделирование процессов деформации литосферных плит в зонах их поддвига под островные дуги для выяснения механизмов и условий возникновения надвигов, цунамигенных землетрясений, затягивания осадков в эти зоны и формирования аккреционных призм во фронтальных частях островных дуг. Кроме того, моделировались начальные стадии деформаций литосферных плит в условиях их сжатия и растяжения, а также условия возникновения и развития окраинных бассейнов.

Больших успехов советские, а затем и российские исследователи добились и в области приложений теории тектоники литосферных плит к задачам региональной геологии и проблемам полезных ископаемых. Так, еще в конце 60-х годов Р.М. Деменицкая и А.М. Карасик по магнитным аномалиям проследили историю раскрытия Евразийской котловины Северного Ледовитого океана и происхождение подводного хребта Ломоносова. В работах А.А. Ковалева (1972–1978) на базе новой теории даются классификация и металлогенический анализ основных структурных элементов земной коры по условиям ее образования и описываются основные закономерности распределения полезных ископаемых по отношению к границам литосферных плит. В работе Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина и В.М. Моралева (1976) с точки зрения тектоники литосферных плит рассматривается магматическая и металлогеническая зональность континентальных плит, а в работах А.А. Ковалева (1974), О.Г. Сорохтина, С.А. Ушакова, В.В. Федынского (1974, 1976), И.Е. Баланюк (1981, 1982), Д.И. Мусатова, Н.В. Межеловского (1982), В.П. Гаврилова (1980 – 1996), У.В. Кучурука, С.А. Ушакова (1985) идеи новой геологической теории используются для выяснения условий образования и основных закономерностей размещения месторождений нефти и газа.

С этих же позиций академик А.С. Монин и О.Г. Сорохтин в 80-х годах рассматривали природу уникальной металлогенической эпохи раннего протерозоя, общую геохимическую эволюцию земной коры и возможные механизмы концентрации рудных элементов в месторождениях полезных ископаемых. Уже в наше время удалось не только объяснить механизмы концентрации рудных элементов в земной коре раннего протерозоя, но и рассмотреть эти процессы на всем временном интервале развития Земли (Сорохтин, Старостин, Сорохтин, 2001). Теория тектоники литосферных плит успешно привлекалась и для рассмотрения наиболее вероятного механизма образования алмазоносных кимберлитов, щелочно-ультраосновных магматических пород и карбонатитов (Сорохтин, 1981–1987; Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996).

Очень большой вклад в пропаганду и утверждение новой геологической теории в нашей стране принадлежит академику В.Е. Хаину, который на протяжении многих лет активно поддерживал, обосновывал и развивал идеи тектоники литосферных плит и общие вопросы глобальной тектоники в своих выступлениях на общих собраниях геологов и в своих многочисленных работах. В частности, в его фундаментальной многотомной монографии “Региональная геотектоника” (1971—1985) и в обобщающей монографии “Тектоника континентов и океанов (год 2000)” (2001) многие вопросы тектонического развития земной коры континентов и океанов рассматриваются именно с позиций этой теории. Аналогично этому в монографиях В.Е. Хаина и его коллег А.Н. Божко, Н.В. Короновского и Н.А. Ясаманова, объединяемых общей тематикой “Историческая геотектоника” (1988—1993), с тех же единых позиций тектоники плит описывается эволюция структуры земной коры и дается история формирования всех континентов на Земле, а в монографии – учебнике по геотектонике, написанной В.Е. Хаиным и М.Г. Ломизе (1995), все описание геологических процессов ведется строго с позиций новой теории. Наконец, в большой работе Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина и Л.М. Натапова (1990) впервые строго с позиций тектоники литосферных плит подробно рассматривается строение и история формирования земной коры на всей территории России и сопредельных стран.

В конце 80-х годов (теперь уже прошлого столетия) теоретически было показано, что благодаря процессу выделения земного ядра на рубеже архея и протерозоя должен был возникнуть первый в истории Земли суперконтинент, названный нами Моногеей (Сорохтин, Ушаков, 1989). Независимо, но по геологическим данным, к такому же выводу пришли В.Е. Хаин и Н.А. Божко (1988), назвав этот континент Пангеей-0. Несколько позже, было показано, что в истории Земли могло существовать только четыре аналогичных суперконтинента: Моногея, Мегагея, Мезогея и Пангея, образовавшихся соответственно

около 2,6; 1,8; 1,0 и 0,2 млрд лет назад (см. гл. 8). В это же время по геологическим данным были построены и сами палеогеодинамические реконструкции всех трех докембрийских суперконтинентов (Сорохтин, Ушаков, 1993, 1996), тогда как реконструкция вегенеровской Пангеи была построена ранее А. Смитом и Дж. Брайденом еще в 1977 г.

В 90-х годах было показано, что гидратация пород океанической коры океанскими водами должна сопровождаться генерацией абиогенного метана и водорода (Сорохтин, Ушаков, 1991). Приблизительно тогда же и несколько позже этот теоретический вывод также был подтвержден нахождением в составе гидротермальных источников метана и свободного водорода (Дмитриев и др., 2000; Леин, Сагалевиц, 2000). Это явление, очевидно, имеет прямое отношение к проблеме происхождения нефти и природного газа. Именно поэтому в последние годы появилась целая серия работ, посвященных этой проблеме (Баланюк и др., 1995; Дмитриев и др., 2000; Сорохтин, Леин, Баланюк, 2001) в которых показывается исключительно высокая мощность процесса генерации метана в океанической коре и влияние этого процесса на формирование месторождений углеводородов в толщах океанических осадков.

Несмотря на перечисленные успехи новой геологической теории (тектоники литосферных плит), до середины 70-х годов XX в. она фактически описывала только механические перемещения литосферных плит и сопутствующие таким движениям процессы формирования и деформации литосферной оболочки Земли и верхней ее части – земной коры. О механизме, приводящем в движение плиты, было известно только, что он, вероятнее всего, представляет собой конвекцию. Однако природа мантийной конвекции и основные источники, питающие ее энергией, оставались еще неясными, тогда как до настоящего времени господствовала точка зрения, что конвекция в мантии тепловая и вызывается распадом рассеянных в ней радиоактивных элементов.

Решающий вклад в изучение этой важнейшей проблемы геодинамики внесли российские ученые, предложившие и подробно исследовавшие механизм химико-плотностной дифференциации земного вещества в гравитационном поле Земли (Сорохтин, 1971, 1974; Ушаков, 1974; Монин, 1977, 1988; Монин, Сорохтин, 1981–1984; Монин и др., 1987; Лобковский, Котелкин, 2000). Оказалось, что этот процесс приводит к выделению в центральных областях Земли плотного ядра (скорее всего окисно-железного состава) и к возникновению в мантии нестационарной химико-плотностной гравитационной конвекции – непосредственной причины движения литосферных плит и дрейфа континентов. Удалось не только определить время формирования (возраст) земного ядра и среднюю скорость его роста, но оценить скорость конвективного массообмена в мантии, а, следовательно, средний уровень тектонической активности Земли и скорость образования континентальной коры. Этот же подход позволил понять основные закономерности тектонического развития Земли, эволюцию химического состава мантии, определить среднюю скорость ее дегазации, темпы образования гидросферы и атмосферы и влияние таких процессов на развитие жизни на Земле (Сорохтин, Ушаков, 1989, 1991, 1993). При этом выяснилось, что вклад радиоактивной энергии в мантийную конвекцию оказался значительно меньшим, чем это предполагалось ранее, и не превышает 10%.

Решение задачи о гравитационной дифференциации земных недр и численное моделирование нестационарной химико-плотностной конвекции в мантии позволило приступить к количественному изучению геологической эволюции Земли. Полученные результаты значительно расширили первоначальные рамки теории тектоники литосферных плит и фактически превратили ее в наиболее общую геологическую теорию эволюции Земли. В частности, с этих обобщенных позиций в последние годы удалось описать тектоническую активность Земли для всего времени ее геологического развития, проследить историю формирования континентов, океанов, атмосферы и даже построить непротиворечивую модель приливного взаимодействия планет в системе Земля – Луна.

1.4. Методология построения общей теории глобальной эволюции Земли

Оглядываясь на историю развития геологии, можно утверждать, что до появления теории тектоники литосферных плит в науке не существовало общей и строго научной геологической теории, удовлетворяющей всем требованиям, предъявляемым современным научным теориям. До конца 60-х годов геология представляла собой лишь описательную науку. Однако из этого не вытекает, что в геологии не существовало частных теорий, наоборот, они существовали и даже в изобилии, например теория распространения сейсмических волн в слоистых средах, осадочно-миграционная теория нефтегазообразования, теория литогенеза, термодинамическая теория магматической дифференциации и др. Но все они узкой направленности и предназначались для описания лишь отдельных геологических процессов, рассматриваемых в отрыве от остальной геологической обстановки, и никогда не создавали единого мировоззренческого подхода к изучению Земли. При этом отдельные попытки создания общей геологической теории, как показывает история геологии, либо не выдерживали количественной проверки (например, контракционная гипотеза), либо не отвечали элементарным требованиям, предъявляемым к современным научным теориям (например, гипотезы океанизации земной коры, расширяющейся, пульсирующей или гидридной Земли и т.д.). Пользуясь терминологией П. Куна (1975), можно утверждать, что до конца 60-х годов геология еще находилась на допарадигмальном уровне развития науки.

Многие из геологов “классической” школы тогда полагали, что для создания настоящей и всеобъемлющей геологической теории собрано еще мало фактических данных о строении земной коры в различных регионах Земли. Но парадокс “классического” подхода заключался в том, что чем больше собиралось дополнительных данных, детализирующих строение отдельных участков земной поверхности на континентах, тем более запутанной и противоречивой казалась общая картина развития Земли. Говоря словами известного физика начала XIX в. О. Френеля, создавалось впечатление, что природа как бы издевается над нашими аналитическими затруднениями: применяет она лишь простые средства, но их сочетание порождает почти неразрешимую путаницу.

Для расшифровки этой “путаницы” действительно была необходима дополнительная геологическая информация, но не детализирующая до бесконечности строение континентов, а принципиально новая информация о строении и развитии океанического дна. Нужны были также новые и конструктивные идеи, позволяющие по-новому взглянуть на все накопленные прежде геологические данные и знания. Воистину, чтобы увидеть лес, надо было выйти из него и посмотреть со стороны.

Принципиально новые данные, заставившие отказаться от старых представлений о происхождении земной коры и о природе геодинамических процессов в литосферной оболочке Земли, были получены только за последние 40–45 лет благодаря комплексному и широкому изучению геологического строения, состава и динамики дна Мирового океана. Именно эти данные позволили выдвинуть новые идеи о природе глобальных процессов, определяющих развитие земной коры и всей Земли в целом. Созданная на базе этих идей новая геологическая теория (тектоника литосферных плит) привела к глубокому преобразованию классических геологических представлений и, по существу, произвела революцию в науках о Земле. При этом новая теория вовсе не противостояла позитивным геологическим знаниям, собранным за все время существования геологии как науки. Наоборот, она органически впитала их в себя и дала им новое звучание. Значение этой теории для геологии без преувеличений можно сравнить лишь со значением ньютоновской или квантовой механики для физики, молекулярной генетики для биологии и кибернетики для вычислительной техники.

Теперь становится понятным, почему одна из древнейших наук, геология, до середины XX в. не имела собственной общей теории. Объясняется это тем, что “ключ” к познанию процессов геологического развития Земли лежал на дне океана и “поднять” его можно было лишь ценой организации широких океанологических исследований по всем акваториям Мирового океана. Но такие исследования начались только в 50-х годах XX в. во время работ по

программам II Международного геофизического года и другим международным проектам. В этих исследованиях принимали участие многочисленные специалисты из разных стран мира, в том числе и советские океанологи – геофизики и геологи (включая и авторов этой книги), внесшие в них и свой весомый вклад.

С появлением теории тектоники литосферных плит положение в геологии резко изменилось. Можно с полной ответственностью утверждать, что сейчас в геологии уже существует своя строгая теория, полностью соответствующая всем высоким требованиям, предъявляемым к современным научным теориям. Важно также, что эта теория объединила три главных раздела в науках о Земле: собственно геологию, геохимию и геофизику.

Однако тектоника литосферных плит имеет свои ограничения: она описывает процессы только в верхней, жесткой оболочке Земли – в ее литосфере (включая земную кору). Для создания же более общей теории планетарного развития всей Земли в целом (естественно, включающей в себя и тектонику литосферных плит) нужен единый и последовательно физический подход ко всей проблеме в целом. Но для этого, прежде всего, необходимо исходить из следующих общих положений.

1. Земля является физическим телом и развивается по строгим законам физики. Отсюда, в частности, следует, что развитие Земли, согласно первому началу термодинамики, должно происходить под влиянием процессов, в максимальной степени уменьшающих ее потенциальную (внутреннюю) энергию, переходящую в конце концов в тепло. Генерируемое эндогенными процессами тепло, как известно, излучается Землей в космическое пространство, т.е. безвозвратно теряется. Следовательно, развитие Земли необратимо.

2. Движение Земли вокруг Солнца, центра тяжести Галактики и вообще в мировом пространстве происходит по эквипотенциальным поверхностям гравитационного поля, и само по себе такое движение не требует затрат энергии. Передача энергии от внешнего гравитационного поля телу Земли может происходить только в том случае, если это поле переменное, т.е. если возникают приливные силы. В Земле такие силы возникают при ее вращении вокруг собственной оси в градиентных гравитационных полях Луны и Солнца. Однако современная доля приливной энергии, рассеиваемой в земных недрах, в настоящее время не превышает 1% суммарных теплотерь Земли. Отсюда следует важный вывод, что главные источники энергии эндогенного развития Земли, прежде всего, следует искать внутри самой Земли, тогда как развитие ее экосферы, включая климат планеты, процессы выветривания пород и осадкообразование, в большей мере управляются солнечной энергией.

3. Как и любая физическая задача, глобальная эволюция Земли должна описываться уравнениями математической физики, решение которых возможно находить, только задавшись начальными и краевыми условиями задачи. В качестве начального условия необходимо принять время образования, строение и состав первичной Земли, а в качестве краевых (граничных) условий – строение и послыйный состав современной Земли и всю ее геологическую летопись.

4. Землю с ее геосферами (ядром, мантией, корой, гидросферой, атмосферой и биосферой) следует рассматривать как единую, физически взаимодействующую динамическую систему, объединенную внутренними связями. Очевидно, по этой причине механические перемещения в Земле нельзя отрывать от развивающихся в ее недрах физико-химических процессов, приводящих к изменениям состава, плотности и объема вещества, при этом надо также учитывать, что механические деформации сами приводят к разогреву и даже плавлению вещества. Это требует рассмотрения развития всех геологических процессов, в том числе и тектонической активности Земли, в пространстве и времени.

5. Скорость развития большинства эндогенных процессов в Земле сдерживается высокой диффузионной вязкостью земного вещества, поэтому многие из таких процессов развиваются исключительно медленно (в течение многих миллионов и даже миллиардов лет). Все это требует рассмотрения взаимодействия разномасштабных геологических процессов, в том числе и тектонической активности Земли, в категориях пространства и времени. Поэтому при изучении проявлений геолого-тектонических процессов в прошлые геологические эпохи

полезно использовать все возможности актуалистического подхода в исторической геологии. При таком подходе, правда, необходимо вносить соответствующие эволюционные поправки за необратимость процессов тектонического развития и химической дифференциации Земли и ее отдельных геосфер.

Отмеченный энергетический подход к изучению глобальной эволюции Земли в сочетании с его привязкой к конкретной геологической летописи (т.е. к краевым условиям для нашей планеты) позволяет выделить и ранжировать по мощности главные планетарные процессы, управляющие эволюцией Земли. После изучения каждого из таких определяющих процессов можно оценить и их суммарное воздействие на тектоническую активность Земли и на отдельные проявления этой активности. В свою очередь, лишь всесторонний и комплексный подход к изучению отдельных геологических явлений и процессов как к частным формам проявления наиболее общего и глобального процесса развития всей Земли в целом позволяет, например, объяснить происхождение и развитие океанов и атмосферы на Земле, выявить основные закономерности роста континентов, выяснить причины возникновения уникальной металлогенической эпохи раннего протерозоя или природу эволюционных изменений металлогении континентов и т.д. Особенно показательна в этом отношении проблема происхождения докембрийских железорудных формаций. Для ее разрешения необходимо рассматривать самые фундаментальные и разноплановые проблемы происхождения и глобальной эволюции Земли, включая химическую дифференциацию вещества в протопланетном газопылевом облаке, из которого образовалась Земля, состав земного ядра и природу механизмов его выделения из мантии, эволюцию химического состава мантии и конвективный массообмен в ней, дегазацию Земли и условия формирования океанов и атмосферы на ее поверхности, условия развития жизни на Земле, продуктивность биосферы докембрия и т.д.

Разрешить все эти слившиеся воедино проблемы позволила разработанная российскими учеными наиболее общая геологическая теория глобальной эволюции Земли. Возникла эта теория, как уже отмечалось, за счет органического слияния и дальнейшего совместного развития тектоники литосферных плит, современной космогонической концепции о происхождении Земли и гидродинамической теории, описывающей конвективный массообмен в мантии. Описанию этой общей геологической теории и посвящена данная книга.

Глава 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ

2.1. Общие сведения о Земле

Геологические методы позволяют изучать только несколько первых километров верхних слоев Земли. Основную же часть информации о внутреннем строении Земли дают геофизические методы, включающие: 1) сейсмологические и сейсмические методы, основанные на регистрации упругих колебаний, вызываемых землетрясениями или искусственными взрывами; 2) гравиметрические методы, основанные на изучении поля силы тяжести Земли, создаваемого притяжением масс самой Земли, ее вращением, а также притяжением других космических тел, и дающие информацию о фигуре Земли и распределении масс в ее недрах; 3) магнитометрические – изучающие магнитное поле Земли, создаваемое замкнутыми электрическими токами и намагниченностью горных пород; 4) геотермические, изучающие тепловое поле Земли и плотность теплового потока на ее поверхности, обусловленные как термическим режимом недр, так и способностью различных оболочек Земли передавать глубинное тепло и самостоятельно его генерировать; электрометрические методы, изучающие электропроводность земных недр.

Кроме геофизики о внутреннем строении Земли косвенно позволяют судить лабораторные эксперименты, а также изучение космических тел (метеоритов), попадающих на земную поверхность.

Строение нашей планеты сегодня хорошо известно по сейсмическим данным и анализу собственных колебаний Земли, а состав ее верхних оболочек (земной коры, гидросферы и атмосферы) – по геологическим данным и прямым измерениям. Наши сведения о составе мантии Земли менее определенные, но все-таки по совокупности всех геологических и геофизических данных о строении и составе этой земной оболочки можно судить достаточно уверенно. О составе земного ядра, можно высказывать лишь более или менее обоснованные гипотезы. Не останавливаясь на описании методик изучения строения и состава Земли, подробно изложенных в многочисленных специальных работах (Жарков, 1983; Болт, 1984; Anderson, 1989; Сорохтин, Ушаков, 1991; и др.), перейдем сразу к их результатам.

Земля – третья по порядку от Солнца планета Солнечной системы, обращается вокруг Солнца по близкой к круговой орбите (эксцентриситет орбиты $\varepsilon = 0,0167$) на среднем расстоянии 149,6 млн км. Если смотреть со стороны северного полюса небесной сферы, то вращение Земли, как и других планет (кроме Венеры), вокруг Солнца происходит против часовой стрелки (планета как бы “катится” вокруг Солнца), и это направление считается прямым. Средняя скорость движения Земли по орбите равна 29,765 км/с, период обращения (продолжительность года) составляет 365,24 солнечных суток, или $3,147 \cdot 10^7$ с. Земля обладает собственным осевым вращением в прямом направлении (т.е. также против часовой стрелки, если смотреть со стороны Северного полюса), период осевого вращения Земли равен 23 ч. 56 мин. 4,1 с или $8,616 \cdot 10^4$ с.

Масса Земли равна $M_g = 5,977 \cdot 10^{27}$ г, средний радиус $R_g = 6371$ км, площадь поверхности Земли $5,101 \cdot 10^{18}$ см² (510,08 млн км²), средняя плотность $\rho = 5,52$ г/см³, среднее ускорение силы тяжести на земной поверхности достигает $g = 981$ Гал. Фигура Земли описывается геоидом, представляющим собой эквипотенциальную поверхность силы тяжести (рис. 2.1). Вне континентов геоид совпадает с невозмущенной поверхностью Мирового океана. На континентах поверхность рассчитывается по гравиметрическим данным или по спутниковым наблюдениям. Лучше всего геоид аппроксимируется эллипсоидом вращения – равновесной фигурой вращающейся однородной жидкости.

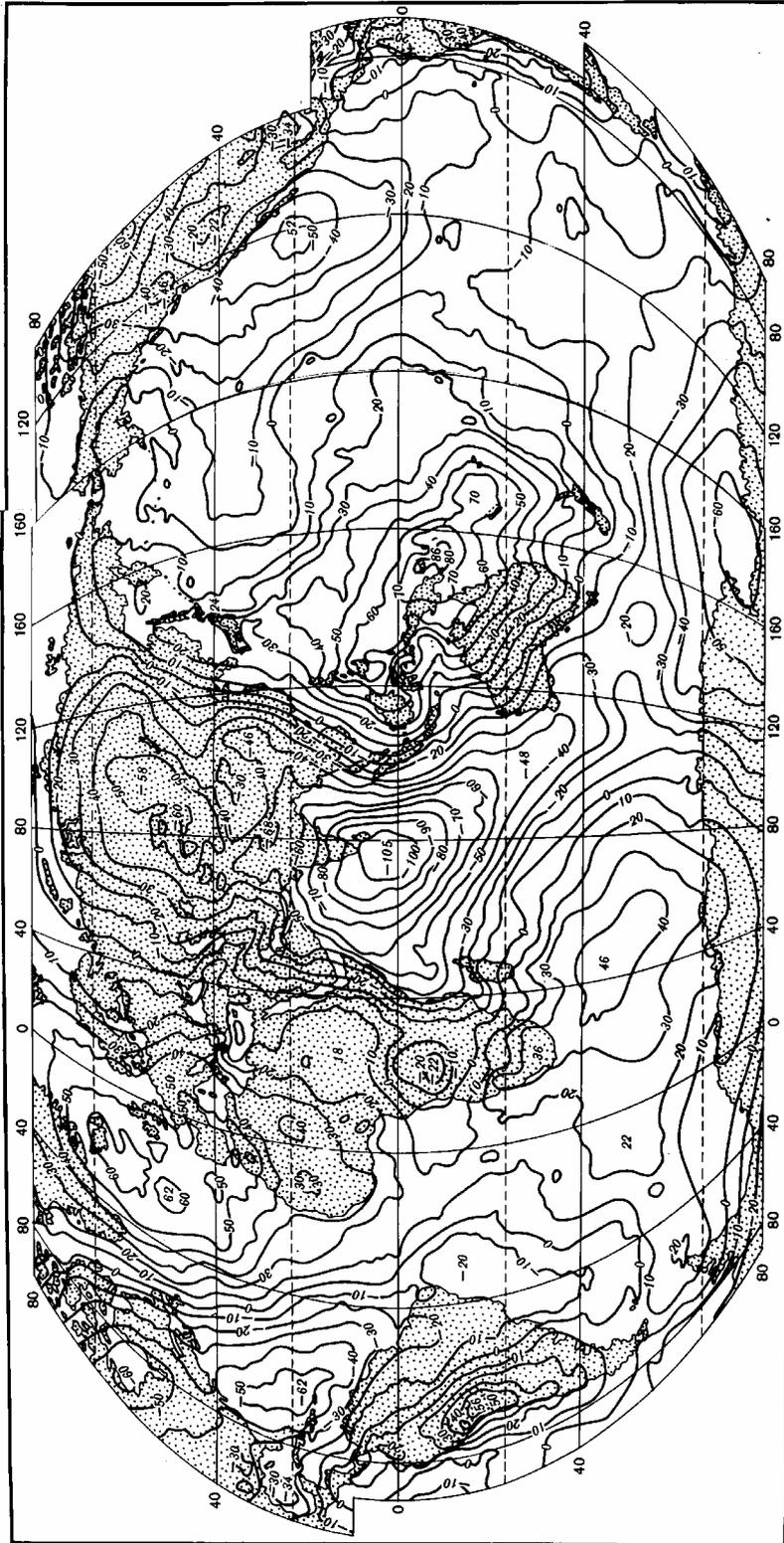


Рис. 2.1. Карта высот Геоида, м (Vincent, Marsh, 1975)

Отклонения геоида от такого эллипсоида не превышают +86 и –105 м и вызываются как неоднородностями распределения масс в Земле, так и динамическими процессами, развивающимися в мантии и литосферной оболочке Земли. Сплюснутость геоида (эллипсоида вращения) определяется скоростью вращения Земли вокруг полярной оси. У современной Земли полярный радиус $R_{\text{п}} = 6356,78$ км, а экваториальный $R_{\text{э}} = 6378,16$ км, следовательно ее сжатие равно $e = (R_{\text{э}} - R_{\text{п}})/R_{\text{э}} = 1/298,3$. Центробежное ускорение силы тяжести на экваторе достигает $g_{\text{цб}} = -3,392$ Гал.

Из приведенных данных о форме геоида следует, что фигура Земли очень неплохо (с точностью до 1%) соответствует равновесной форме вращающейся жидкости. Отсюда можно предположить, что вещество Земли в ее недрах также находится в эффективно жидком состоянии, хотя вязкость такой “жидкости” может быть очень высокой (здесь невольно напрашивается аналогия свойств земного вещества со свойствами вара).

Момент инерции Земли относительно оси вращения $I = 8,04 \cdot 10^{44}$ г·см², тогда как ее безразмерный средний момент инерции равен $J = I/MR^2 = 0,33076$, что свидетельствует о значительном уплотнении земного вещества к центру планеты (для однородной по плотности сферы $J = 0,4$).

Земля, как известно, обладает собственным магнитным полем, максимальная напряженность которого около 0,6–0,7 Э наблюдается возле магнитных полюсов. На экваторе она уменьшается до 0,25–0,42 Э. Главной компонентой магнитного поля является поле магнитного диполя или однородно намагниченного шара. Ось магнитного диполя сейчас наклонена к оси вращения Земли под углом $10,5^\circ$, однако ее среднее положение за периоды времени порядка нескольких десятков тысяч лет неплохо совпадает с географической осью.

Через поверхность Земли постоянно теряется часть ее внутреннего тепла. Суммарный тепловой поток, пересекающий поверхность Земли, равен примерно $(4,2-4,5) \cdot 10^{20}$ эрг/с, в среднем $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Средний тепловой поток через континенты приблизительно равен $1,43 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (60 эрг/см²·с), а через океаническое дно – $2,37 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с ($99,5$ эрг/см²·с). Всего же через континенты теряется около $1,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как через океаническое дно – примерно в 2,5 раза больше – около $3,1 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

2.2. Атмосфера и гидросфера Земли

Плотные газовые и жидко-водяные внешние оболочки могут существовать только у сравнительно массивных планет, гравитационное поле которых способно удерживать газовые молекулы со средними молекулярными весами, а поверхностная температура превышает температуру плавления льда, но ниже температуры кипения воды. Из всех планет Солнечной системы такие условия существуют только на Земле. Например, Меркурий из-за своей малой массы (0,06 массы Земли) и близости к Солнцу потерял практически всю свою атмосферу (давление атмосферы на Меркурии менее $2 \cdot 10^{-14}$ атм.). Хотя Венера и обладает плотной атмосферой (около 90 атм), но благодаря большому парниковому эффекту ее поверхностная температура (приблизительно 470 °С) значительно выше критической температуры перехода воды в газовое (флюидное) состояние (374 °С). Марс, масса которого составляет 0,11 от массы Земли, сохранил лишь весьма разреженную атмосферу (около $6 \cdot 10^{-3}$ атм), тогда как вся гидросфера на этой холодной планете сейчас находится только в замерзшем состоянии. Внешние планеты Солнечной системы (Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун) обладают плотными атмосферами, но лишены жидких гидросфер. В то же время на их спутниках, как и на Марсе, все поверхностные воды находятся только в замерзшем состоянии.

2.2.1. Атмосфера Земли

Масса земной атмосферы равна примерно $5,15 \cdot 10^{21}$ г. Среднее давление воздуха на уровне моря равняется $p_0 = 1,0132$ бар = 1013,2 мб (760 мм ртутного столба), а плотность $\rho_0 \approx 1,27 \cdot 10^{-3}$ г/см³. С высотой давление и плотность воздуха быстро уменьшаются по экспоненциальному закону (см. рис. 10.7).

Азотно-кислородный состав земной атмосферы уникален для планет Солнечной системы. Сухой воздух содержит 75,51% (по массе) азота, 23,15 – кислорода, 1,28 – аргона, 0,046 – углекислого газа, 0,00125 – неона и около 0,0007% остальных газов. Важной активной компонентой атмосферы является водяной пар (и вода в каплях облаков). Содержание водяного пара и воды в атмосфере достигает $(0,12-0,13) \cdot 10^{20}$ г, что в пересчете на слой конденсированной воды составляет 2,5 см (25 мм), или в среднем 2,5 г/см² земной поверхности. Если учесть среднегодовое испарение и выпадение осадков, приблизительно равное 780 мм водяного столба, то легко определить, что водяной пар в атмосфере обновляется примерно 30 раз в год или каждые 12 дней. В верхних слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца возникает озон, состоящий из трехатомных молекул кислорода. Несмотря на малые количества озона в атмосфере ($O_3 \approx 3,1 \cdot 10^{15}$ г; кислорода в атмосфере $O_2 = 1,192 \cdot 10^{21}$ г), этот газ спасает жизнь на поверхности Земли от пагубного воздействия на нее жесткого излучения Солнца.

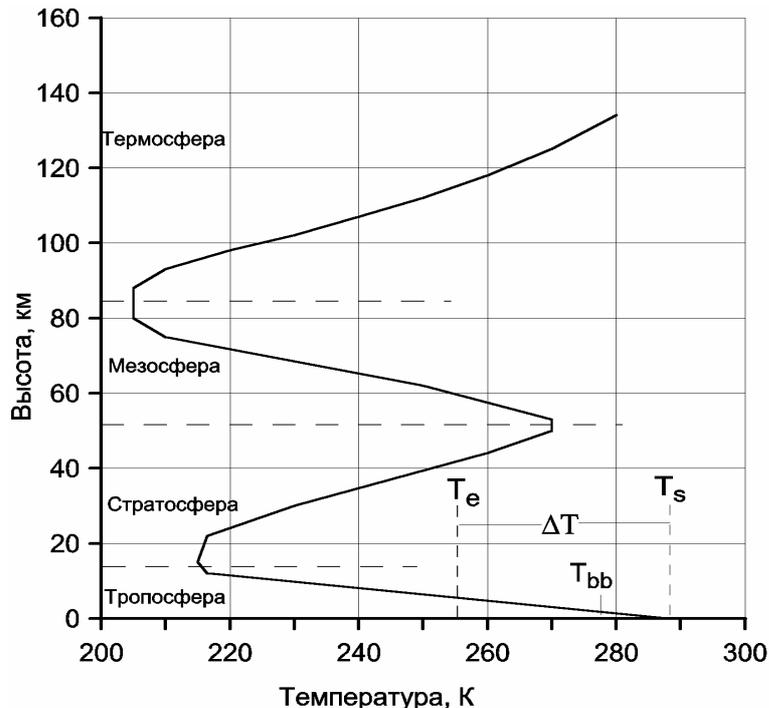


Рис. 2.2. Распределение температуры в атмосфере Земли

В атмосфере и ее облачном покрове поглощается около 18% солнечного излучения. Кроме того, ее активные компоненты: водяной пар, углекислота и озон – одновременно поглощают инфракрасное (тепловое) излучение земной поверхности, нагретой Солнцем. В результате в атмосфере возникает парниковый эффект и воздух прогревается, а благодаря конвективному перемешиванию воздушных масс в нижнем слое атмосферы – в ее тропосфере – устанавливается распределение температуры, близкое к адиабатическому. В тропосфере сконцентрировано около 80% атмосферного воздуха, ее толщина меняется от 8–10 км в приполярных районах, до 17–18 км у экватора и в среднем близка к 10–12 км. Среднее значение адиабатического градиента температуры влажной тропосферы приблизительно равно 6,5 К/км (для сухого воздуха – 9,8 К/км). В противоположность конвективному выносу тепла из тропосферы, основным механизмом переноса тепла в вышележащих слоях атмосферы (в стратосфере, мезосфере и термосфере) является радиационный (лучистый) перенос энергии.

Поэтому, распределение температуры в верхних слоях атмосферы становится более сложным (рис. 2.2). В результате радиационно-конвективного баланса атмосферы средняя температура на поверхности Земли равна 288 К, или +15 °С, хотя ее колебания в разных климатических зонах могут достигать 150 °С. Радиационная же температура Земли, т.е. температура, под которой Земля видна из космоса, равна 255 К, или –18 °С.

2.2.2. Гидросфера Земли

Земля – единственная планета Солнечной системы, на поверхности которой вода может находиться в жидком состоянии. Масса воды в современной гидросфере достигает $1,46 \cdot 10^{24}$ г. Большая ее часть сосредоточена в Мировом океане – $1,37 \cdot 10^{24}$ г, в материковых льдах – $0,023 \cdot 10^{24}$, а на пресные воды суши приходится только около $0,001 \cdot 10^{24}$ г воды. Помимо свободной воды на поверхности Земли часть ее, в виде грунтовых и поровых вод, пропитывает континентальную и океаническую кору. Суммарная масса таких вод, по-видимому, достигает $0,066 \cdot 10^{24}$ г. Средняя соленость океанических вод достигает 35‰ (промилле или тысячных долей), следовательно, в водах океана растворено около $0,048 \cdot 10^{24}$ г солей.

Кроме жидкой фазы, часть воды связана в гидросиликатах земной коры. По нашим оценкам в континентальной коре связано около $0,392 \cdot 10^{24}$ г воды, а в океанической коре – $0,321 \cdot 10^{24}$ г. Всего же на Земле в ее верхних геосферах – земной коре и гидросфере (влажностью атмосферы можно пренебречь) – сосредоточено примерно $2,173 \cdot 10^{24}$ г воды.

Воды океанов и морей покрывают около 2/3 всей поверхности Земли, суммарная площадь водной поверхности достигает 361,46 млн км², средняя глубина Мирового океана, с учетом глубин морей близка к 3,8 км. В океанской воде растворены практически все элементы таблицы Менделеева, но главными из них являются катионы (в промилле, ‰): $\text{Na}^+ = 10,764$; $\text{Mg}^{2+} = 1,297$; $\text{Ca}^{2+} = 0,408$ и $\text{K}^+ = 0,388$ и анионы: $\text{Cl}^- = 19,353$; $\text{SO}_4^{2-} = 2,701$; $\text{HCO}_3^- = 0,143$; $\text{CO}_3^{2-} = 0,070$; $\text{Br}^- = 0,066$; $\text{F}^- = 0,0013$; $\text{H}_3\text{BO}_3 = 0,0265$. В воде океанов растворены также некоторые газы. В верхних слоях океана в каждом литре воды в среднем содержится приблизительно 50 мл углекислого газа, 13 – азота, от 2 до 8 – кислорода, 0,32 мл аргона и незначительные количества других благородных газов. Известно, что растворимость газов в воде возрастает с уменьшением ее температуры, поэтому холодные океанические воды высоких широт насыщены растворенными газами в заметно большей степени, чем теплые воды тропических широт. Всего в океане растворено CO_2 около $1,4 \cdot 10^{20}$ г, т.е. почти в 60 раз больше, чем в атмосфере ($2,4 \cdot 10^{18}$ г). Кислорода в океане растворено около $8 \cdot 10^{18}$ г, или приблизительно в 150 раз меньше, чем его содержится в атмосфере ($1,19 \cdot 10^{21}$ г).

Океанская вода обладает слабой щелочной реакцией с $\text{pH} \approx 7,5-8,5$. Уровень такой щелочности поддерживается равновесием между карбонатом кальция осадков и растворенным в воде его бикарбонатом $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$: при избытке CO_2 карбонат растворяется и переходит в бикарбонат и, наоборот, при недостатке CO_2 бикарбонат переходит в карбонат и выпадает в осадок. В холодных глубинных водах современного океана растворение карбонатов начинается примерно на глубинах около 4,5 км, поэтому глубже этого уровня карбонатные осадки на океаническом дне в настоящее время не отлагаются.

Ежегодно реки сносят в океаны около $2,53 \cdot 10^{16}$ г/год терригенного материала с суши, из них примерно $(2,21 - 2,26) \cdot 10^{16}$ г/год приходится на взвесь, остальное – на растворенные и органические вещества.

2.3. Земная кора

Земная кора представляет собой верхний слой жесткой оболочки Земли – ее литосферы и отличается от подкорковых частей литосферы строением и химическим составом. Земная кора отделяется от подстилающей ее литосферной мантии границей Мохоровичича, на которой скорости распространения сейсмических волн скачком возрастают до 8,0–8,2 км/с.

Поверхность земной коры формируется за счет разнонаправленных воздействий тектонических движений, создающих неровности рельефа, денудации этого рельефа путем разрушения и выветривания слагающих его горных пород, и благодаря процессам осадконакопления. В результате постоянно формирующаяся и одновременно сглаживающаяся поверхность земной коры оказывается достаточно сложной. Максимальная контрастность рельефа наблюдается только в местах наибольшей современной тектонической активности Земли, например на активной континентальной окраине Южной Америки, где перепад уровней рельефа между Перуано-Чилийским глубоководным желобом и вершинами Анд достигает 16–17 км. Значительные контрасты высот (до 7–8 км) и большая расчлененность рельефа наблюдаются в современных зонах столкновения континентов, например в Альпийско-Гималайском складчатом поясе.

В обоих этих случаях предельные перепады высот рельефа определяются не только интенсивностью тектонических деформаций земной коры и скоростью ее денудации, но и реологическими свойствами коровых пород, переходящих под влиянием избыточных и некомпенсированных напряжений в пластичное состояние. Поэтому крупные перепады рельефа в гравитационном поле Земли приводят к появлению избыточных напряжений, превышающих пределы пластичности пород, и к пластическому растеканию слишком крупных неровностей рельефа.

Более древние горные пояса, например герцинского возраста, такие, как Урал и Аппалачи, уже денудированы настолько, что перепады высот в них не превышают 1–2 км. Еще значительно выровнены каледонские и тем более протерозойские складчатые зоны, часто практически совсем не выделяемые в рельефе. Вместе с тем в аккумулятивных депрессиях и впадинах Земли постоянно накапливаются осадочные толщи, погребая под собой формы рельефа коренных пород земной коры.

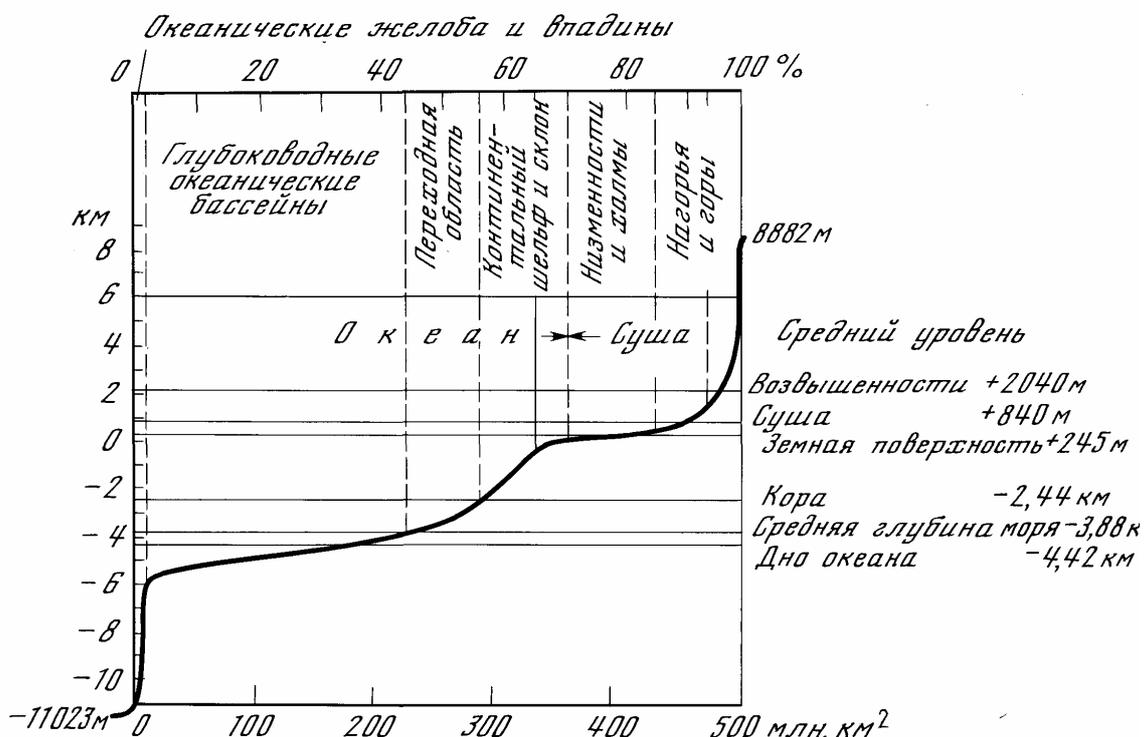


Рис. 2.3. Гипсометрическая кривая поверхности земной коры

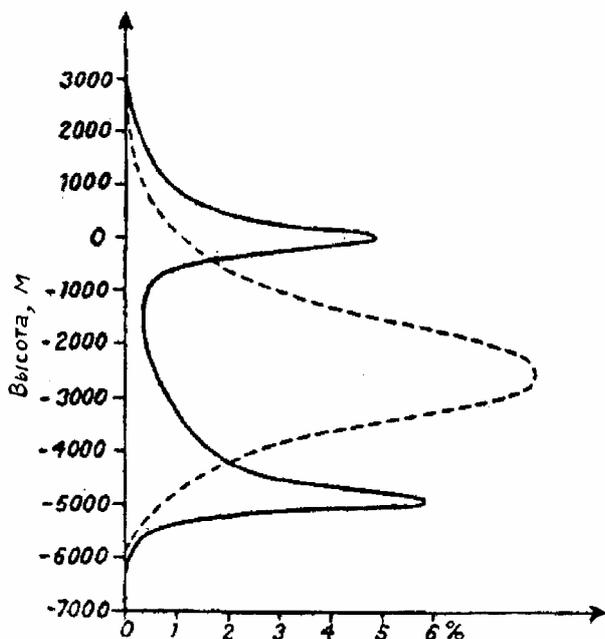


Рис.2.4. Дифференциальная форма гипсометрической кривой поверхности земной коры (по А. Вегенеру), пунктиром показано распределение Гаусса

В обобщенном виде рельеф земной коры (поверхность Земли) описывается гипсометрической кривой (рис. 2.3). По вертикали на ней отложены высоты рельефа твердой поверхности Земли, а по горизонтали – суммарная площадь районов, превышающих данный уровень. Очень наглядна другая, дифференциальная форма гипсометрической кривой, предложенная А. Вегенером и показывающая, какая доля земной поверхности расположена на данной высотной отметке (рис. 2.4). Интерпретируя эту кривую, А. Вегенер еще в 1915 г. пришел к правильному выводу, что двугорбый характер гипсометрической кривой свидетельствует о существовании двух типов земной коры – более плотной базальтовой коры под океанами и гранитной коры под континентами.

2.3.1. Океаническая кора

Океаническая кора примитивна по своему составу и, по существу, представляет собой верхний дифференцированный слой мантии, перекрытый сверху тонким слоем пелагических осадков. В океанической коре обычно выделяют три слоя, первый из них (верхний) – осадочный.

В основании осадочного слоя часто залегают тонкие и не выдержанные по простиранию металлоносные осадки с преобладанием в них окислов железа. Нижняя часть осадочного слоя обычно сложена карбонатными осадками, отложившимися на глубинах менее 4–4,5 км. На больших глубинах карбонатные осадки, как правило, не отлагаются, поскольку слагающие их микроскопические раковины одноклеточных организмов (фораминифер и коколитофарид) при давлениях выше 400–450 атм легко растворяются в морской воде. По этой причине в океанических впадинах на глубинах больше 4–4,5 км верхняя часть осадочного слоя сложена в основном только бескарбонатными осадками – красными глубоководными глинами и кремнистыми илами. Возле островных дуг и вулканических островов в разрезе осадочной толщи часто встречаются линзы и прослои вулканогенных отложений, а вблизи дельт крупных рек – и терригенные осадки. В открытых океанах толщина осадочного слоя возрастает от гребней срединно-океанических хребтов, где осадков почти нет, к их периферийным частям. Средняя мощность осадков невелика и, по оценкам А.П. Лисицына, близка к 0,5 км, возле же континентальных окраин атлантического типа и в районах крупных речных дельт она

возрастает до 10–12 км. Связано это с тем, что практически весь терригенный материал, сносимый с суши, благодаря процессам лавинной седиментации отлагается в прибрежных участках океанов и на материковых склонах континентов.

Второй, или базальтовый, слой океанической коры в верхней части сложен базальтовыми лавами толеитового состава (рис. 2.5). Изливаясь в подводных условиях, эти лавы приобретают причудливые формы гофрированных труб и подушек, поэтому они и называются подушечными лавами. Ниже располагаются долеритовые дайки того же толеитового состава, представляющие собой бывшие подводные каналы, по которым базальтовая магма в рифтовых зонах изливалась на поверхность океанского дна. Базальтовый слой океанической коры обнажается во многих местах океанского дна, примыкающих к гребням срединно-океанических хребтов и оперяющих их трансформных разломов. Этот слой был подробно изучен как традиционными методами исследования океанского дна (драгирование, отбор проб грунтовыми трубками, фотографирование), так и с помощью подводных обитаемых аппаратов, позволяющих геологам наблюдать геологическое строение исследуемых объектов и проводить целенаправленный отбор образцов пород. Кроме того, за последние 20 лет поверхность базальтового слоя и верхние его слои были вскрыты многочисленными скважинами глубоководного бурения, одна из которых даже прошла слой подушечных лав и вошла в долериты дайкового комплекса. Общая мощность базальтового, или второго, слоя океанической коры, судя по сейсмическим данным, достигает 1,5, иногда 2 км.

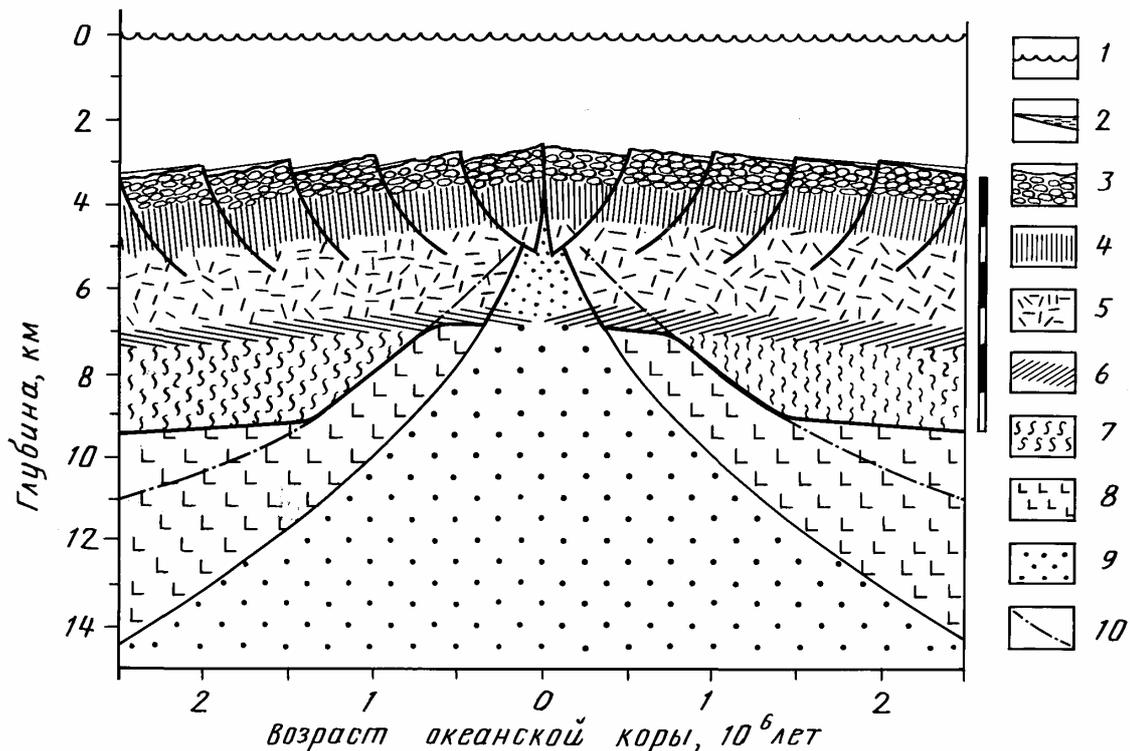


Рис. 2.5. Строение рифтовой зоны и океанической коры: 1 – уровень океана; 2 – осадки; 3 – подушечные базальтовые лавы (слой 2а); 4 – дайковый комплекс, долериты (слой 2б); 5 – габбро; 6 – расслоенный комплекс; 7 – серпентиниты; 8 – лерцолиты литосферных плит; 9 – астеносфера; 10 – изотерма 500 °С (начало серпентинизации)

Частые находки в пределах крупных трансформных разломов включений габбро толеитового состава говорят о том, что в состав океанической коры входят и эти плотные и крупнокристаллические породы. Строение офиолитовых покровов в складчатых поясах Земли, как известно, представляют собой фрагменты древней океанической коры, надвинутой в этих

поясах на бывшие края континентов. Поэтому можно заключить, что дайковый комплекс в современной океанической коре (как и в офиолитовых покровах) снизу подстилается слоем габбро, слагающим собой верхнюю часть третьего слоя океанической коры (слой 3 а). На некотором удалении от гребней срединно-океанических хребтов, судя по сейсмическим данным, прослеживается и нижняя часть этого слоя коры. Многочисленные находки в крупных трансформных разломах серпентинитов, отвечающих по составу гидратированным перидотитам и аналогичным по строению серпентинитам офиолитовых комплексов, позволяют считать, что нижняя часть океанической коры также сложена серпентинитами. По сейсмическим данным, мощность габбро-серпентинитового (третьего) слоя океанической коры достигает 4,5–5 км. Под гребнями срединно-океанических хребтов мощность океанической коры обычно сокращается до 3–4 и даже до 2–2,5 км непосредственно под рифтовыми долинами.

Общая мощность океанической коры без осадочного слоя, таким образом, достигает 6,5 – 7 км. Снизу океаническая кора подстилается кристаллическими породами верхней мантии, слагающими подкоровые участки литосферных плит. Под гребнями срединно-океанических хребтов океаническая кора залегает непосредственно над очагами базальтовых расплавов, выделившихся из вещества горячей мантии (из астеносферы).

Площадь океанической коры приблизительно равна $3,06 \cdot 10^{18} \text{ см}^2$ (306 млн км²), средняя плотность океанической коры (без осадков) близка к $2,9 \text{ г/см}^3$, следовательно, массу консолидированной океанической коры можно оценить значением $(5,8-6,2) \cdot 10^{24} \text{ г}$. Объем и масса осадочного слоя в глубоководных котловинах мирового океана, по оценке А.П. Лисицына, составляет соответственно 133 млн км³ и около $0,1 \cdot 10^{24} \text{ г}$. Объем осадков, сосредоточенных на шельфах и материковых склонах, несколько больший – около 190 млн км³, что в пересчете на массу (с учетом уплотнения осадков) составляет примерно $(0,4-0,45) \cdot 10^{24} \text{ г}$.

Океанское дно, представляющее собой поверхность океанической коры, имеет характерный рельеф. В абиссальных котловинах океанское дно залегает на глубинах около 6–6,5 км, тогда как на гребнях срединно-океанических хребтов, иногда расчлененных крутыми ущельями, рифтовыми долинами, глубины океана уменьшаются до 2–2,5 км. В некоторых местах океанское дно выходит на дневную поверхность Земли, например, на о. Исландия и в провинции Афар (Северная Эфиопия). Перед островными дугами, окружающими западную периферию Тихого океана, северо-восток Индийского океана, перед дугой Малых Антильских и Южно-Сандвичевых островов в Атлантике, а также перед активной окраиной континента в Центральной и Южной Америке океаническая кора прогибается и ее поверхность погружается на глубины до 9–10 км, уходя далее под эти структуры и формируя перед ними узкие и протяженные глубоководные желоба.

Океаническая кора формируется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов за счет происходящей под ними сепарации базальтовых расплавов из горячей мантии (из астеносферного слоя Земли) и их излияния на поверхность океанического дна. Ежегодно в этих зонах поднимается из астеносферы, изливается на океанское дно и кристаллизуется не менее $5,5-6 \text{ км}^3$ базальтовых расплавов, формирующих собой весь второй слой океанической коры (с учетом же слоя габбро объем внедряемых в кору базальтовых расплавов возрастает до 12 км^3). Эти грандиозные тектономагматические процессы, постоянно развивающиеся под гребнями срединно-океанических хребтов, не имеют себе равных на суше и сопровождаются повышенной сейсмичностью (рис. 2,6).

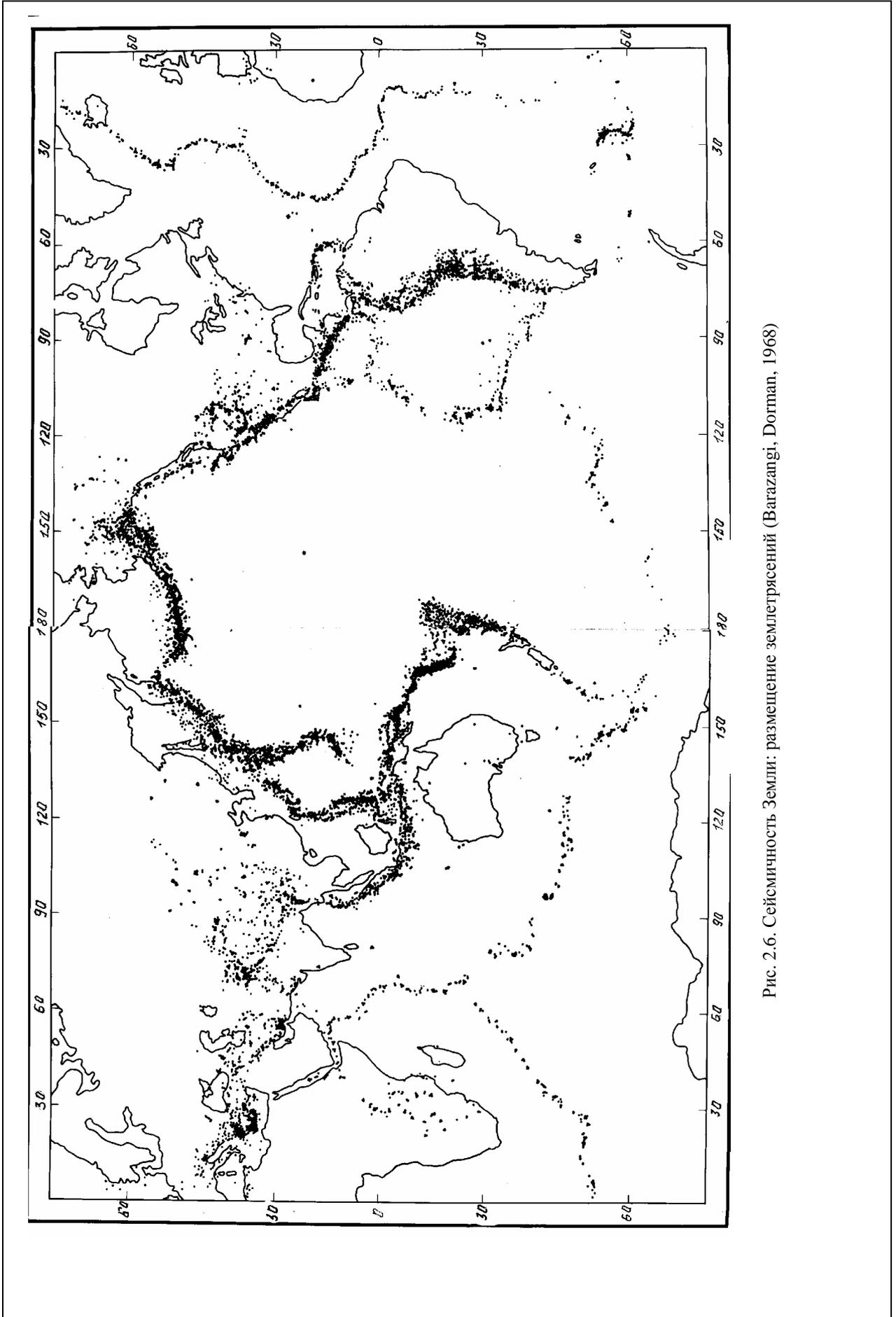


Рис. 2.6. Сейсмичность Земли: размещение землетрясений (Barazangi, Dogman, 1968)

В рифтовых зонах, расположенных на гребнях срединно-океанических хребтов, происходит растяжение и раздвижение дна океанов. Поэтому все такие зоны отмечаются частыми, но мелкофокусными землетрясениями с доминированием разрывных механизмов смещений. В противоположность этому под островными дугами и активными окраинами континентов, т.е. в зонах поддвига плит, обычно происходят более сильные землетрясения с доминированием механизмов сжатия и сдвига. По сейсмическим данным, погружение океанической коры и литосферы прослеживается в верхней мантии и мезосфере до глубин около 600–700 км (рис. 2.7). По данным же томографии, погружение океанических литосферных плит прослежено до глубин около 1400–1500 км и, возможно, глубже – вплоть до поверхности земного ядра.

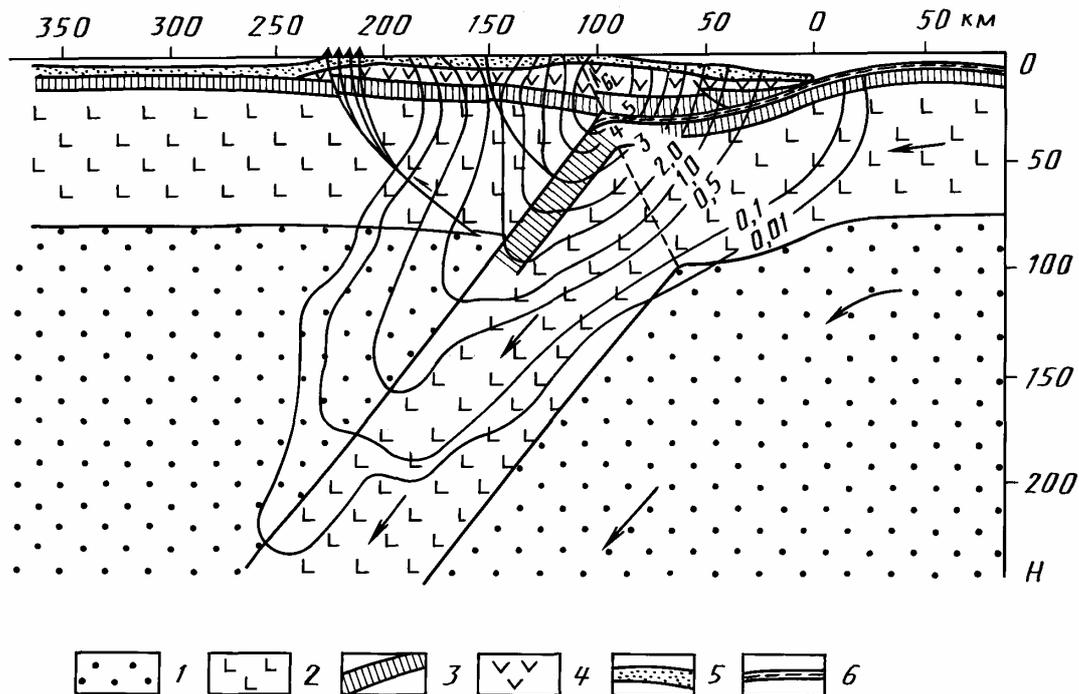


Рис. 2.7. Строение зоны поддвига плит в районе Курильских островов: 1 – астеносфера; 2 – литосфера; 3 – океаническая кора; 4 – 5 – осадочно-вулканогенная толща; 6 – океанические осадки; изолиниями показана сейсмическая активность в единицах A_{10} (Федотов и др., 1969); β – угол падения зоны Вадати – Бенъефа; α – угол падения зоны пластических деформаций

Океанскому дну присущи характерные и достаточно контрастные полосчатые магнитные аномалии, обычно располагающиеся параллельно гребням срединно-океанических хребтов (рис. 2.8). Происхождение этих аномалий связано со способностью базальтов океанского дна при остывании намагничиваться магнитным полем Земли, запоминая тем самым направление этого поля в момент их излияния на поверхность океанского дна. Учитывая теперь, что геомагнитное поле с течением времени многократно меняло свою полярность, английским ученым Ф. Вайну и Д. Мэтьюзу еще в 1963 г. впервые удалось датировать отдельные аномалии и показать, что на разных склонах срединно-океанических хребтов эти аномалии оказываются приблизительно симметричными по отношению к их гребням. В результате им удалось восстановить основные закономерности перемещений плит на отдельных участках океанической коры в Северной Атлантике и показать, что океанское дно приблизительно симметрично раздвигается в стороны от гребней срединно-океанических хребтов со скоростями порядка нескольких сантиметров в год. В дальнейшем аналогичные исследования были

проведены по всем акваториям Мирового океана, и везде эта закономерность была подтверждена. Более того, подробное сопоставление магнитных аномалий океанского дна с геохронологией перемагничивания континентальных пород, возраст которых был известен по другим данным, позволило распространить датировку аномалий на весь кайнозой, а потом и на поздний мезозой. В результате был создан новый и надежный палеомагнитный метод определения возраста океанского дна.

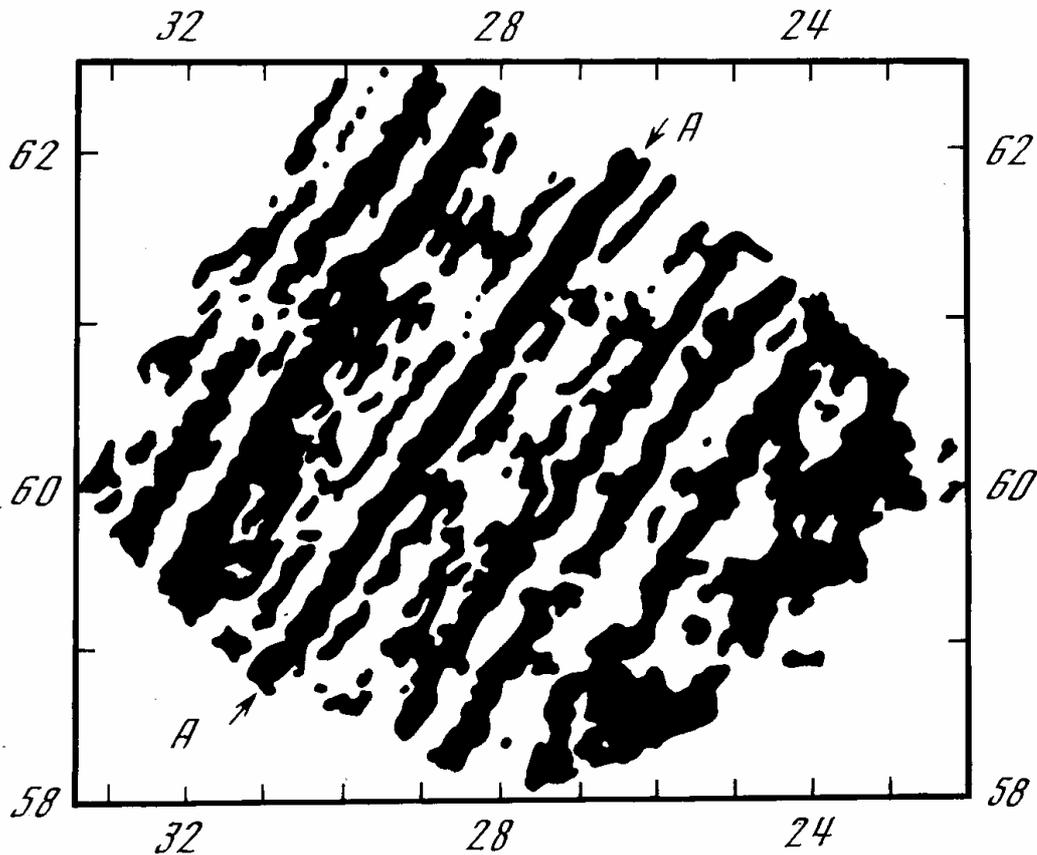


Рис. 2.8. Карта аномалий магнитного поля в районе подводного хребта Рейкьянес в Северной Атлантике (Heirtzler et al., 1966). Положительные аномалии обозначены черным; АА – нулевая аномалия рифтовой зоны

Использование этого метода привело к подтверждению высказывавшихся ранее идей о сравнительной молодости океанского дна: палеомагнитный возраст всех без исключения океанов оказался только кайнозойским и позднемезозойским (рис. 2.9). В дальнейшем этот вывод был блестяще подтвержден и глубоководным бурением во многих точках океанского дна. При этом получалось, что возраст впадин молодых океанов (Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого) совпадают с возрастом их дна, возраст же древнего Тихого океана значительно превосходит возраст его дна. Действительно, впадина Тихого океана существует, по крайней мере, с позднего протерозоя (может быть, и ранее), а возраст наиболее древних участков дна этого океана не превышает 160 млн лет, тогда как его большая часть образовалась только в кайнозое, т.е. моложе 67 млн лет.

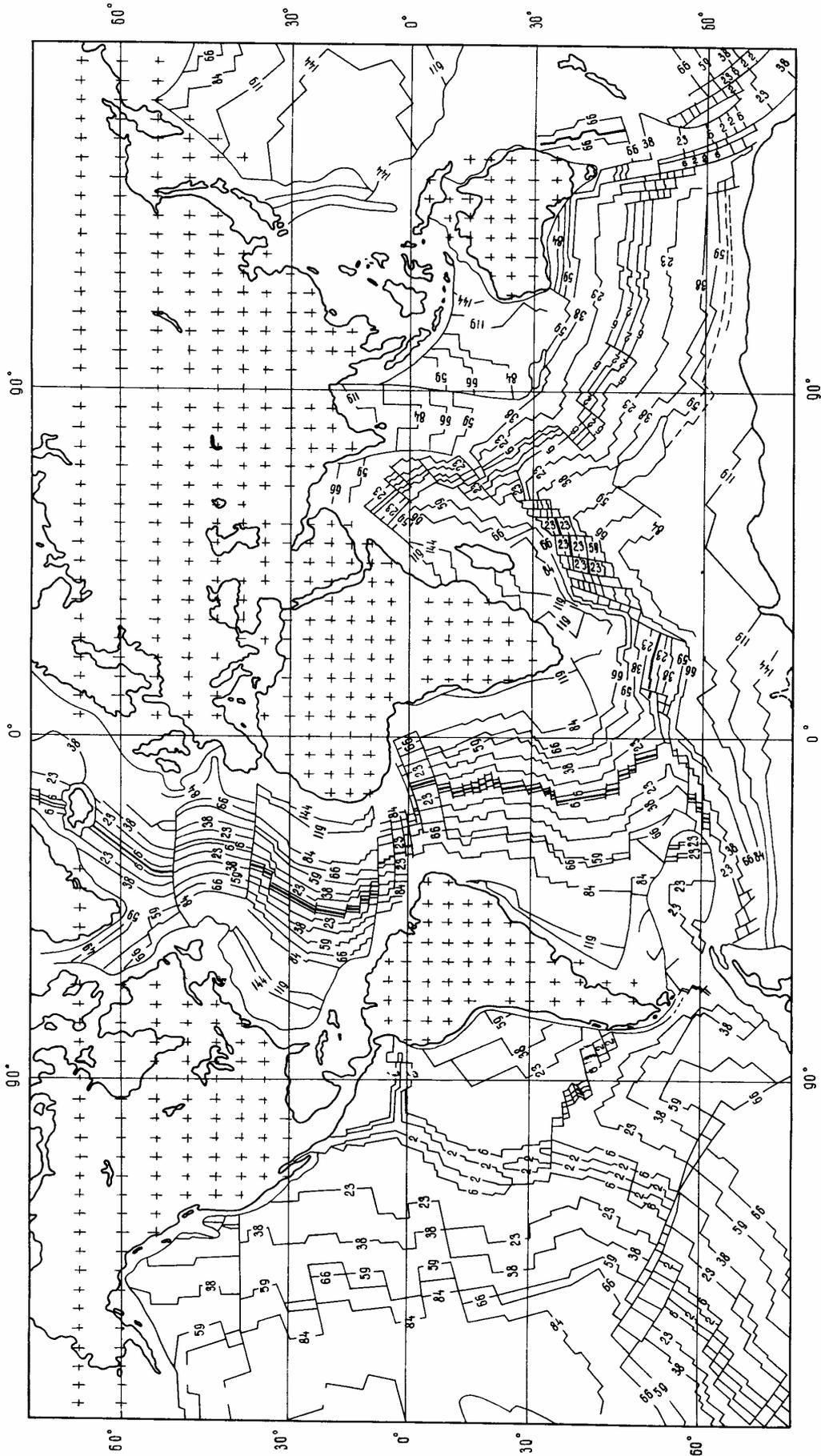


Рис. 2.9 Карта возраста дна океана в миллионах лет, по (Larson, Pitman et al., 1985)

“Конвейерный” механизм обновления океанского дна с постоянным погружением более древних участков океанической коры и накопившихся на ней осадков в мантию под островными дугами объясняет, почему за время жизни Земли океанические впадины так и не успели засыпаться осадками. Действительно, при современных темпах засыпки океанических впадин с суши терригенными осадками $2,2 \cdot 10^{16}$ г/год весь объем этих впадин, примерно равный $1,37 \cdot 10^{24}$ см³, оказался бы полностью засыпанным приблизительно через 1,2 млрд лет. Сейчас можно с большой уверенностью утверждать, что континенты и океанические бассейны совместно существуют около 3,8 млрд лет и никакой значительной засыпки их впадин за это время не произошло. Более того, после проведения буровых работ во всех океанах теперь мы достоверно знаем, что на океанском дне не существует осадков древнее 160–190 млн лет. Но такое может наблюдаться только в одном случае – в случае существования эффективного механизма удаления осадков из океанов. Этим механизмом, как теперь известно, является процесс затягивания осадков под островные дуги и активные окраины континентов в зонах поддвига плит, где эти осадки переплавляются и вновь приключаются в виде гранитоидных интрузий к формирующейся в этих зонах континентальной коре. Такой процесс переплавления терригенных осадков и повторного приключения их материала к континентальной коре называется рециклингом осадков.

2.3.2. Континентальная кора

Континентальная кора как по составу, так и по строению резко отличается от океанической. Ее мощность меняется от 20–25 км под островными дугами и участками с переходным типом коры до 80 км под молодыми складчатыми поясами Земли, например под Андами или Альпийско-Гималайским поясом. В среднем мощность континентальной коры под древними платформами приблизительно равна 40 км, а ее масса, включая субконтинентальную кору, достигает $2,25 \cdot 10^{25}$ г. Рельеф континентальной коры весьма сложен. Однако в нем выделяются обширные заполненные осадками равнины, обычно расположенные над протерозойскими платформами, выступы наиболее древних (архейских) щитов и горные системы более молодого возраста. Рельефу континентальной коры присущи и максимальные перепады высот, достигающие 16–17 км от подножий континентальных склонов в глубоководных желобах до высочайших горных вершин.

Строение континентальной коры очень неоднородное, однако, как и в океанической коре, в ее толще, особенно в древних платформах, иногда выделяются три слоя: верхний осадочный и два нижних, сложенных кристаллическими породами. Под молодыми подвижными поясами строение коры оказывается более сложным, хотя общее ее расчленение приближается к двухслойному.

Осадочный слой на континентах изучен достаточно полно как с помощью геофизических методов разведки, так и прямым бурением. Строение поверхности консолидированной коры в местах ее обнажения на древних щитах изучалось как прямыми геологическими, так и геофизическими методами, а на континентальных платформах, перекрытых осадками, – в основном геофизическими методами исследования. Так, было установлено, что скорости сейсмических волн в слоях земной коры нарастают сверху вниз от 2–3 до 4,5–5,5 км/с в низах осадочной толщи; до 6–6,5 км/с в верхнем слое кристаллических пород и до 6,6–7,0 км/с в нижнем слое коры. Почти повсеместно континентальная кора, как и океаническая, подстилается высокоскоростными породами границы Мохоровичича со скоростями сейсмических волн от 8,0 до 8,2 км/с, но это уже свойства подкоровой литосферы, сложенной породами мантии.

Мощность верхнего осадочного слоя континентальной коры меняется в широких пределах – от нуля на древних щитах до 10–12 и даже 15 км на пассивных окраинах континентов и в краевых прогибах платформ. Средняя мощность осадков на стабильных протерозойских платформах обычно близка к 2–3 км. Среди осадков на таких платформах преобладают глинистые отложения и карбонаты мелководных морских бассейнов. В краевых прогибах и на пассивных окраинах континентов атлантического типа осадочные разрезы обычно начинаются

с грубообломочных фаций, сменяемых выше по разрезу песчано-глинистыми отложениями и карбонатами прибрежных фаций. Как в основании, так и в самых верхних частях разрезов осадочных толщ краевых прогибов иногда встречаются хемогенные осадки — эвапориты, отмечающие собой условия осадконакопления в узких полузамкнутых морских бассейнах с аридным климатом. Обычно такие бассейны возникают только на начальной или конечной стадии развития морских бассейнов и океанов, если, конечно, эти океаны и бассейны в моменты своего образования или закрытия располагались в поясах аридного климата. Примерами отложения таких формаций на ранних стадиях формирования океанических бассейнов могут служить эвапориты в основании осадочных разрезов шельфовых зон Африки в Атлантическом океане и соленосные отложения Красного моря. Примерами отложения соленосных формаций, приуроченных к закрывающимся бассейнам, служат эвапориты реногерцинской зоны в Германии и пермские соленосно-гипсоносные толщи в Предуральском краевом прогибе на востоке Русской платформы.

Верхняя часть разреза консолидированной континентальной коры обычно представлена древними, в основном докембрийскими породами гранитоидного состава или чередованием гранитоидов с поясами зеленокаменных пород основного состава. Иногда эту часть разреза жесткой коры называют “гранитным” слоем, подчеркивая тем самым преобладание в нем пород гранитоидного ряда и подчиненность базальтоидов. Породы “гранитного” слоя обычно бывают преобразованы процессами регионального метаморфизма до амфиболитовой фации включительно. Верхняя часть этого слоя всегда представляет собой денудационную поверхность, по которой когда-то происходил размыв тектонических структур и магматических образований древних складчатых (горных) поясов Земли. Поэтому вышележащие осадки на коренных породах континентальной коры всегда залегают со структурным несогласием и обычно с большим временным сдвигом по возрасту.

В более глубоких частях коры (приблизительно на глубинах около 15–20 км) часто прослеживается рассеянная и непостоянная граница, вдоль которой скорость распространения продольных волн возрастает примерно на 0,5 км/с. Это так называемая граница Конрада, оконтуривающая сверху нижний слой континентальной коры, иногда условно называемый “базальтовым”, хотя определенных данных о его составе у нас еще очень мало. Скорее всего нижние части континентальной коры сложены породами среднего и основного состава, метаморфизованными до амфиболитовой или даже до гранулитовой фации (при температурах более 600 °С и давлении выше 3–4 кбар). Не исключено, что в основании тех блоков континентальной коры, которые формировались в свое время за счет столкновений островных дуг, могут залежать фрагменты древней океанической коры, включающие в себя не только основные, но и серпентинизированные ультраосновные породы.

Гетерогенность континентальной коры особенно ярко видна даже при простом взгляде на геологическую карту материков. Обычно отдельные и тесно переплетенные неоднородные по составу и строению блоки коры представляют собой разновозрастные геологические структуры – остатки древних складчатых поясов Земли, последовательно примыкавших друг к другу в процессе роста континентальных массивов. Иногда такие структуры, наоборот, являются следами бывших расколов древних материков (например, авлакогены). Контактуют между собой такие блоки обычно по шовным зонам, часто называемым не очень удачно глубинными разломами.

Проведенные в последнее десятилетие исследования глубинного строения континентальной коры сейсмическим методом отраженных волн с накоплением сигналов (проект СОСОРТ) показали, что шовные зоны, разделяющие разновозрастные складчатые пояса, представляют собой, как правило, гигантские надвиги-взбросы. Крутые в верхних частях коры надвиговые поверхности с глубиной быстро выполаживаются. По горизонтали такие надвиговые структуры часто прослеживаются на многие десятки и до сотни километров, тогда как по глубине они иногда подходят к самому основанию континентальной коры, маркируя

собой древние и ныне уже отмершие зоны поддвига литосферных плит или сопряженные с ними вторичные надвиги.

2.4. Мантия Земли

Силикатная оболочка Земли, ее мантия, расположена между подошвой земной коры и поверхностью земного ядра на глубинах около 2900 км. Обычно по сейсмическим данным мантию делят на верхнюю (слой В), до глубины 400 км, переходный слой Голицына (слой С) в интервале глубин 400–1000 км и нижнюю мантию (слой D) с подошвой на глубине примерно 2900 км. Под океанами в верхней мантии выделяется еще и слой пониженных скоростей распространения сейсмических волн – волновод Гутенберга, обычно отождествляемый с астеносферой Земли, в которой мантийное вещество находится в частично расплавленном состоянии. Под континентами зона пониженных скоростей, как правило, не выделяется либо слабо выражена.

В состав верхней мантии обычно включаются и подкоровые части литосферных плит, в которых мантийное вещество охлаждено и полностью раскристаллизовано. Под океанами мощность литосферы меняется от нуля под рифтовыми зонами до 60–70 км под абиссальными котловинами океанов. Под континентами толщина литосферы может достигать 200–250 км.

Наши сведения о строении мантии и земного ядра, а также о состоянии вещества в этих геосферах получены в основном по сейсмологическим наблюдениям, путем интерпретации годографов сейсмических волн с учетом известных уравнений гидростатики, связывающих между собой градиенты плотности и значения скоростей распространения продольных и поперечных волн в среде. Методика эта была разработана известными геофизиками Г. Джефрисом, Б. Гутенбергом и особенно К. Булленом еще в середине 40-х годов и затем существенно усовершенствована К. Булленом и другими сейсмологами. Построенные по этой методике распределения плотности в мантии для нескольких наиболее популярных моделей Земли в сопоставлении с данными ударного сжатия силикатов (модель НС-1) приведены на рис. 2.10.

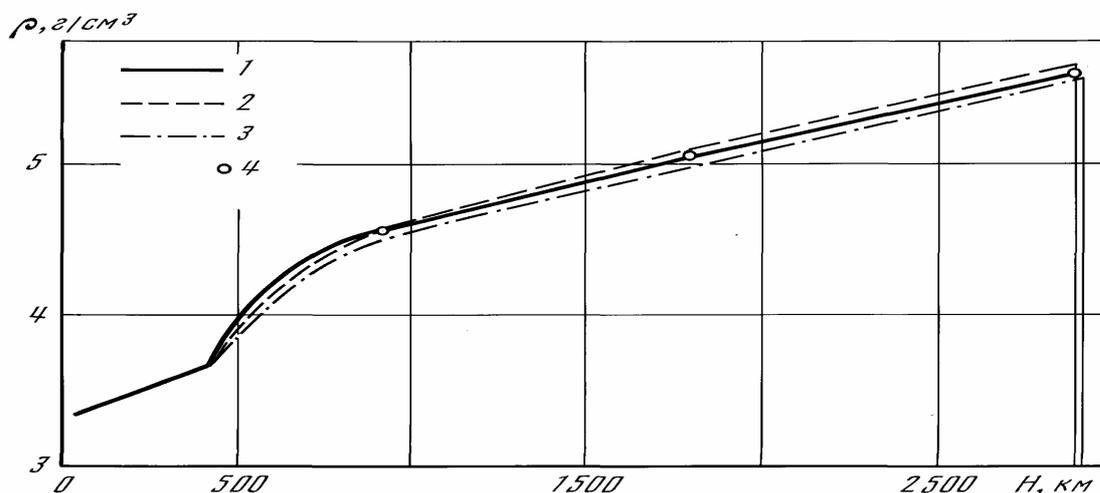


Рис. 2.10. Распределение плотности в мантии Земли по разным моделям: 1 – модель Наймарка–Сорохтина (1977а); 2 – модель Буллена А1 (1966); 3 – модель Жаркова "Земля-2" (Жарков и др., 1971); 4 – пересчет данных Панькова и Калинина (1975) на состав перцолитов при адиабатическом распределении температуры

Как видно из рисунка, плотность верхней мантии (слоя В) с глубиной увеличивается от 3,3–3,32 примерно до 3,63–3,70 г/см³ на глубине около 400 км. Далее в переходном слое Голицына (слое С) градиент плотности резко возрастает и плотность повышается до 4,55–4,65 г/см³ на глубине 1000 км. Слой Голицына постепенно переходит в нижнюю мантию, плотность

которой плавно (по линейному закону) возрастает до 5,53–5,66 г/см³ на глубине ее подошвы около 2900 км.

Увеличение плотности мантии с глубиной объясняется уплотнением ее вещества под влиянием все возрастающего давления вышележащих мантийных слоев, достигающего на подошве мантии значений 1,35–1,40 Мбар. Особенно заметное уплотнение силикатов мантийного вещества происходит в интервале глубин 400–1000 км. Как показал А. Рингвуд, именно на этих глубинах многие минералы испытывают полиморфные превращения. В частности, наиболее распространенный в мантии минерал оливин приобретает кристаллическую структуру шпинели, а пироксены – ильменитовую, а затем и плотнейшую перовскитовую структуру. На еще больших глубинах большинство силикатов, за исключением, вероятно, только энстатита, распадаются на простые окислы с плотнейшей упаковкой атомов в соответствующих им кристаллитах.

Факты движения литосферных плит и дрейфа континентов убедительно свидетельствуют о существовании в мантии интенсивных конвективных движений, неоднократно перемешивавших за время жизни Земли все вещество этой геосферы. Отсюда можно сделать вывод, что составы и верхней и нижней мантии в среднем одинаковые. Однако состав верхней мантии уверенно определяется по находкам ультраосновных пород океанической коры и составам офиолитовых комплексов. Изучая офиолиты складчатых поясов и базальты океанических островов, А. Рингвуд еще в 1962 г. предложил гипотетический состав верхней мантии, названный им пиролитом, получаемый при смешении трех частей альпинотипного перидотита – габсбургита с одной частью гавайского базальта. Пиролит Рингвуда близок по составу к океаническим лерцолитам, подробно изученным Л.В. Дмитриевым (1969, 1973). Но в противоположность пиролиту океанический лерцолит является не гипотетической смесью пород, а реальной мантийной породой, поднявшейся из мантии в рифтовых зонах Земли и обнажающейся в трансформных разломах вблизи от этих зон. К тому же Л.В. Дмитриев показал комплиментарность океанических базальтов и реститовых (остаточных после выплавки базальтов) гарцбургитов по отношению к океаническим лерцолитам, доказав тем самым первичность лерцолитов, из которых, следовательно, выплавляются толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, а в остатке сохраняется реститовый гарцбургит. Таким образом, ближе всего составу верхней мантии, а следовательно, и всей мантии соответствует описанный Л.В. Дмитриевым океанический лерцолит, состав которого приведен в табл. 2.1.

Кроме того, признание существования в мантии конвективных движений позволяет определить и ее температурный режим, поскольку при конвекции распределение температуры в мантии должно быть близким к адиабатическому, т.е. к такому, при котором между смежными объемами мантии не происходит теплообмена, связанного с теплопроводностью вещества. В этом случае теплотери мантии происходят только в ее верхнем слое – через литосферу Земли, распределение температуры в которой уже резко отличается от адиабатического. Но адиабатическое распределение температуры легко рассчитывается по параметрам мантийного вещества.

Для проверки гипотезы о едином составе верхней и нижней мантии были проведены расчеты плотности океанического лерцолита, поднятого в трансформном разломе хребта Карлсберг в Индийском океане, по методике ударного сжатия силикатов до давлений около 1,5 Мбар. Для такого “эксперимента” вовсе не обязательно сжимать сам образец породы до таких высоких давлений, достаточно знать его химический состав и результаты ранее проведенных опытов по ударному сжатию отдельных порообразующих окислов. Результаты такого расчета, выполненного для адиабатического распределения температуры в мантии, были сопоставлены с известными распределениями плотности в этой же геосфере, но полученными по сейсмологическим данным (см. рис. 2.10). Как видно из приведенного сравнения, распределение плотности океанического лерцолита при высоких давлениях и адиабатической температуре неплохо аппроксимирует реальное распределение плотности в мантии, полученное по совершенно независимым данным. Это свидетельствует в пользу реальности сделанных

предположений о перцолитовом составе всей мантии (верхней и нижней) и об адиабатическом распределении температуры в этой геосфере. Зная распределение плотности вещества в мантии, можно подсчитать и ее массу: она оказывается равной $(4,03-4,04) \cdot 10^{27}$ г, что составляет 67,5% от общей массы Земли.

На подошве нижней мантии выделяется еще один мантийный слой толщиной около 200 км, обычно обозначаемый символом D", в котором уменьшаются градиенты скоростей распространения сейсмических волн и возрастает затухание поперечных волн. Более того, на основании анализа динамических особенностей распространения волн, отраженных от поверхности земного ядра, И.С. Берзон и ее коллегам (1968, 1972) удалось выделить тонкий переходный слой между мантией и ядром толщиной около 20 км, названный нами слоем Берзон, в котором скорость поперечных волн в нижней половине убывает с глубиной от 7,3 км/с практически до нуля. Снижение же скорости поперечных волн можно объяснить лишь уменьшением значения модуля жесткости, а следовательно, и уменьшением коэффициента эффективной вязкости вещества в этом слое.

Сама граница перехода от мантии к земному ядру при этом остается достаточно резкой. Судя по интенсивности и спектру отраженных от поверхности ядра сейсмических волн, толщина такого пограничного слоя не превышает 1 км.

2.5. Земное ядро

Земное ядро надежно выделяется по сейсмическим данным, и прежде всего по четкой тени на годографах рефрагированных в мантии сейсмических волн, по отраженным от его поверхности продольным и поперечным волнам и по полному затуханию во внешнем ядре поперечных волн. Скорость продольных волн в ядре при этом резко уменьшается примерно в 1,7 раза (рис. 2.11). Отсюда следует важный вывод, что вещество во внешней оболочке земного ядра (во внешнем ядре или слое E) – находится в жидком состоянии. С другой стороны, существование обменных волн, испытавших преобразование от продольных к поперечным и опять к продольным в центральных областях Земли и новое скачкообразное повышение скорости продольных волн в этих областях, свидетельствует о существовании у Земли еще и внутреннего, эффективно жесткого ядра.

Радиус внутреннего жесткого ядра (слой G) примерно равен 1200–1250 км, мощность переходного слоя между внутренним и внешним ядром (слой F) приблизительно 300–400 км, а радиус внешнего, жидкого ядра (слоя E) равен 3450–3500 км (соответственно глубины 2870–2920 км). Плотность “ядерного” вещества во внешнем ядре монотонно изменяется от 9,5–10,1 г/см³ на его поверхности до 11,4–12,3 г/см³ на подошве (см. рис. 2.13). Плотность вещества во внутреннем ядре возрастает примерно на 8–10% и в центре Земли достигает 13–14 г/см³. Масса земного ядра в разных моделях заключается в пределах $(1,91-1,94) \cdot 10^{27}$ г, что составляет 31–32% всей массы Земли.

Проведенная в конце 80-х годов А. Дзивонским и его коллегами сейсмическая томография земного ядра показала, что его поверхность неровная и на ней существуют заметные отклонения от равновесной фигуры эллипсоида вращения, достигающие $\pm(6-10)$ км (рис. 2.12). Выявленные неровности на поверхности земного ядра, вероятнее всего, отмечают собой корни восходящих и нисходящих конвективных потоков в нижней мантии, как это и предсказывалось нами ранее (1974, 1979), еще задолго до открытия самих неровностей. Действительно, под нисходящими конвективными потоками, т.е. под более тяжелыми участками мантии, обязательно должны возникать мантийные выступы или корни нисходящих потоков, вдавленные в вещество ядра, а под восходящими потоками, наоборот, должен наблюдаться подъем поверхности ядра.

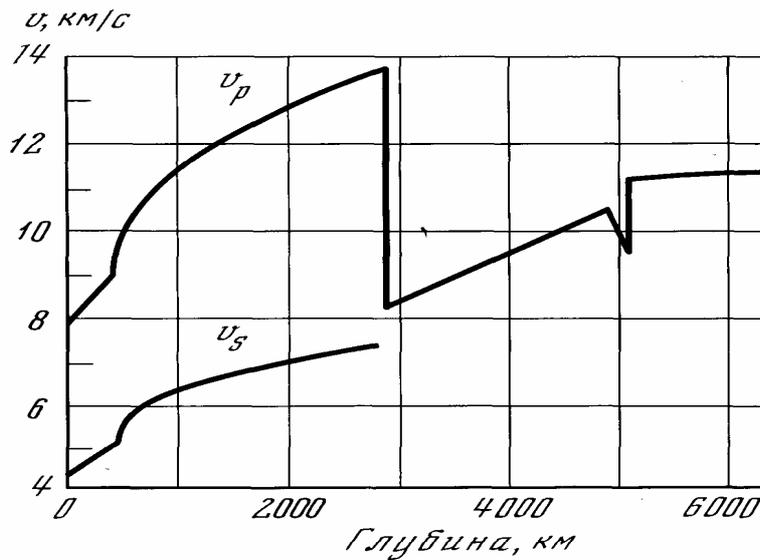


Рис. 2.11. Скорости распространения продольных v_p и поперечных v_s сейсмических волн в Земле

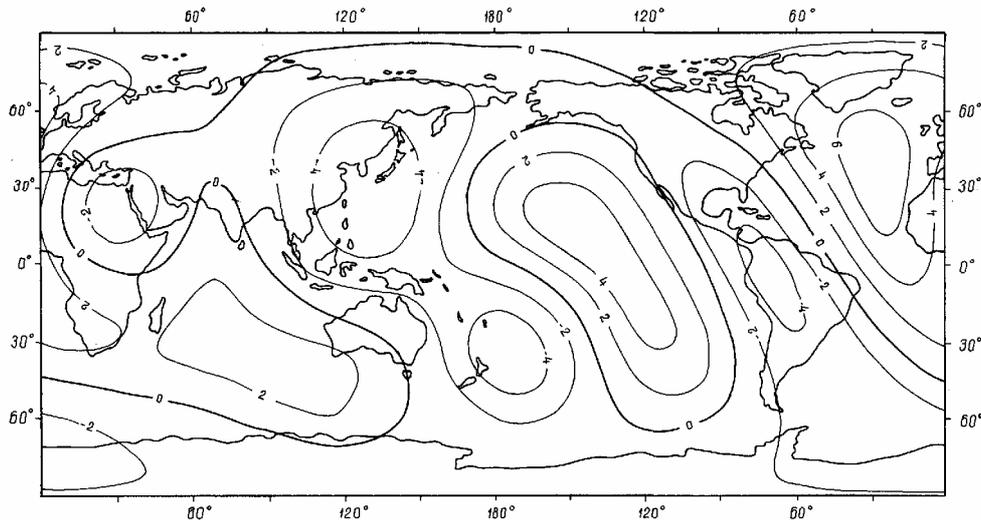


Рис. 2.12. Рельеф земного ядра по данным сейсмической томографии Земли (изолинии проведены через 2 км) (Morelli, Dziewonski, 1987)

Верхний предел вязкости вещества во внешнем жидком слое ядра можно оценить по степени поглощения продольных сейсмических волн, распространяющихся в этой геосфере. Таким путем было найдено, что средняя вязкость вещества в жидкой части ядра значительно ниже $\eta_c < 10^9$ П и вряд ли превышает 10^3 П (Жарков, 1983). На основании изучения переменных составляющих магнитного поля Земли и энергетического баланса геомагнитного динамо Д. Лопер (1975) пришел к выводу, что вязкость ядра, вероятно, приблизительно равна $\eta_c = 0,4$ П, т.е. близка к вязкости воды (10^{-2} П). Заметим попутно, что столь малая вязкость “ядерного” вещества во внешнем ядре говорит о его явном перегреве или, что то же, о его сравнительно низкой температуре плавления. Низкая вязкость вещества во внешнем ядре, безусловно, является необходимым условием генерации геомагнитного поля.

Внутреннее ядро, в котором содержится приблизительно $1,1 \cdot 10^{26}$ г вещества, или около 1,8% массы Земли, как уже отмечалось, является твердым образованием и скорее всего отличается по химическому составу от внешнего ядра.

Тектоническая активность Земли, геохимическая эволюция мантии, ее дегазация и генетически связанные с ними процессы формирования океанов, атмосферы и земной коры с

присущими ей месторождениями полезных ископаемых, а также возникновение и развитие жизни на Земле, как это теперь все более четко выясняется, в конце концов приводятся в действие и управляются планетарным процессом выделения земного ядра. Но этот главный планетарный процесс глобальной эволюции Земли, в свою очередь, полностью определяется составом вещества земного ядра. Учитывая исключительную важность вопроса правильного определения химического состава “ядерного” вещества Земли, остановимся на нем несколько подробнее.

2.6. Состав земного ядра

Прямых данных о составе земного ядра нет. Тем не менее современные эксперименты с ударным сжатием металлов и их соединений, а в последние годы и данные статического сжатия этих веществ в сверхпрочных алмазных прессах с учетом данных о распространенности химических элементов в Солнечной системе и на Земле позволяют с высокой степенью достоверности считать, что в земном ядре содержится около 90% железа (Альтшулер и др., 1968). Однако внешнее ядро не может состоять только из чистого железа и тем более из его сплава с никелем, поскольку плотность железа и никелистого железа метеоритного состава при давлениях, господствующих в земном ядре, приблизительно на 10–15% выше плотности “ядерного” вещества во внешнем ядре Земли. Отсюда следует, что помимо железа в “ядерном” веществе должны содержаться легкие добавки, несколько снижающие плотность вещества.

Среди таких добавок в разное время рассматривались кремний, сера и кислород. Однако кремний – наименее вероятный компонент “ядерного” вещества по чисто термодинамическим причинам. Действительно, судя по составам наименее дифференцированных метеоритов – углистых хондритов 1-го типа, в холодном веществе протопланетного газопылевого облака в заметных количествах (до 25%) содержалась окись железа FeO, но в ее присутствии силициды железа FeSi₂ и FeSi неустойчивы и распадаются с образованием кремнезема SiO₂ и восстановлением железа до металлического состояния. Причем эта реакция происходит с выделением большого количества тепла и, следовательно, необратима:



Кроме того, нигде в метеоритном веществе, начиная от примитивных недифференцированных углистых хондритов, просто хондритов и кончая высокодифференцированными железоникелистыми метеоритами, силициды железа не встречаются.

При выборе наиболее вероятной легкой добавки в “ядерном” веществе между серой и кислородом следует учитывать как термодинамические условия формирования нашей планеты, так и условия выделения земного ядра на планетной стадии развития Земли.

Не вдаваясь в подробности процесса образования планет Солнечной системы, обратим внимание лишь на твердо установленные и наиболее общие закономерности распределения планетного вещества по мере удаления от Солнца. Так, резкие различия плотности планет Солнечной системы совершенно определенно говорят, что их аккреции предшествовала (или сопровождала ее) интенсивная сегрегация химического состава первичного протопланетного облака. Действительно, сейчас можно считать установленным общее уменьшение содержания железоникелевой фазы в планетах земной группы по мере их удаления от Солнца (кроме Луны, “сбросившей” свое железное ядро на Землю при разрушении ее родоначальной планеты – Протолуны на пределе Роша Земли; подробнее об этом см. гл. 3). Так, судя по плотности планет (с учетом их сжатия), Меркурий содержит около 65% железоникелевой фазы, Венера – 28,8, Земля (вместе со “сброшенным” на нее железом Протолуны) – 32,5, а Марс – 20%. С другой стороны, в атмосферах внешних планет сосредоточились огромные количества летучих компонент (H₂, He, CO₂, CH₄, H₂O, NH₃, N₂ и др.), иногда на порядок-два превосходящие массу силикатных ядер самих планет. Для сравнения отметим, что суммарная массы земной атмосферы и гидросферы составляет лишь 0,024% массы твердой Земли, для Венеры эта доля меньше – только 0,0085%.

Аналогичная сегрегация, лишь в несколько меньшей степени, должна была происходить и с легкоподвижными элементами, включая серу. Теперь, после проведения подробного фотографирования спутников Юпитера, достоверно известно, что поверхность одного из них, Ио, сплошь покрыта “океаном” серы. Это, по-видимому, убедительно говорит о выносе серы еще в процессе дифференциации протопланетного облака на периферию Солнечной системы. Следовательно, можно ожидать, что вещество планет земной группы еще до момента их аккреции было существенно обеднено серой, во всяком случае по сравнению со средним составом протопланетного облака.

Рассматривая этот вопрос, А. Рингвуд (1982) отмечает, что гипотеза вхождения серы в состав ядра встречает большие трудности в связи со значительным обеднением земного вещества рядом менее летучих, чем сера, элементов, например Cr, Mn, Na, K, F, Cs, Zn и Cl. Коэффициенты обеднения этими элементами по сравнению с их первичной распространенностью в углистых хондритах 1-го типа и на Солнце находятся в пределах от 0,3 до 0,03. Аналогичная картина наблюдается и во многих метеоритах. Например, обычные хондриты обеднены серой на 80%, тогда как Na, K, Rb, Mn и Cr в них сохранились почти полностью. Более того, железные метеориты содержат в среднем только около 1% серы, хотя при сегрегации железа в родительских телах если бы последние содержали средние (солнечные) концентрации серы (5–6%), большая ее часть должна была бы сконцентрироваться именно в металлической фазе в форме сульфида железа. В том случае концентрация серы в железных метеоритах была бы существенно выше 6%. Отсюда следует, что и земное вещество в целом по сравнению с солнечным веществом в несколько раз обеднено серой.

Вместе с тем следует признать, что, подобно углистым хондритам, земное вещество достаточно окислено. Во всяком случае, вещество современной мантии сравнительно полно окислено, хотя и не до предельного состояния, поскольку в нем $FeO/Fe_2O_3 > 1$.

Таким образом, анализ данных сравнительной планетологии позволяет считать, что относительно среднего состава планет и метеоритов Солнечной системы Земля несколько обогащена железом (в 1,3–1,4 раза), существенно обеднена серой (в 10 раз) и другими подвижными элементами, очень обеднена летучими соединениями (в 10^5 – 10^7 раз) и характеризуется почти средним для Солнечной системы обилием кислорода (по отношению к кремнию).

Однако даже если бы потери серы из протопланетного облака в области формирования Земли не происходило и в ее составе наблюдалось бы среднее содержание элемента (около 5–6%), то и тогда этого количества серы не хватило бы на формирование земного ядра, так как в ядре состава FeS должно было бы содержаться по отношению к массе Земли около 11% серы. Но поскольку земное вещество все-таки было существенно обеднено серой, то оставшегося ее количества в Земле тем более не хватит для формирования у нее сульфидно-железного ядра. Одновременно с этим, сравнительно полное окисление мантийного вещества Земли позволяет предполагать существование окислов железа и в земном ядре.

Рассмотрим теперь чисто геофизическую и геологическую информацию о возможном составе легкой добавки к железу в “ядерном” веществе Земли. Подробный анализ энергетического баланса нашей планеты (см. гл. 4) показывает, что главным источником эндогенной энергии в современной Земле является процесс гравитационной дифференциации мантийного вещества, приводящий к выделению в центре планеты плотного земного ядра и к возбуждению в остаточной силикатной мантии конвективных движений. Благодаря этому процессу сегодня в мантии генерируется около $3 \cdot 10^{20}$ эрг/с гравитационной энергии, тогда как на долю распада радиоактивных элементов приходится только около $0,35 \cdot 10^{20}$ эрг/с тепловой энергии (остальная и большая часть радиогенной энергии, приблизительно $0,9 \cdot 10^{20}$ эрг/с, выделяется в земной коре). Расчеты показывают, что в этом случае в настоящее время из мантии в ядро переходит приблизительно 150 млрд т/год “ядерного” вещества. Но единственными подходящими на эту роль компонентами в современной мантии Земли являются окислы железа FeO и Fe₂O₃, суммарное содержание которых в ее веществе сейчас

достигает приблизительно 8%. В противоположность этому, концентрация сульфидов железа в современной ювенильной мантии не превышает 0,1%. Следовательно, и с этой точки зрения легкой добавкой к железу в земном ядре скорее всего является кислород.

Из наиболее вероятного процесса гомогенной аккреции планет вытекает, что молодая Земля сразу после своего образования была однородной по составу и лишенной плотного ядра планетой. Изучение процесса расслоения Земли, а также изотопно-свинцовые отношения в земных породах показывают, что ядро выделялось постепенно. Отсюда следует, что все “ядерное” вещество, ныне находящееся в ядре, в начале геологической истории Земли было более или менее равномерно рассеяно по первичной мантии. Но поскольку самые древние породы коры так или иначе произошли в результате их выделения из мантии, можно ожидать, что в их составе в избытке должны находиться и компоненты, ныне опустившиеся в земное ядро. В ультраосновных и основных породах архея обычно наблюдаются повышенные содержания FeO, а в древних базальтах Гренландии на о. Диско встречается даже самородное железо. Но никаких заметных аномалий концентрации серы в архейских породах не наблюдается. Удельный же вес сульфидной металлогении того времени по сравнению с общей массой содержащихся в породах окислов железа ничтожно мал. Следовательно, геологические данные также свидетельствуют в пользу окисно-железного, а не сульфидного состава земного ядра.

Учитывая приведенные выше данные и соображения, еще в 1971 г. О.Г. Сорохтиным была предложена и обоснована гипотеза окисно-железного состава внешнего жидкого ядра Земли. Внутреннее же твердое ядро при этом по традиции принималось состоящим из железоникелевого сплава метеоритного состава $Fe_{0,9}Ni_{0,1}$. В дальнейшем эта гипотеза была воспринята и поддержана К. Булленом (1973) и А. Рингвудом (1977).

Для определения стехиометрии соединения железа с кислородом при высоких давлениях необходимо напомнить, что железо относится к переходной группе элементов с полностью заполненной внешней электронной оболочкой $4s^2$ и частично вакантной внутренней $3d^6$ электронной оболочкой. Напомним, что электроны в атомах могут находиться только на определенных энергетических уровнях и группируются в электронных оболочках, обозначаемых латинскими буквами s, p, d, f и т.д., тогда как номер оболочки обозначается цифрами. В каждой атомной оболочке нейтрального атома может находиться не более определенного количества электронов: в s-оболочке — не более двух электронов, в p-оболочке — не более 6 электронов, в d-оболочке — 10 электронов, в f-оболочке — 14 электронов и т.д. Число электронов, находящихся в данной оболочке, обычно отмечается числовым индексом над обозначением оболочки. Например, атомный номер железа равен 26, следовательно, у каждого нейтрального атома железа имеется 26 электронов, сгруппированных в семи электронных оболочках следующим образом: $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 3d^6 4s^2$. Химические связи элемента могут возникать только с электронами, находящимися во внешних и не полностью заполненных оболочках. По этой причине при характеристике химических свойств конкретных элементов внутренние, полностью заполненные электронами оболочки, обычно не отмечаются. В этом случае электронную конфигурацию железа можно обозначить $3d^6 4s^2$.

Поскольку внешняя электронная оболочка железа $4s$ полностью заполнена электронами, то при нормальных давлениях все химические свойства этого элемента определяются только вакантными электронными уровнями оболочки $3d$. Однако известно, что под влиянием высоких давлений в атомах переходных металлов возникают электронно-фазовые перестройки, в результате которых внешние электроны переходят на внутренние орбиты, но при этом меняются и химические свойства элемента.

У железа первый электронно-фазовый переход наблюдается при давлениях $p > 130$ кбар, после чего один из внешних s-электронов переходит на d-орбиты, меняя тем самым электронную конфигурацию в его атомах $3d^6 4s^2 \rightarrow 3d^7 4s^1$. В результате такого перехода на внешней электронной s-оболочке железа остается только один неспаренный электрон, приобретающий теперь способность присоединять к себе один из электронов другого атома,

например кислорода, образуя с ним прочную одновалентную связь, откуда следует, что у железа при высоких давлениях должны проявляться четко выраженные свойства одновалентного металла. Следовательно, химический состав “ядерного” вещества во внешнем земном ядре должен отвечать окиси железа с несколько непривычной стехиометрией Fe_2O или эвтектическому сплаву $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$.

При еще больших давлениях $p \approx 3$ Мбар в железе происходит второй электронно-фазовый переход $3d^7 4s^1 \rightarrow 3d^8$, после которого железо становится химическим аналогом никеля ($3d^8 4s^2$), а химические свойства также полностью определяются аналогичной конфигурацией электронов (d^8) в 3d-оболочке его атомов. Под влиянием высоких давлений, правда, никель также может испытывать электронно-фазовые перестройки и менять свои химические свойства, но это происходит при еще более высоких давлениях. Поэтому вторым электронно-фазовым переходом железа, по-видимому, можно объяснять формирование сплава $\text{Fe}\cdot\text{Ni}$ во внутреннем ядре Земли и его большую плотность, чем у железа при том же давлении.

Гипотеза окисно-железного состава (Fe_2O) внешнего ядра и железоникелевого ($\text{Fe}_{0,9}\cdot\text{Ni}_{0,1}$) состава внутреннего ядра в середине 70-х годов была проверена нами расчетами по экспериментальным данным ударного сжатия металлов и их окислов. Результаты такой проверки показали полную совместимость принятой гипотезы с распределениями плотности вещества в Земле, построенными по независимым сейсмологическим данным (см. рис. 2.13).

Тогда же гипотезу окисно-железного состава внешней оболочки земного ядра активно поддержал известный сейсмолог К. Буллен (1973, 1978) и петролог А. Рингвуд (1977, 1982). Несколько позже появились работы Е. Отани и А. Рингвуда (1984), экспериментально показавшие, что при высоких давлениях ($p > 200$ кбар) наблюдается практически полная растворимость окиси железа в расплаве металлического железа с образованием сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$, близкого по стехиометрии к составу Fe_2O . При этом оказалось, что температура плавления эвтектического сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ существенно ниже температуры плавления исходных компонент и заметно ниже адиабатического распределения температуры в мантии (см. рис. 2.17). Более того, в эксперименте было обнаружено теоретически предсказанное уменьшение мольного объема сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ примерно на $3,8 \text{ см}^3/\text{моль}$ по сравнению с суммарным мольным объемом исходных компонент (при нормальном давлении этот объем приблизительно равен $19,1 \text{ см}^3/\text{моль}$). Столь значительное уплотнение сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ (более, чем на 20%), по-видимому, можно объяснить только электронно-фазовыми переходами в атомах железа и возникновением в расплаве при высоких давлениях сильных химических ковалентных s-связей в молекулах Fe_2O , как и предполагается в исходной гипотезе. Проведенные А. Рингвудом и его коллегами расчеты также подтвердили, что при давлениях, господствующих во внешнем ядре, плотность эвтектического сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ неплохо соответствует наблюдаемым плотностям “ядерного” вещества по сейсмологическим данным.

Происхождение магнитного поля Земли и его нестационарный (переменный) характер обычно связываются с конвективными течениями в жидком веществе земного ядра. Однако для возбуждения магнитного поля Земли необходимо, чтобы “ядерное” вещество обладало высокой электропроводностью. Прямых измерений электропроводности соединения Fe_2O или сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ при высоких давлениях и температурах пока не проводилось, тем не менее из общих физических и квантово-механических соображений следует, что вещество с таким составом в условиях земного ядра должно обладать металлической электропроводностью.

Таким образом, суммируя приведенные выше теоретические соображения о природе “ядерного” вещества Земли, а также экспериментальные данные о температуре плавления и плотности эвтектических сплавов железа с его окисью при высоких давлениях, можно с большой долей вероятности утверждать, что внешняя (жидкая) часть земного ядра состоит из расплава окиси одновалентного железа Fe_2O или из эквивалентного этому соединению эвтектического сплава Fe_2O , устойчивых только при высоких давлениях. Внутреннее же ядро вероятнее всего состоит из железоникелевого сплава $\text{Fe}_{0,9}\cdot\text{Ni}_{0,1}$. Состав переходного слоя F

между внешним и внутренним ядром естественнее всего считать сульфидным состава FeS. Выяснив составы отдельных геосфер, можно рассчитать и средний состав Земли (табл. 2.1).

Т а б л и ц а 2.1

Состав современной Земли и первичного земного вещества

Окислы	Состав континентальной коры ¹⁾	Модельный состав мантии Земли ²⁾	Модельный состав ядра Земли	Состав первичного вещества Земли (расчет)	Средний состав хондритов ³⁾	Средний состав углистых хондритов ⁴⁾
SiO ₂	59,3	45,5	–	30,78	38,04	33,0
TiO ₂	0,7	0,6	–	0,41	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	15,0	3,67	–	2,52	2,50	2,53
Fe ₂ O ₃	2,4	4,15	–	–	–	–
FeO	5,6	4,37	49,34	22,76	12,45	22,0
MnO	0,1	0,13	–	0,09	0,25	0,24
MgO	4,9	38,35	–	25,77	23,84	23,0
CaO	7,2	2,28	–	1,56	1,95	2,32
Na ₂ O	2,5	0,43	–	0,3	0,95	0,72
K ₂ O	2,1	0,012	–	0,016	0,17	–
Cr ₂ O ₃	–	0,41	–	0,28	0,36	0,49
P ₂ O ₅	0,2	–	–	–	–	0,38
NiO	–	0,1	–	0,07	–	–
FeS	–	–	6,69	2,17	5,76	13,6
Fe	–	–	43,41	13,1	11,76	–
Ni	–	–	0,56	0,18	1,34	–
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	99,48	98,39

По А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому (1976); ²⁾ Наша модель с использованием данных Л.В. Дмитриева (1973) и А. Рингвуда (Ringwood, 1966); ³⁾ Н. Urey, Н. Craig (1953); ⁴⁾ Флоренский К.П., Базилевский Ф.Т. и др., 1981

2.7. Плотность земных недр

Несмотря на недоступность недр Земли для непосредственных исследований, распределение плотности вещества в мантии и земном ядре удастся определить достаточно надежно по данным о скоростях распространения в этих геосферах сейсмических волн от землетрясений. Впервые разработанная К. Булленом (1958, 1966) такая методика впоследствии была существенно усовершенствована им и другими исследователями за счет привлечения дополнительной информации о моменте инерции и свободных колебаниях Земли, что значительно повысило достоверность определений.

В основе методики определения распределения плотности в Земле лежат известные уравнения гидростатики и термодинамические соотношения, связывающие радиальные градиенты плотности в среде с сейсмическими параметрами среды. В связи с тем что скорости сейсмических волн с глубиной обычно возрастают, интерпретация сейсмических годографов с целью определения зависимостей этих скоростей от глубины проводится по методике Герглотца–Вихерта, специально разработанной для исследования градиентных сред. Найденные таким путем распределения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн в Земле приведены на рис. 2.11.

Наиболее характерной чертой распределения сейсмических скоростей в Земле является резкое и значительное падение скорости продольных волн в земном ядре. Объясняется это тем, что скорость распространения продольных волн зависит не только от модуля всестороннего сжатия, но и от модуля сдвига, который во внешнем, жидком земном ядре обращается в ноль.

По этой же причине через жидкое вещество внешнего ядра не могут распространяться и поперечные волны.

Уравнения, связывающие между собой значения сейсмических скоростей с параметрами среды, позволяют определять лишь градиенты плотности, поэтому для построения самой зависимости плотности от глубины приходится задаваться граничным значением плотности на поверхности Земли $\rho_0 = 3,32 \text{ г/см}^3$. При этом “сшивку” решений, получаемых для отдельных геосфер (например, для ядра и нижней мантии), производят по условию непрерывности давления на границах этих геосфер, а значения плотности в них подбирают таким образом, чтобы расчетные значения массы и момента инерции Земли совпадали бы с их измеренными значениями $M = 5,977 \cdot 10^{27} \text{ г}$ и $I = 0,8038 \cdot 10^{45} \text{ г} \cdot \text{см}^2$ при среднем радиусе Земли $R = 6371 \text{ км}$. Дополнительные уточнения в распределение плотности с глубиной, особенно в переходном слое Голицына, позволяют внести данные о частотном спектре собственных колебаний Земли, возбуждаемых сильными землетрясениями.

Используя описанную методику К. Буллен (1966, 1969), В.Н. Жарков (1971), А. Дзивонский и др. (1975) построили наиболее известные и популярные в настоящее время модели распределения плотности в Земле, изображенные на рис. 2.13. На этом же рисунке для сравнения приведены распределения плотности, построенные Л.М. Наймарком и О.Г. Сорохтиным (1977) по данным ударного сжатия вещества для модели Земли с перцолитовым составом мантии, окисно-железным внешним и железоникелевым внутренним ядром, при адиабатическом распределении температуры в земных недрах, а также распределение плотности в первичной, еще не дифференцированной Земле.

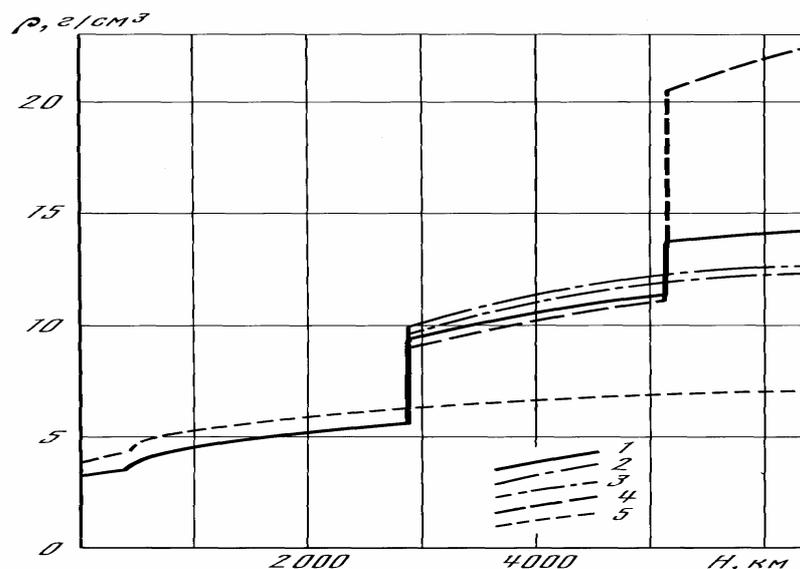


Рис. 2.13. Распределение плотности в разных моделях Земли: 1 – модель Наймарка–Сорохтина (1977а); 2 – модель Жаркова “Земля-2” (Жарков и др., 1971); 3 – модель Буллена А1 (1966); 4 – модель Буллена А2 (1966); 5 – модель первичной Земли Наймарка – Сорохтина (1977б)

Как видно из рис. 2.13, плотность верхней мантии начиная от значения $3,2 \text{ г/см}^3$ на поверхности постепенно возрастает с глубиной вследствие сжатия ее вещества. Начиная с глубины 400 км плотность увеличивается более резко и скачкообразно (на рис. 2.13 эти скачки плотности не показаны). С глубины приблизительно 900 км градиент плотности вновь снижается и далее плотность монотонно возрастает до $5,6 \text{ г/см}^3$ на подошве мантии. Резкое увеличение градиента плотности в переходном слое мантии (в слое С), как уже отмечалось, связано с происходящими на этих глубинах полиморфными переходами мантийного вещества в более плотные фазы: оливина – в шпинелевую фазу, пироксена – в ильменитовую и далее в перовскитовую и т.д. В противоположность этому в нижней мантии существенных перестроек в

кристаллическом строении вещества больше не происходит, поскольку все окислы в этой геосфере уже находятся в состоянии предельно плотной упаковки атомов и сжатие мантийного вещества происходит только благодаря сжатию самих атомов.

На глубине около 2900 км плотность в Земле скачком увеличивается почти в два раза: примерно с $5,6 \text{ г/см}^3$ на подошве мантии до $9,5\text{--}10 \text{ г/см}^3$ на поверхности ядра, убедительно свидетельствуя тем самым о резкой смене химического состава земного вещества на этом уровне. В ядре плотность вещества вновь монотонно возрастает. В некоторых моделях строения Земли предполагается, что между внешним и внутренним ядром на уровне слоя F происходит еще один, правда, менее значительный скачок плотности, также свидетельствующий об изменении на этой глубине состава “ядерного” вещества или его фазового состояния. Наконец, последний заметный скачок плотности должен наблюдаться на глубине около 5150 км, отмечающий собой переход от внешней жидкой оболочки земного ядра к его внутренней твердой сердцевине. По нашим оценкам, на этой границе плотность “ядерного” вещества скачком меняется от $11,4\text{--}12,3$ до $12,5\text{--}13,4 \text{ г/см}^3$ (т.е. на 8–10%) и в центре Земли достигает $13,5\text{--}14,4 \text{ г/см}^3$.

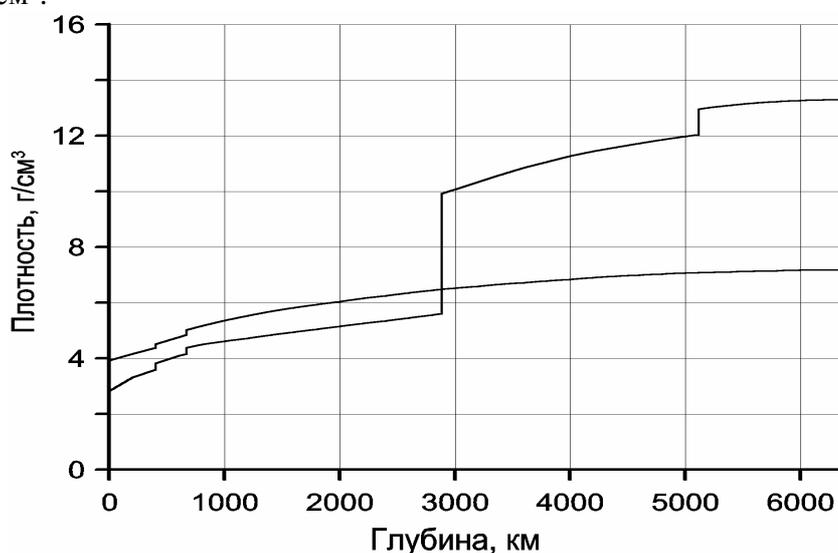


Рис. 2.14. Принятое распределение плотности в современной и первичной Земле

Если известен или предполагается химический состав земного вещества, то оказывается возможным построить и модельное распределение плотности в земных недрах, используя для этого экспериментальные данные по ударному сжатию главных пороодообразующих окислов и металлов. Этот путь интересен тем, что позволяет, с одной стороны, независимым способом определить значения плотности вещества в Земле, а с другой стороны, проверить правильность сделанных предположений о химическом составе нашей планеты. Кроме того, подобрав в соответствии с сейсмическими данными состав геосфер современной Земли и задавшись основными закономерностями ее дифференциации, использование этого метода позволяет определять распределение плотности в Земле на любом этапе ее эволюции. На рис. 2.13 и 2.14 для сравнения приведено распределение плотности в первичной (недифференцированной) Земле. В настоящее время методика определения плотности силикатов, окислов и металлов при высоких давлениях и температурах по данным ударного сжатия образцов вещества разработана достаточно полно и подробно описана в специальных работах (Альтшулер, 1965; Жарков, Калинин, 1968; и др.). Точность определения зависимости плотности от давления и температуры (уравнения состояния вещества) по данным ударного сжатия обычно лежит в пределах 2–3%, что для большинства геофизических задач является вполне приемлемой.

Как видно из сопоставления расчета плотности лерцолитовой мантии (см. рис. 2.10), окисно-железного внешнего и железоникелевого внутреннего ядра (см. рис. 2.13) с наиболее популярными распределениями плотности в Земле, построенными по сейсмическим данным, принятая нами модель химического состава Земли неплохо соответствует общепринятым

плотностным моделям ее строения. Отсюда можно заключить, что рассматриваемая модель состава Земли также неплохо отражает реальную ситуацию в ее недрах. При этом следует обратить внимание на примечательный результат расчетов: плотность океанических лерцолитов, обнажающихся прямо на поверхности Земли в трансформных разломах океанических рифтовых зон, при высоких давлениях и адиабатической температуре с большой точностью совпадает с определенной по независимым сейсмическим данным плотностью вещества в нижней мантии. Причем такое совпадение получается без всяких предположений об изменении химического состава лерцолитов с глубиной! Это очень важный результат. Он убедительно свидетельствует о том, что химический состав всей мантии в целом (верхней и нижней) в среднем одинаков.

Такой результат расчетов может быть объяснен лишь существованием в мантийной оболочке Земли конвективных движений, эффективно перемешивающих вещество всей мантии. При этом, правда, необходимо учитывать, что, несмотря на одинаковый средний состав мантии по всей ее толще, локальные плотностные неоднородности, не превышающие, однако $0,1-0,15 \text{ г/см}^3$, безусловно, существуют в этой геосфере. Более того, именно благодаря таким плотностным неоднородностям и развиваются конвективные движения в мантии, а сами неоднородности постоянно генерируются процессом дифференциации мантийного вещества на поверхности земного ядра и погружениями по зонам субдукции холодных литосферных плит в глубины горячей мантии.

Другим важным следствием, вытекающим из рассмотренной плотностной модели Земли, построенной по заданному составу ее оболочек, является вывод о том, что внешнее ядро Земли может состоять из окиси одновалентного железа Fe_2O (или сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$), а внутреннее ядро – из сплава железа с никелем $\text{Fe}_{0,9}\text{Ni}_{0,1}$. Ядро Земли в этой модели характеризуется следующими параметрами: масса $M_c = (1,94 \pm 0,01) \cdot 10^{27} \text{ г}$; объем $V_c = 0,180 \cdot 10^{27} \text{ см}^3$; давление на поверхности ядра $p_c = 1,34 \text{ Мбар}$; давление в центре Земли $p_0 = 3,7 \text{ Мбар}$; средняя плотность ядра $\rho_c = 10,6 \text{ г/см}^3$. Результаты расчета принятой нами плотностной модели Земли приведены в табл. 2.2.

Т а б л и ц а 2.2.

Распределения плотности, температуры, давления и ускорения силы тяжести в современной Земле*)

Глубина км	Плотность, г/см^3	Температура, К	Давление е кбар	Ускорение силы тяжести, см/с^2	Глубина км	Плотность, г/см^3	Температура, К	Давление кбар	Ускорение силы тяжести, см/с^2
0	2,85	288	0	981	2886	5,60	3130	1384	1067
200	3,30	1770	65,5	990	2886	9,92	—”—	—”—	—”—
430	3,60	1940	138	997	3000	10,06	3310	1503	1041
430	3,82	2010	—”—	—”—	3400	10,60	3880	1909	945
600	4,09	2130	218,6	1000	3800	11,06	4400	2287	841
670	4,16	2170	247,2	1001	4200	11,43	4870	2628	732
670	4,37	2110	—”—	—”—	4600	11,72	5280	2926	622
800	4,49	2170	305,7	1000	5000	11,97	5620	3175	517
1000	4,61	2260	397,7	996	5120	12,04	5710	3242	490
1200	4,72	2360	491,7	994	5120	13,00	—”—	—”—	—”—
1400	4,83	2450	587,8	993	5400	13,10	5890	3382	386
1600	4,94	2540	686	993	5800	13,23	6060	3518	227
1800	5,04	2640	786,3	995	6000	13,27	6110	3559	155
2200	5,25	2820	994,9	1006	6200	13,29	6140	3580	68
2600	5,45	3010	1216,2	1033	6371	13,29	6140	3583	0

*) При расчете распределений плотности, ускорения силы тяжести и давления использовались основные параметры: масса Земли $M = 5,9771 \cdot 10^{27} \text{ г}$ и безразмерный момент инерции сферической Земли $J = 0,33053$.

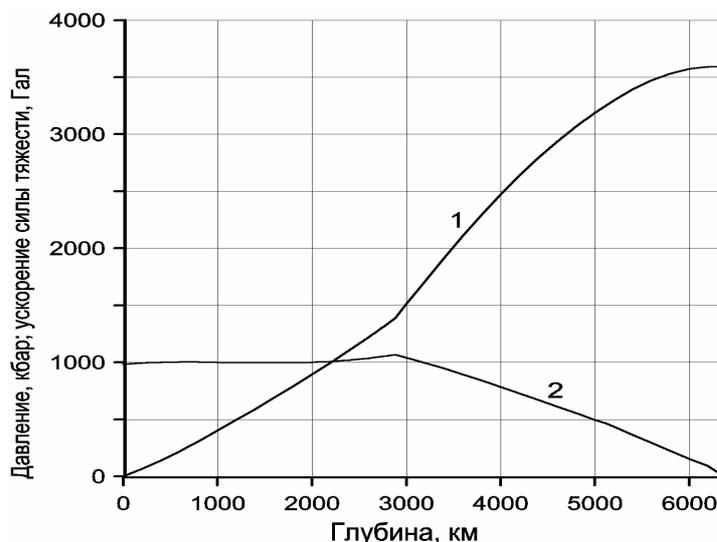


Рис. 2.15. Распределение давления (1) и ускорения силы тяжести (2) в Земле

2.8. Распределение температуры в Земле

Бесспорные факты существования дрейфа континентов, раздвижения океанического дна и его поддвига под островные дуги и активные окраины континентов андийского типа можно рассматривать как убедительные доказательства существования в мантии крупномасштабных конвективных движений. Как уже отмечалось, благодаря таким движениям мантийное вещество оказалось хорошо перемешанным. Поскольку теплотери Земли происходят только через ее поверхность, то в недрах конвектирующей (подлитосферной) мантии в среднем должно устанавливаться адиабатическое распределение температуры, при котором ее изменения происходят только за счет сопровождающих конвекцию сжатий или расширений мантийного вещества, но без дополнительных теплотерь.

Адиабатический закон распределения температуры определяется сравнительно простой зависимостью. Однако при расчете температурных распределений по этому закону необходимо иметь в виду, что оно позволяет определять лишь градиенты температуры. Для построения же самой зависимости температуры от глубины необходимо задаться исходным значением адиабатической температуры в начале отсчета, например на поверхности Земли. Но поверхность Земли перекрыта холодной литосферной оболочкой, фактически представляющей собой тепловой погранслои, в котором распределение температуры резко отличается от адиабатического закона.

В такой ситуации за начальную температуру распределения следует принимать приведенную к поверхности температуру мантии, определяемую по максимальным температурам базальтовых магм, изливающихся в рифтовых зонах океанического типа или на океанских островах гавайского типа. Судя по прямым измерениям, такие температуры достигают 1230–1320 °С. Учитывая возможные теплотери магмы при ее подъеме по эруптивным каналам, примем приведенную к поверхности температуру мантии равной 1320 °С, или приблизительно 1590 К.

Адиабатический закон в простом выражении позволяет правильно определять лишь градиенты температуры и только в однородном сжимаемом веществе. Если же в этом веществе под влиянием высоких давлений происходят фазовые полиморфные перестройки минеральных ассоциаций к более плотным кристаллическим структурам, то на этих же глубинах в конвектирующей мантии обязательно возникнут температурные скачки. Если известны возникающие при этом скачки плотности (например, по экспериментальным данным), то нетрудно определить и такие температурные перепады.

Фазовые переходы к более плотным кристаллическим модификациям мантийного вещества сложного состава развиваются при разных давлениях и соответственно на разных глубинах. Например, переход плагиоклазового лерцолита в пироксеновый наблюдается на

глубинах около 25 км, а переход от пироксенового к гранатовому лерцолиту при температурах горячей мантии – на глубинах около 85 км. Тепловые эффекты на этих границах невелики (всего 4 и 9 °С). Полиморфные преобразования мантийного вещества в переходном слое С на глубинах около 400 и 670 км более значительны, сопровождаются существенными изменениями плотности мантийного вещества и четко выявляются по сейсмическим данным. Первый из этих переходов связан с перекристаллизацией оливина в шпинелевую фазу, а второй – с распадом силикатов на простые окислы. По оценкам А. Рингвуда, теплота фазовых переходов на этих глубинах приблизительно равна 25 кал/г ($1,05 \cdot 10^9$ эрг/г). В этом случае скачки температуры в конвектирующей мантии могут достигать 90 °С. В переходной зоне мантии до глубин около 900–1000 км могут происходить и другие кристаллические перестройки, например переход энстатита в структуру ильменита или перовскита. Поэтому можно ожидать, что приблизительно на глубинах 700–800 км в конвектирующей мантии существует еще один температурный скачок около 50 °С. Глубже 900–1000 км других резких границ с фазовыми переходами мантийного вещества в более плотные кристаллические структуры, судя по сейсмическим данным, ожидать трудно.

В последние годы появилась серия интереснейших работ Р. Бёлера, посвященных изучению режимов плавления силикатов, железа и системы Fe–FeO–FeS при высоких давлениях (Boehler, 1993, 1996; Zerr, Boehler, 1993). Изучение плавления этих веществ проводилось в статических экспериментах с использованием алмазных ячеек в прессах и разогрева образцов лазерными лучами. Полученная в таких экспериментах температура плавления основного минерала нижней мантии – энстатита, находящегося в структуре перовскита, при давлении около 625 кбар оказалась приблизительно равной 5000 ± 200 К. При этом расчетная температура плавления энстатита-перовскита на границе с ядром по разным оценкам достигает значений от 7000 до 8500 К. Бёлер сделал предположение, что и температура плавления мантийного вещества должна быть близкой к этим же значениям температуры.

Полученные Бёлером результаты по фазовым переходам в железе при высоких давлениях до 2 Мбар приведены на фазовой диаграмме состояний железа, изображенной на рис. 2.16. Экстраполяция экспериментальных данных на большие давления проведена по закону Клапейрона–Клаузиуса. Следует обратить внимание на то, что при давлениях $p > 1$ Мбар заметно возрастает градиент кривой плавления ϵ -железа.

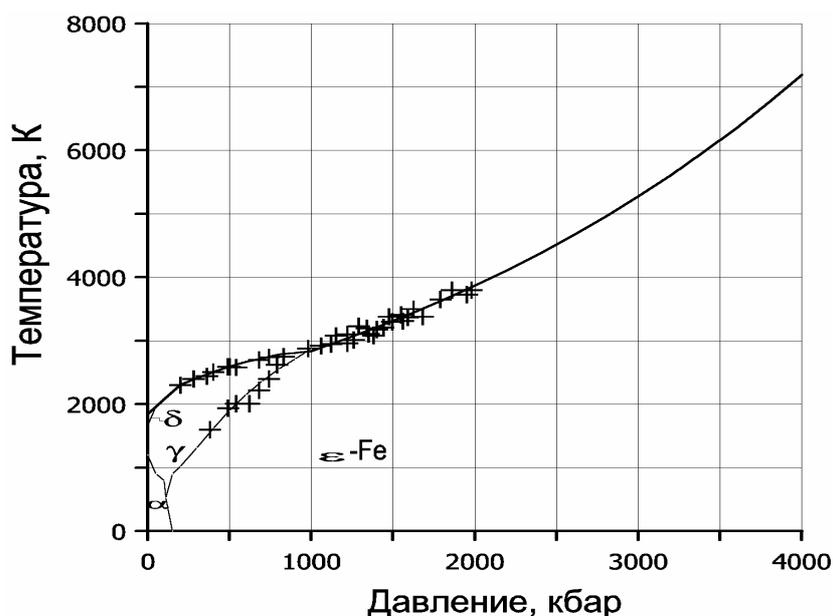


Рис. 2.16. Фазовая диаграмма состояний железа при высоких давлениях. Крестиками отмечены экспериментальные данные Р. Бёлера (Boehler, 1993), экстраполяция кривой на большие давления проведена по закону Клапейрона–Клаузиуса. Следует обратить внимание на то, что при давлениях $p > 1$ Мбар заметно возрастает градиент кривой плавления ϵ -железа.

Температура плавления эвтектического сплава $\text{Fe}_x\text{FeO}_{1-x}$ при умеренных давлениях до 300 и 600 кбар принималась по данным Е. Отани, А. Рингвуда и В. Хайбберсона (1984, 1990), при давлениях до 1,4 Мбар – по данным Р. Бёлера, при более высоких давлениях – находилась по уравнению Клайперона–Клаузиуса, согласованному с экспериментами Р. Бёлера (рис.2.17). Экспериментальные данные подтверждают, что при низких и умеренных давлениях (приблизительно до 600 кбар) эвтектическая депрессия температуры плавления сплавов $\text{Fe}_x\text{FeO}_{1-x}$ весьма заметная и превышает 100 – 200 °С. Однако при больших давлениях, судя по данным Бёлера, эта депрессия сокращается до пределов точности экспериментов. Поэтому принимается, что эвтектическая депрессия плавления системы $\text{Fe}_x\text{FeO}_{1-x}$ при очень высоких давлениях играет незначительную роль в термодинамике земного ядра.

Очевидно, что скачки температуры на границах фазовых переходов первого рода возникают в мантии только тогда, когда ее вещество в процессе конвективного массообмена пересекает такую границу (в статичной мантии любые скачки температуры сравнительно быстро сглаживаются за счет обычной теплопроводности вещества). При этом температурные скачки в веществе, пересекающем фазовые границы, возникают благодаря выделению (при экзотермических переходах) или поглощению (при эндотермических переходах) тепла на таких фазовых границах.

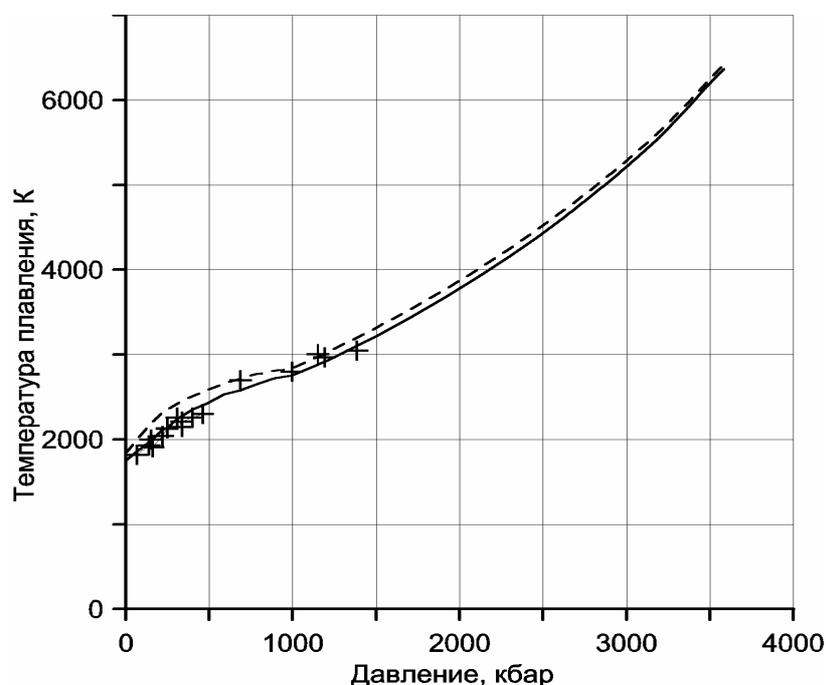


Рис. 2.17 Температура плавления эвтектических сплавов $\text{Fe}_x\text{FeO}_{1-x}$ в зависимости от давления. Крестиками показаны экспериментальные данные: до 500 кбар – данные Е. Отани, А. Рингвуда и В. Хайбберсона (1984, 1990), на интервале давлений 700–1400 кбар – данные Р. Бёлера (1993), далее экстраполяция по закону Клайперона–Клаузиуса; пунктиром показана температура плавления железа, изображенная на рис. 2.16

В зависимости от выделения или поглощения тепла перепад температуры может быть как положительным, так и отрицательным. Так, на глубине около 400 км расположена граница с экзотермическим переходом, тогда как граница на глубине 670 км характеризуется эндотермическим переходом. В соответствии с этим на глубине 400 км в конвектирующей мантии наблюдается положительный скачок температуры около 50 °С, а на глубине 670 км, наоборот, отрицательный перепад температуры приблизительно того же значения, как это показано на рис. 2.18.

Температура плавления чистого железа существенно повышается с ростом давления, и на границе с ядром она достигает приблизительно 3200 К, тогда как температура плавления его соединений близка к 3100 К. Отсюда следует, что адиабатическая температура Земли на

границе мантии с ядром должна превышать 3100 К. По нашим оценкам, температура на поверхности земного ядра равна приблизительно 3130–3150 К и должна быть близка к адиабатической температуре Земли.

Используя теперь принятое значение приведенной к поверхности температуры мантии 1320 °С (1593 К) и найденные значения температурных скачков в областях существования фазовых переходов, можно построить и само адиабатическое распределение температуры в мантии. В связи с большим молекулярным весом “ядерного” вещества градиент температуры на поверхности ядра скачком увеличивается, но затем плавно уменьшается до нуля в центре Земли (поскольку к центру Земли уменьшается до нуля и ускорение силы тяжести). Температура же в ядре монотонно и на этот раз без всяких скачков возрастает до предельного значения около 6140 К (или приблизительно 5870 °С) в центре Земли (рис. 2.18 и табл. 2.3). Для сравнения на рис. 2.18 воспроизведены еще кривые плавления силикатов, железа и “ядерного” вещества.

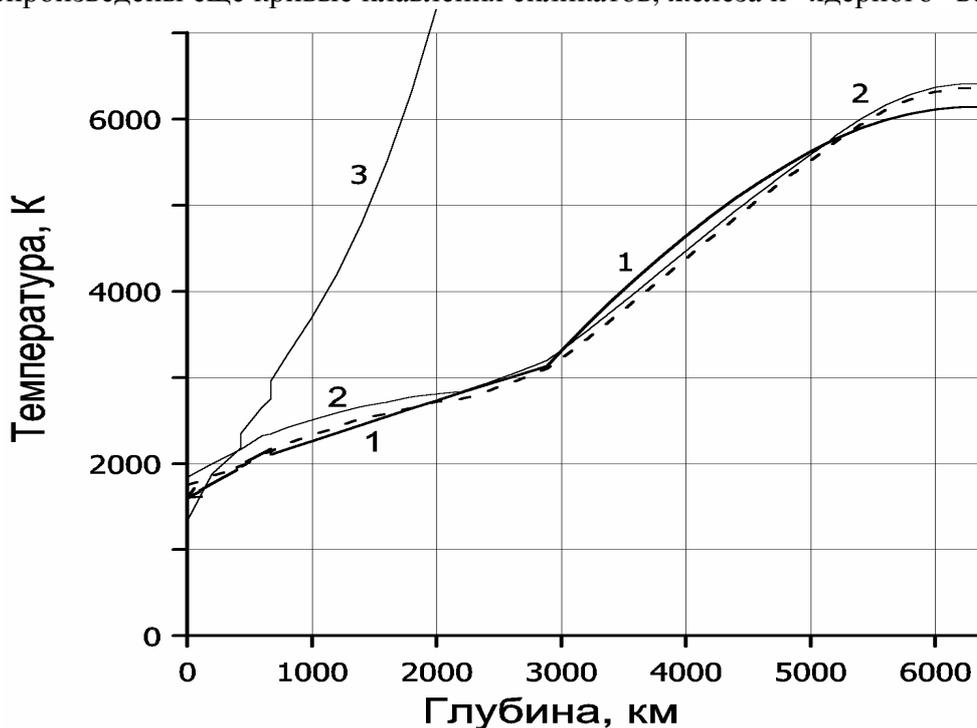


Рис. 2.18. Распределение температур в современной Земле: 1 — адиабатическая геотерма Земли, согласованная с экспериментами по плавлению железа и системы Fe–O–S; 2 — температура плавления железа (до 2 Мбар — статические эксперименты Р. Бёлера (1993), далее — экстраполяция этой температуры по закону Клапейрона–Клаузиуса); штриховая кривая — температура плавления эвтектического сплава Fe–FeO (до 300 кбар по экспериментальным данным Е. Отани и А. Рингвуда (1984), до 1400 кбар — по данным Р. Бёлера (1993), далее — экстраполяция по закону Клапейрона–Клаузиуса, с учетом уменьшения эвтектической депрессии Fe–FeO в области высоких давлений); 3 — температура плавления силикатов (при $p \geq 240$ кбар — температура плавления энстатита $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$; до давления 625 кбар — по экспериментальным данным А. Зерра и Р. Бёлера (1993), далее — экстраполяция по закону Клапейрона–Клаузиуса)

Как видно из приведенных графиков, температура на поверхности земного ядра достигает 3130 К, что приблизительно на 70 К ниже температуры плавления железа и приблизительно на 30 К выше температуры плавления эвтектического сплава Fe–FeO, но на 9000 К (!) ниже температуры плавления силикатов. Отсюда следуют важные теоретические выводы. Во-первых, окисно-железный состав внешнего ядра вполне совместим с его жидким состоянием. Во-вторых, **выделение “ядерного” вещества из мантии и его переход в земное ядро должно было происходить (и происходит сейчас) без плавления силикатного вещества мантии.**

В приведенном расчете температурного режима Земли распределение температуры в ядре также принято адиабатическим. Однако надо помнить, что такое распределение является предельным с верхней стороны. Судя по всему, в земном ядре нет заметных источников энергии и оно может либо остывать после перегрева, например, в прошлые геологические

эпохи, либо, наоборот, разогреваться за счет поступления в него тепла из мантии, в которой существуют мощные источники энергии. В первом случае распределение температуры в ядре остается адиабатическим, во втором оно может быть ниже адиабатического. В последней ситуации, правда, возникают сложности с объяснением происхождения магнитного поля Земли. Но это тоже кажущиеся сложности. При рассмотрении механизмов дифференциации мантии и формирования земного ядра будет показано, что в верхнем пограничном слое ядра должны возникать стремительные течения жидкой и электропроводной смеси “ядерно-мантийного” вещества, замыкающие собой конвективные течения в мантии. С этими-то течениями на поверхности внешнего жидкого ядра, вероятнее всего, и связано происхождение магнитного поля Земли.

Т а б л и ц а 2.3

Распределение температуры в недрах Земли

Глубина, км	Плотность Земли, г/см ³	Температура в Земле, К	Температура плавления Fe, К	Температура плавления Fe-FeO, К	Глубина, км	Плотность Земли, г/см ³	Температура в Земле, К	Температура плавления Fe, К	Температура плавления Fe-FeO, К
0	2,85	288	1840	1750	2886	5,60	3130	3200	3100
200	3,30	1770	2000	1860	2886	9,92	3130	3200	3100
430	3,60	1940	2170	1960	3000	10,06	3310	3320	3220
430	3,82	2010	2170	1960	3400	10,60	3880	3760	3670
600	4,09	2130	2320	2110	3800	11,06	4400	4230	4140
670	4,16	2170	2350	2140	4200	11,43	4870	4710	4620
670	4,37	2110	2350	2140	4600	11,72	5280	5160	5090
800	4,49	2170	2420	2240	5000	11,97	5620	5590	5520
1000	4,61	2260	2510	2350	5120	12,04	5710	5710	5650
1200	4,72	2360	2590	2430	5120	13,00	5710	5710	5650
1400	4,83	2450	2660	2530	5400	13,10	5890	6000	5940
1600	4,94	2540	2710	2580	5800	13,23	6060	6280	6230
1800	5,04	2640	2770	2650	6000	13,27	6110	6370	6320
2200	5,25	2820	2840	2750	6200	13,29	6140	6410	6360
2600	5,45	3010	3040	2940	6371	13,29	6140	6410	6360

Особый интерес для нас представляет распределение температуры в верхней мантии и литосферных плитах, поскольку тектономагматические процессы в литосферной оболочке Земли (включая земную кору) во многом определяются динамическими и тепловыми режимами этой геосферы. Естественно, что магматические процессы могут развиваться в литосферной оболочке только при возникновении под ней очагов расплавления мантийного вещества. Поэтому важной характеристикой таких процессов является температура плавления мантийного вещества. Обычно эта температура определяется в лабораторных условиях – путем плавлением перидотитов или перидотитов при повышенных давлениях. К настоящему времени таких данных для условий верхней мантии накопилось сравнительно много (Green, Ringwood, 1967; Ringwood, 1975; Takahashi, 1986; Литвин, 1991; и др.), поэтому кривую начала плавления (солидуса) мантийного вещества, во всяком случае до давлений около 70–80 кбар (до глубин 200–250 км), можно построить достаточно уверенно.

На рис. 2.19 приведена обобщенная кривая температуры солидуса мантийного вещества с использованием данных И. Такахаши, А. Рингвуда и Ю.А. Литвина. На рисунке также приведены рассчитанные нами геотермы океанических плит разного возраста и геотерма древней (архейской) континентальной плиты. Распределение температуры в горячей мантии определялось при условии, что приведенная к поверхности температура мантии равна 1320 °С.

Как видно из приведенных графиков, адиабатическая температура современной мантии пересекается с кривой температуры начала плавления (солидуса) мантийного вещества на

глубинах около 80–100 км. Отсюда, в частности, следует важный для геологии вывод: нигде глубже 80–100 км, т.е. глубже поверхности эклогитового перехода, в ювенильной мантии не могут выплавляться и существовать мантийные (базальтовые) расплавы.

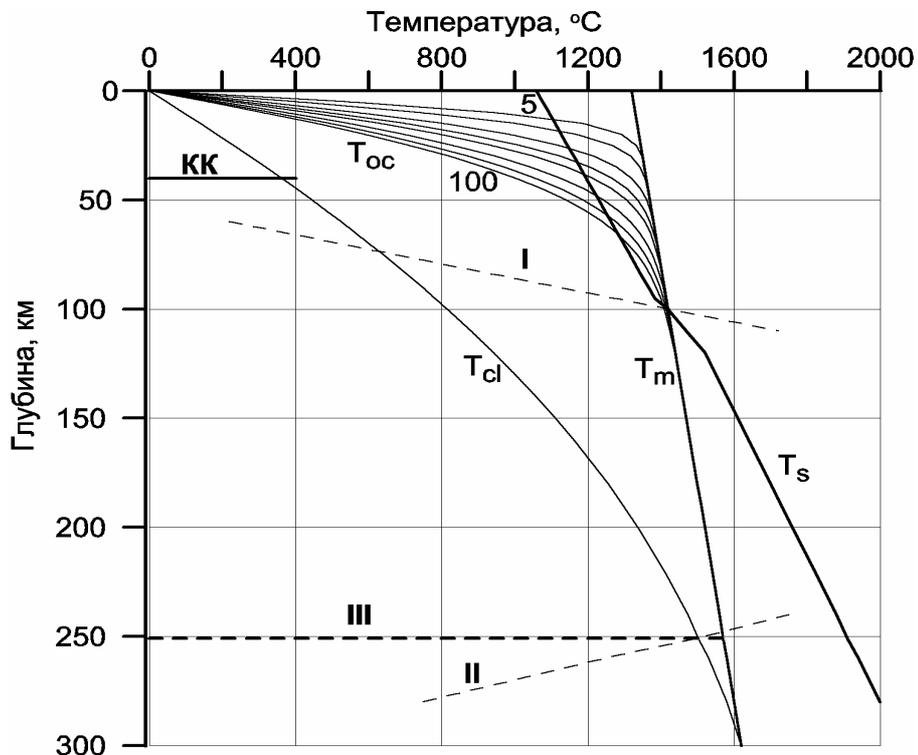


Рис. 2.19. Распределения температуры в верхней мантии и положение геотерм литосферных плит в зависимости от их возраста; цифрами на геотермах указан возраст литосферных плит в миллионах лет. T_{oc} – геотермы океанических плит; T_m – адиабатическая температура верхней мантии; T_s – температура солидуса мантийного вещества; T_{cl} – геотерма древних (архейских) континентальных литосферных плит; **КК** – подошва континентальной коры; **I** – граница фазового перехода базальтов в эклогиты; **II** – эндотермический переход от жесткой литосферы под континентами в пластичное состояние; **III** – подошва архейских участков континентальной литосферы.

По этой причине только океаническая литосфера может описываться сравнительно простой физической моделью жесткой полнокристаллической плиты, лежащей на пластичном слое частично расплавленного вещества мантии. Такая модель во многом аналогична льду, плавающему в морозный день на слое воды замерзающего озера, за исключением лишь того, что лед всегда легче воды, а холодные литосферные плиты могут быть тяжелее горячего и частично расплавленного вещества мантии. Этим, в частности, объясняется и сравнительно небольшое время существования океанических плит по сравнению с “долголетием” континентальных плит, средняя плотность которых ниже плотности конвектирующей мантии.

Природу перехода континентальной литосферы в подстилающую ее конвектирующую мантию наглядно определить значительно труднее. Это связано с тем, что континентальная геотерма асимптотически приближается к мантийной температуре в той области мантии, где частичное плавление ее вещества уже полностью исключается, так как на этих глубинах температура мантии ниже температуры плавления мантийного вещества на 200–300 °С.

Отсюда следует, что под мощными континентальными плитами, достигающими по толщине 250 км, положение подошвы литосферы определяется не геотермой начала плавления мантийного вещества, а давлением и температурой его перехода из жесткого в эффективно-пластичное состояние. Что же касается природы подошвы таких плит, то скорее всего она определяется происходящими на больших глубинах нарушениями межкристаллических связей в мантийном веществе, в результате чего мантийное вещество на этих глубинах переходит в эффективно-жидкое, хотя и очень вязкое состояние (см. разд. 7.2). Если это так, то фазовый

переход на подошве континентальных плит должен обладать свойствами эндотермической границы, как это и показано на рис. 2.19. Поэтому в конвектирующей мантии на глубинах около 250 км должен наблюдаться отрицательный перепад температуры.

2.9. Вязкость Земли

Помимо знания состава и плотности мантии, для правильного понимания происходящих в ней процессов важны также и ее реологические (вязкопластические) свойства. Тот факт, что форма Земли (земной геоид) с хорошей степенью приближения соответствует равновесному эллипсоиду вращения жидкого тела, бесспорно, свидетельствует об эффективно-жидком состоянии земной мантии. Действительно, отклонения геоида от эллипсоида вращения не превышают ± 100 м (см. рис. 2.1), тогда как экваториальное вздутие самого эллипсоида достигает 21,38 км. С другой стороны, факт прохождения через мантию поперечных сейсмических волн с периодами до нескольких минут говорит о ее эффективной жесткости по отношению к кратковременным механическим воздействиям. Совместить эти данные можно лишь в одном случае, считая, что мантийное вещество ведет себя подобно вару, т.е. очень вязкой жидкости. При кратковременных нагрузках у таких вязких жидкостей проявляются свойства упругих и даже хрупких тел, а при длительных воздействиях — свойства очень вязкой жидкости.

Используя приведенные значения отклонений геоида от равновесной фигуры эллипсоида вращения жидкого тела (около ± 100 м), характерные размеры мантии (~ 3000 км) и возможные средние скорости конвективных течений в мантии (~ 10 см/год), можно оценить и среднюю вязкость самой мантии. Она оказывается приблизительно равной $\bar{\eta} \approx 3 \cdot 10^{22}$ П.

Судя по скорости воздымания областей, сравнительно недавно (около 10 тыс. лет назад) освободившихся от нагрузки покровных ледников, таких, как Балтийский и Канадский континентальные щиты, вязкость мантийного вещества под континентами, судя по оценкам С.А. Ушакова (1968), близка к 10^{22} П. Теоретические определения вязкости нижней мантии по кажущейся скорости дрейфа полюсов приводят к значениям порядка $6 \cdot 10^{23}$ – $5 \cdot 10^{24}$ П. По расчетам Г. Ранелли и Б. Фишера (1984), принимавших адиабатическое распределение температуры в мантии, вязкость этой геосферы меняется от 10^{20} – $5 \cdot 10^{20}$ П в астеносфере до $6 \cdot 10^{23}$ П в нижней мантии на глубинах около 2700 км.

Для сравнения приведем значения вязкости некоторых хорошо известных веществ. Вязкость воды при комнатной температуре равна 10^{-2} П; глицерина – 7 П; базальтовых расплавов в зависимости от температуры меняется от 10^2 до 10^4 П; асфальта – 10^{10} – 10^{12} П; стекла при температуре отжига – 10^{13} П; меди при 200 °С – 10^{18} П; стали при 450 °С – порядка 10^{18} – 10^{20} П.

Характер изменений реологических свойств мантии наглядно проявляется в поведении так называемого фактора сдвиговой добротности Q_μ , который обратно пропорционален диссипативной функции, определяющей собой затухание сейсмических волн и собственных колебаний Земли на разных глубинах мантии. Поэтому он характеризует собой степень приближения реального вещества к идеально упругому телу: чем выше Q_μ вещества, тем оно ближе по своим свойствам к идеально упругим телам и, наоборот, чем ниже Q_μ , тем оно более приближается по свойствам к эффективно жидким (пластичным) средам, причем уменьшению эффективной вязкости такого вещества соответствует снижение его фактора добротности.

Используя экспериментальные данные о затухании упругих колебаний в Земле, удалось построить модели распределения этого фактора в мантии, две из которых приведены на рис. 2.20. Как видно из этих графиков, максимальная добротность мантии Q_μ наблюдается на глубинах около 1800–2500 км. В астеносфере и на подошве нижней мантии фактор добротности снижается приблизительно до 100. Можно ожидать, что в непосредственной близости от границы ядра механическая добротность мантийного вещества снижается еще более.

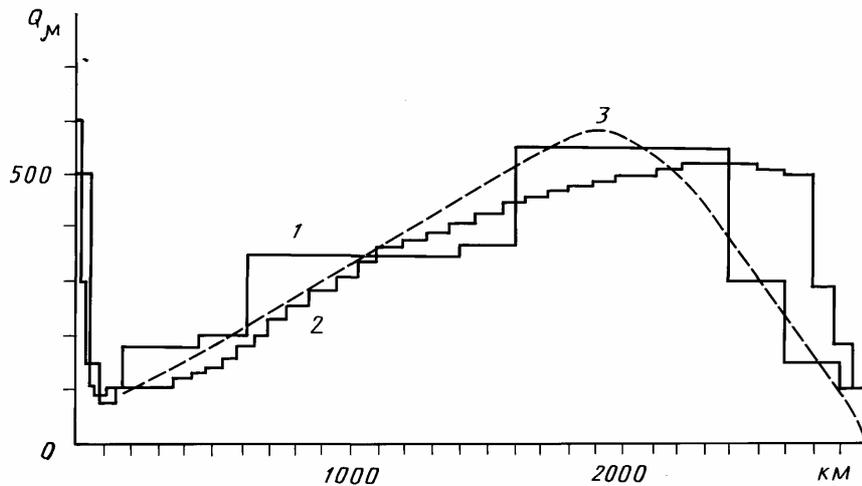


Рис. 2.20. Распределение фактора сдвиговой добротности Q_M в мантии Земли: 1 – модель Дорощеева–Жаркова (1978); 2 – модель Андерсона–Харта (Anderson, Hart, 1978); 3 – принятая модель

Аналогичный характер изменений должен быть присущ и распределению вязкости в мантии. В астеносфере верхней мантии под океаническими литосферными плитами на глубинах до 85–100 км вязкость частично расплавленного мантийного вещества не должна превышать 10^{19} – 10^{20} П. Под континентальными плитами на глубинах около 250–300 км вязкость мантии возрастает до значений около 10^{21} – 10^{22} П. В нижней мантии вязкость повсеместно возрастает с глубиной, на глубинах около 2000 достигая значений, порядка 10^{24} – 10^{25} П. На еще больших глубинах в нижней мантии вязкость вещества вновь начинает уменьшаться, снижаясь, вероятно, до 10^{19} – 10^{20} П в переходном слое D". Наконец, можно ожидать, что на подошве нижней мантии в слое Берзон, где происходит дезинтеграция мантийного вещества, его вязкость резко падает на много порядков, приближаясь в погранслое на поверхности земного ядра к вязкости “ядерного” вещества в самом ядре. Наиболее вероятное распределение вязкости в мантии приведено на рис. 2.21.

Верхний предел вязкости “ядерного” вещества во внешнем ядре можно оценить по затуханию проходящих через него продольных сейсмических волн, при этом оказалось, что такая вязкость значительно меньше 10^9 П. С другой стороны, для генерации в ядре дипольного магнитного поля, ось которого близко совпадает с осью вращения Земли, необходимо, чтобы скорости течений “ядерного” вещества были достаточно большими для возникновения в них инерционных ускорений Кориолиса, способных “закрутить” такие течения в структуры с заметными широтными составляющими. Но для этого необходимы скорости течений “ядерного” вещества порядка сантиметров или даже десятков сантиметров в секунду. Однако течения с такими скоростями на поверхности ядра могут возникать только в том случае, если вязкость “ядерного” вещества окажется достаточно низкой для возникновения быстрых течений. Изучение переменных составляющих геомагнитного поля, а также энергетического баланса механизмов его генерации позволило определить, что вязкость жидкого вещества в земном ядре не превышает 0,4 П.

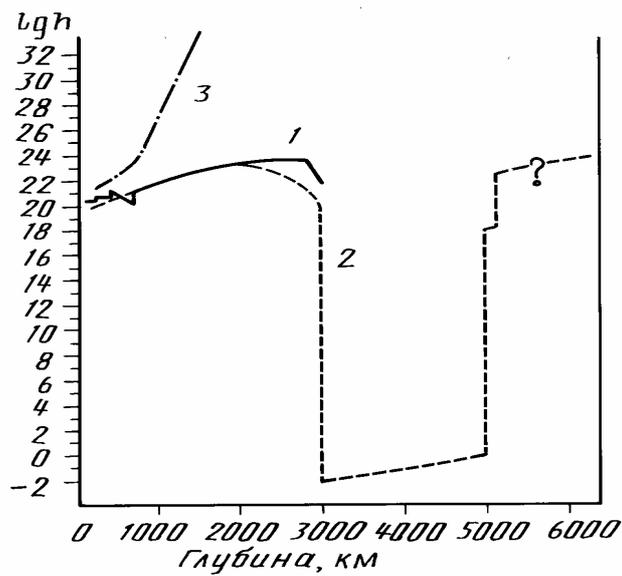


Рис. 2.21. Распределение вязкости в Земле: 1 – по модели Ранелли–Фишера при адиабатическом распределении температуры в мантии (Ranalli, Fischer, 1984); 2 – принятое распределение вязкости в Земле; 3 – распределение вязкости в молодой Земле (до начала ее дифференциации)

Учитывая сказанное, а также то, что температура в ядре приблизительно на 50–100 °С превышает температуру плавления “ядерного” вещества (т.е. что оно перегрето), примем в первом приближении его вязкость приблизительно равной 10^{-1} – 10^{-2} П. О вязкости внутреннего ядра мы ничего не знаем, кроме того, что она на много порядков должна превышать вязкость вещества во внешнем ядре.

Глава 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ЕЕ ДОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

3.1. Происхождение Солнечной системы

Важным вопросом происхождения звезд и окружающих их планетных систем является источник вещества, из которого эти системы формировались. В настоящее время эта проблема рассмотрена обстоятельно и подробно в специальных работах и обзорных монографиях по астрофизике и космохимии (Зельдович, Новиков, 1971, 1975; Шкловский, 1975, 1976; и др.). Общедоступное изложение этих интересных, но очень сложных проблем приведено, например, в монографиях А. Аллера (1976), Х. Альвена, Г. Аррениуса (1979), Р.Дж. Тейлера (1975, 1981), У. Кауфмана (1982) и др. Здесь же напомним лишь основные положения идеи, лежащей в основе гипотезы происхождения Солнца и планет Солнечной системы.

Согласно современным космогоническим представлениям, исходное газопылевое протосолнечно-протопланетное облако образовалось из межзвездного газа и скопления пыли, характерных для нашей и других галактик. Происхождение же вещества этих скоплений связано со взрывами крупных звезд (по массе превышающих в несколько раз массу Солнца), полностью прошедших свой эволюционный путь. Обычно финальные взрывы таких крупных звезд называют вспышками “сверхновых” звезд, поскольку на короткое время их светимость возрастает в миллиарды раз, они становятся наиболее яркими объектами в своих галактиках и воспринимаются нами как вспышки новых звезд на привычном фоне “старого” небосвода.

Напомним, что первоначально, в момент образования нашей Вселенной во время “Большого взрыва” около 20 млрд лет назад, пространство заполнялось только излучением и стремительно расширяющимся веществом – протонами, электронами, ядрами гелия (до 25%), нейтрино и некоторыми другими элементарными частицами. Все более тяжелые элементы в то время еще не успели образоваться (тогда их просто не существовало).

После возникновения на флуктуационных сгустках вещества первых протогалактик в них тогда же возникли и первые массивные, но примитивные водородно-гелиевые протозвезды. Под влиянием гравитационного сжатия этих протозвезд в их недрах поднялись температура и давление, что, в свою очередь, привело к возникновению ядерных реакций синтеза (ядерного “горения”). В результате в центральных областях таких звезд постепенно и последовательно стали образовываться все более тяжелые элементы вплоть до железа.

Как показывает теория, крупные звезды (превышающие массу Солнца в несколько раз) неустойчивы и заканчивают свою эволюцию гигантскими взрывами. Причем такая фатальная эволюция массивных звезд происходит тем быстрее, чем большей была их исходная масса. Сами же взрывы “сверхновых” звезд возникают тогда, когда в их недрах полностью исчерпывается основной запас легких элементов и формируется ядро, состоящее только из железа и никеля, т.е. из элементов с наименьшей внутренней энергией ядерных связей протонов и нейтронов в атомных ядрах. Напомним, что потенциальная энергия связи ядерных частиц в атомных ядрах отрицательная, поэтому элементы с наименьшей внутренней ядерной энергией оказываются наиболее устойчивыми и стабильными. В результате в ядрах таких массивных звезд, прошедших свой эволюционный путь, полностью прекращаются все ядерные реакции, перестает генерироваться тепловая энергия, препятствующая их сжатию, и они под влиянием уже ничем не сдерживаемых сил тяготения начинают стремительно сжиматься (коллапсировать). Под влиянием гигантских давлений, возникающих в недрах массивных звезд во время их коллапса, электроны как бы “вжимаются” в ядра железа, превращая

протоны в нейтроны, а само ядро звезды – в сплошной “сгусток” нейтронов или даже в “черную дыру”.

Процесс гравитационного коллапса вещества звездного ядра должен сопровождаться столь же стремительным “обрушением” газовой оболочки звезды и как следствие этого возникновением в ней ударных волн с катастрофически резким возрастанием температуры и давления газа в оболочке. Но в противоположность железному ядру коллапсирующей звезды в ее оболочке еще сохраняется много водорода, гелия и других легких элементов (C, O, Mg, Si и др.), способных участвовать в реакциях ядерного синтеза. К тому же вещество звездной оболочки в это время должно интенсивно облучаться нейтронными потоками, излучаемыми коллапсирующим ядром звезды. Поэтому резкое повышение давления, температуры и нейтронных потоков в оболочке такой звезды приводит к столь же стремительному и лавинообразному ускорению протекания всех ядерных реакций синтеза с выделением за короткое время гигантской энергии. В результате за считанные минуты, а то и секунды в оболочке коллапсирующей звезды выделяется столько же энергии, сколько ее могло бы выделиться за многие миллионы лет эволюционного (спокойного) развития такой звезды. Это вызывает ускоренное протекание всевозможных реакций ядерного синтеза стабильных и радиоактивных элементов с образованием всей гаммы их изотопов, в том числе и более тяжелых элементов, чем железо. Выделение колоссальной энергии в нижних частях звездной оболочки приводит к ядерному взрыву звезды и к сбрасыванию ее оболочки в межзвездное пространство. Преобразованное вещество оболочки стремительно разлетается в стороны, а на месте бывшей “нормальной” звезды остается маленькая, но очень плотная ($\rho \geq 10^{14}$ г/см³) нейтронная звезда (пульсар) или даже “черная дыра”.

Рассеянное вещество от многих взорвавшихся звезд постепенно формирует в галактиках межзвездные газопылевые облака. Когда масса такого облака (в его сгустках) достигает некоторой критической величины, начинается процесс самогравитации облака, его уплотнения, разогрева и конденсации в новую звезду. За время существования Вселенной уже сменилось несколько поколений звезд, рассеявших свое вещество по межзвездному пространству. При этом исходным материалом для формирования каждой новой генерации звезд служило вещество, сброшенное предыдущим поколением сверхновых звезд.

Наша Солнечная система по сравнению с возрастом Вселенной (около 20 млрд лет) возникла сравнительно недавно – 4,7 млрд лет назад. Поэтому и суммарный состав вещества, послуживший основой для формирования нашей Солнечной системы, должен нести следы длительной истории развития Вселенной. Однако нахождение в метеоритах следов распада некоторых из короткоживущих изотопов элементов, например ²⁴⁴Pu, ¹²⁹I и ²⁶Al, говорит о том, что незадолго перед образованием Солнечной системы произошли взрывы, по крайней мере, двух сверхновых звезд, причем последний из этих взрывов, обогативший протопланетное вещество изотопами ²⁶Al и ¹²⁹I, скорее всего послужил толчком к началу формирования нашего Солнца и его планетной системы.

Происхождение планет Солнечной системы, включая Землю, неоднократно излагалось во многих статьях и монографиях (Сафронов, 1969; Рускол, 1975; Витязев и др., 1990), а также в популярных книгах (Шмидт, 1948; Кауфман, 1982; Фишер, 1990; и др.). Поэтому здесь на этом вопросе подробно останавливаться не будем, а дадим лишь общее описание процесса. Возникновение же и эволюцию системы Земля–Луна мы рассмотрим отдельно и более подробно.

Согласно современным космогоническим представлениям, заложенным О.Ю. Шмидтом еще в начале 40-х годов, планеты Солнечной системы, в том числе Земля и Луна, образовались за счет аккреции (слипания и дальнейшего роста) твердых частиц газопылевого протопланетного облака. Обычно исходная плотность межзвездных облаков бывает недостаточной для гравитационного сжатия и развития в них самопроизвольных

процессов звездо- и планетообразования. Однако взрывы сверхновых сопровождаются возникновением в межзвездной среде ударных волн. Если такие волны пересекают газопылевое облако, то на их фронте резко повышаются давление и плотность вещества, в результате чего могут возникнуть сгущения, способные в дальнейшем к сжатию уже за счет самогравитации. Поэтому взрывы сверхновых звезд не только поставляют новое вещество в космическое пространство, но и служат тем механизмом, который в конце концов приводит к формированию новых поколений звезд и окружающих их планетных систем.

По-видимому, именно такая ситуация возникла около 4,7 млрд лет назад в окрестностях протосолнечного газопылевого облака. Получив импульс начального сжатия и вращения, а также пополнившись новым веществом, это облако в дальнейшем начало необратимо сжиматься уже под действием собственного гравитационного поля. По мере сжатия давление и температура в центральной части облака стали быстро повышаться, и постепенно в этой зоне сформировался гигантский газовый сгусток – Протосолнце. Однако вначале, до “зажигания” ядерных реакций и выхода Протосолнца на главную последовательность развития звезд, его температура была сравнительно невысокой (не более 900–1000 °С), а излучение происходило главным образом в инфракрасном и красном диапазонах спектра.

Одновременно со сжатием протосолнечного облака под влиянием центробежных и гравитационных сил его периферийные участки постепенно стягивались к экваториальной плоскости вращения, превращаясь в плоский чечевицеобразный диск – протопланетное облако. Плотность вещества в протопланетном облаке быстро возрастала, особенно в экваториальной плоскости вращения, а траектории движения частиц в нем под влиянием все более частых соударений и турбулентного торможения постепенно приближались к круговым кеплеровским орбитам.

Межзвездные облака, как правило, состоят из смеси газов и пылевых частиц микронного размера. Среди газов преобладают водород и гелий, но заметную роль играют и такие летучие соединения, как H_2O , CO , CO_2 , CH_4 , NH_3 , N_2 и некоторые другие газы. Состав пылевых частиц скорее всего соответствует смеси сравнительно тугоплавких окислов металлов и силикатов с самими металлами, их сульфидами и в меньшей степени с гидросиликатами и карбонатами. В космическом пространстве такие пылевые частицы могут расти только путем сорбции из газовой фазы атомов металлов и молекул их окислов или сульфидов на поверхности самих частиц. Но в связи с исключительно большой разреженностью межзвездного вещества процесс этот развивался крайне медленно.

Иная ситуация складывалась в начавшем сжиматься протопланетном облаке. С повышением в нем плотности вещества резко возрастала вероятность столкновения частиц и их слипания, в результате чего тогда появились первые, правда, еще очень рыхлые и мелкие (порядка сантиметров, а потом и метров) комки вещества, напоминавшие собой грязный снег. Дальнейшее уплотнение роя этих первичных комков способствовало их ускоренному росту с постепенным превращением в более крупные тела – зародыши будущих планет – планетезимали, поперечные размеры которых уже могли достигать многих километров. При этом у наиболее крупных планетезималей (первичных протопланетных тел), размерами до нескольких сотен километров, уже стали проявляться собственные заметные гравитационные поля, что еще более увеличивало их эффективные поперечные сечения захвата мелких тел. Поэтому мелкие тела выпадали на более крупные, увеличивая их еще больше, в результате чего крупные планетезимали росли быстрее мелких. Одно из таких наиболее крупных планетезимальных тел, расположенных во внутреннем поясе протопланетного облачного диска, в конце концов превратилось в зародыш нашей планеты.

Формирование Солнца как нормальной желтой звезды не очень больших размеров из сжимающегося первичного сгустка газов и пыли происходило значительно быстрее,

чем формирование планет, – всего за несколько миллионов или за первые десятки миллионов лет. При этом в самом начале “зажигания” в недрах молодого Солнца ядерных реакций синтеза гелия и перед выходом его на режим главной последовательности развития звезд наше Солнце должно было пройти через короткую стадию существования звезд типа Т-Тельца, характеризующихся быстрым вращением, сильными магнитными полями и очень высокой интенсивностью излучения звездного ветра.

Эти особенности эволюции молодого Солнца неизбежно должны были влиять на условия аккреции вещества в окружавшем его протопланетном облаке – диске. Во-первых, за счет исключительно сильного солнечного ветра (высокоэнергетического потока заряженных частиц), характерного для звезд, находящихся на стадии Т-Тельца, из околосолнечного пространства на далекую периферию Солнечной системы должны были выметаться все газовые и летучие компоненты исходного протопланетного облака.

Во-вторых, ионизирующее влияние солнечного ветра на окружающее вещество должно было привести к сильному взаимодействию магнитного поля Солнца с веществом протопланетного диска. По-видимому, именно в результате такого эффективного “зацепления” быстро вращавшегося молодого Солнца с окружающим его веществом, а также благодаря приливным взаимодействиям Солнца с молодыми планетами и произошло перераспределение момента количества движения от центрального светила к периферии протопланетного диска. После этого скорость осевого вращения Солнца уменьшилась, тогда как орбитальные скорости вращения планет вокруг него, наоборот, увеличились. Этот же механизм, вероятно, приводил и к заметной сепарации вещества в протопланетном облаке, поскольку все легкоионизирующиеся элементы под влиянием давления силовых линий магнитного поля как бы выметались из околосолнечного пространства на периферию протопланетного диска.

В-третьих, существенное влияние на химическую дифференциацию вещества в протопланетном облаке должен был оказывать и больший прогрев Солнцем центральных областей диска еще на стадии его сжатия и особенно после “зажигания” в Солнце ядерных реакций. По этой причине многие из легкоиспаряющихся элементов и соединений (например, сера и ее летучие соединения, вода, углекислый газ и др.) переходили в газообразное состояние, после чего давлением солнечного излучения они удалялись из этих областей на далекую периферию Солнечной системы.

В результате действия этих механизмов в центральных областях протопланетного диска преимущественно конденсировались тугоплавкие элементы и соединения с высокими потенциалами ионизации (тугоплавкие металлы, в том числе Fe и Ni, и окислы Al_2O_3 , CaO, MgO, Ti_2O_3 , SiO_2 , Cr_2O_3 , FeO и др.), тогда, как средние концентрации легкоплавких и легкоионизирующихся элементов (Li, Na, K, Rb, Cs, In, Ba, элементов редкоземельной группы, Hg, Pb, Rn и др.) в этой части протопланетного облака оказались существенно заниженными. В несколько меньшей мере вещество планет земной группы оказалось обедненным серой, цинком, оловом и некоторыми другими элементами. Газообразные же компоненты H_2 , He и другие благородные газы, H_2O , CO, CO_2 , CH_4 , NH_3 , H_2S , SO_2 и SO_3 , HCl, HF были выметены из внутренних областей протопланетного облака практически полностью и сконцентрировались только на его периферии, где впоследствии сформировались планеты-гиганты с массивными и плотными газовыми оболочками. По-видимому, внутренние области этого облака также были обеднены гидросиликатами и карбонатами, диссоциировавшими под влиянием солнечного излучения с последующей потерей летучих.

Поэтому еще до начала процесса формирования планет исходное протопланетное газопылевое облако оказалось существенно дифференцированным. Этим явлением, вероятно, следует объяснять и явную зависимость плотности планет от их расстояния до Солнца (Меркурий – $5,54 \text{ г/см}^3$, Венера – $5,24$; Земля вместе с Луной – $5,49$; Марс – $3,94$; Юпитер – $1,33$; Сатурн – $0,67$; Уран – $1,3$; Нептун – $1,67 \text{ г/см}^3$). Об этом же

свидетельствует и тот факт, что только внешние планеты обладают массивными газовыми оболочками, а их спутники покрыты мощными панцирями водяного льда, серы и другими отвердевшими или сжиженными газами (CO_2 , CH_4 , NH_3 и др.).

Судя по составу и сравнительно небольшой массе атмосферы и гидросферы Земли, в сумме не превышающих $2,4 \cdot 10^{-4}$ массы планеты, Земля, как и другие планеты земной группы, формировались из вещества, почти полностью потерявшего все газовые составляющие. В земной атмосфере исключительно мало даже тяжелых первичных благородных газов. Кроме того, земное вещество резко обеднено гидросиликатами, карбонатами, серой и ее соединениями, а также заметно обеднено щелочными и другими легкоплавкими металлами.

Расчеты В.С. Сафронова (1969), одного из создателей современной теории планетообразования, показывают, что рост Земли продолжался около 100 млн лет и вначале происходил во все ускоряющемся режиме аккреции, но затем в связи с исчерпанием запасов твердого вещества в околоземном поясе планетезималей вновь замедлился. Всего при аккреции Земли выделилось гигантское количество гравитационной энергии – около $23,2 \cdot 10^{38}$ эрг. Этой энергии более чем достаточно не только для расплавления всего земного вещества, но и для его полного испарения при температуре выше $30\,000\text{ }^\circ\text{C}$. Однако большая часть этой энергии аккреции выделялась в самых приповерхностных частях растущей Протоземли и вновь терялась с ее тепловым излучением. При этом, естественно, потери тепла оказывались тем большими, чем медленнее происходил рост самой Земли.

Этот важный для нас результат показывает, что Земля в процессе роста не только разогревалась от ударов падавших на нее планетезималей, но и успевала также остывать, излучая через поверхность большую часть тепловой энергии аккреции. В результате за время роста Земли (около 100 млн лет) температура в недрах растущей Земли повсеместно оставалась ниже температуры плавления первичного, недифференцированного земного вещества, а следовательно, и сама Земля в то время оставалась еще однородной по составу планетой, лишенной ядра и земной коры.

Важно подчеркнуть, что описанная выше дифференциация первичного вещества в протопланетном облаке происходила достаточно быстро – всего за несколько миллионов или десятков миллионов лет (в основном еще при сжатии протопланетного газопылевого диска и во время прохождения молодым Солнцем стадии звезды Т-Тельца). Аккреция планет происходила после этого, когда планетезимали диска уже приобрели круговые орбиты, и продолжалась сравнительно долго – порядка 100 млн лет. Отсюда следует очень важный вывод, что аккреция планет в кольцевых зонах их питания (обладавших к тому же конечной шириной) в основном была гомогенной (однородной). Это значит, что средний химический состав растущих планет (при отсутствии в них процессов дифференциации) оставался примерно постоянным вдоль всего радиуса таких планет.

3.2. Образование двойной планеты Земля–Луна

Земля и Луна фактически представляют собой систему двойной планеты. Их влияние друг на друга сейчас невелико, хотя и вполне заметно, но на ранних этапах развития этой системы оно было исключительно сильным, приводило к катастрофическим последствиям и радикальным изменениям хода эволюции обеих планет. Поэтому рассмотрим происхождение Земли и Луны совместно. При этом, оправдывая повышенное внимание к Луне в данной работе, посвященной эволюции Земли и ее геодинамике, заранее отметим, что именно Луна как спутник нашей планеты послужила тем спусковым механизмом, который запустил и существенно активизировал тектоническое развитие молодой Земли в самом начале архея. Кроме того, Луна “раскрутила” нашу планету, определила своей орбитой захвата наклон оси ее вращения, а с этим явлением, как известно, связаны и вся климатическая зональность Земли, и происхождение ее

магнитного поля. Более того, сейчас определенно можно утверждать, что именно Луна, ускорив эволюционное развитие Земли, косвенно способствовала появлению на ее поверхности высокоорганизованной жизни, а следовательно, и нас с вами. Но все это чисто земные проблемы, разобраться с которыми, однако, без разработки адекватной теории развития двойной планеты Земля–Луна просто невозможно.

В отличие от предыдущего раздела здесь мы опишем не традиционные точки зрения на формирование системы Земля–Луна, а новую модель образования Луны за счет приливного разрушения на пределе Роша более массивной планеты – Протолуны. Эта модель, судя по всему, лучше других объясняет практически всю совокупность современных знаний о составе, строении и истории развития естественного спутника нашей планеты, а также объясняет происхождение осевого вращения Земли и реально существующего распределения моментов количества движения между Землей и Луной.

Одной из главных трудностей, встающих на пути построения адекватной теории образования Луны, по нашему мнению, является объяснение ее резкого обеднения железом, сидерофильными и халькофильными элементами. Действительно, судя по средней плотности Луны ($\rho_L = 3,34 \text{ г/см}^3$), она содержит лишь около 5% железоникелевой фазы (Рингвуд, 1982), или с учетом средней концентрации FeO в ее мантии – только около 13–14% тяжелой фракции. Это намного меньше, чем среднее содержание соединений железа в недифференцированном веществе углистых хондритов (28,6%) и тем более в земном веществе – около 37%. Кроме того, судя по изотопным отношениям свинца, Луна почти полностью потеряла весь первичный свинец, а входящий сейчас в ее породы свинец практически полностью радиогенного происхождения (т.е. образовался за счет радиоактивного распада урана и тория).

Учитывая эти различия, предлагались гипотезы образования Луны в других областях Солнечной системы, обедненных соединениями железа, с последующим ее захватом гравитационным полем Земли (Alfven, 1954, 1963; Urey, 1962). Все гипотезы этой группы страдают двумя недостатками. Во-первых, вероятность гравитационного захвата с далекой орбиты такого большого космического тела, как Луна, исчезающе мала и практически равна нулю. Во-вторых, совершенно непонятно, как в этом случае объяснить столь резкий дефицит железа в лунном веществе, если его содержание в наиболее примитивных углистых хондритах приблизительно в два раза выше. Кроме того, углистые хондриты обогащены летучими и легкоподвижными элементами, а Луна ими резко обеднена.

Сложность объяснения захвата Землей крупного спутника из далекой области Солнечной системы привела к появлению другой группы гипотез, согласно которым Луна образовалась в области формирования самой Земли, составив вместе с ней систему двойной планеты. Наиболее разработанной из гипотез такого рода является гипотеза Е.Л. Рускол (1960–1975). Близка к ней модель А. Харриса и В. Каулы (1975) о совместной аккреции Земли и Луны, начавшейся, еще когда у Земли была только 0,1 ее современной массы, причем Луна формировалась по этим гипотезам на расстояниях около 10 земных радиусов в течение большей части времени ее роста. Однако и эта группа гипотез, постулирующая возникновение наших планет из единого резервуара протопланетного вещества, не смогла объяснить дефицит железа и сидерофильных элементов на Луне. Кроме того, эти модели исходили из предположения, что осевое вращение Земли существовало изначально, происходило в ту же сторону, что и обращение спутника, но по угловой скорости собственного вращения превосходило угловую скорость орбитального обращения спутника. Интересна гипотеза Г. Герстенкорна (1955, 1977) о захвате Луны и дальнейшей приливной эволюции ее орбиты, при которой Луна подходила близко к так называемому пределу Роша, т.е. к наименьшему расстоянию между спутником и центральной планетой, ближе которого массивный спутник начинает разрушаться гравитационным полем планеты. Однако и в этой модели Луна оставалась неизменной от

рождения и до наших дней, а поэтому тоже не объясняла существующего дефицита железа в лунном веществе.

Наряду с отмеченной аномалией содержания железа в Луне, составы ее базальтов удивительно напоминают составы примитивных базальтов срединно-океанических хребтов Земли. Кроме того, данные по изотопам кислорода также говорят в пользу родственного происхождения Земли и Луны и отличного от них происхождения углистых и обычных хондритовых метеоритов. На этом основании А. Рингвуд (1982) сумел убедительно показать геохимическую общность лунного вещества с веществом земной мантии. Однако из этого факта А. Рингвуд делает совершенно экзотический вывод, будто Земля вскоре после своего образования и выделения у нее плотного ядра очень быстро раскрутилась и за счет возникшей благодаря этому ротационной неустойчивости от ее мантии оторвался крупный кусок вещества, превратившийся затем в Луну. Идея эта не нова и около ста лет назад высказывалась Дж. Дарвином – талантливым геофизиком, сыном гениального Ч. Дарвина, но, к сожалению, с механической точки зрения она оказалась неверной.

Рассматривая происхождение Луны, необходимо учитывать крайнюю степень дифференцированности ее вещества, приведшую к отделению силикатов от железа и к их значительному обеднению сидерофильными элементами. Такая полная дифференциация вещества могла происходить лишь в теле достаточно крупной и обязательно расплавленной планеты. Это важный вывод, и не считаться с ним нельзя. Об образовании Луны из первоначально расплавленной планеты, в частности, говорит и состав ее мощной анортозитовой коры (состоящей в основном из кальциевого полевого шпата – анортита), масса которой могла выделиться только из полностью расплавленного вещества более крупного, чем Луна, космического тела. По данным определения возраста лунных анортозитов, процесс этот развивался около 4,6–4,4 млрд лет тому назад, т.е. в период, близкий по времени к моменту образования самой системы Земля–Луна. Следовательно, можно ожидать, что Луна прошла стадию полного планетарного плавления и дифференциации еще во время своего образования.

Второй весьма примечательный факт, который обязательно необходимо учитывать при разработке гипотезы образования Луны, состоит в том, что суммарный момент количества вращения системы Земля–Луна в точности отвечает ситуации, при которой обе планеты в свое время находились на расстоянии предела Роша и обладали синхронной угловой скоростью вращения. Такое совпадение не может быть случайным, наоборот, оно свидетельствует о том, что при образовании Луна действительно находилась на пределе Роша и могла подвергаться разрушению.

Учитывая приведенные данные и соображения, представляется наиболее вероятным, что Луна является остатком некой более крупной планеты – Протолуны, захваченной растущей Землей с соседней ближайшей орбиты (или образовавшейся вблизи самой Земли из околоземного протопланетного роя планетезималей) и разрушенной гравитационным полем Земли на пределе Роша. В качественной форме близкие идеи о двухэтапном образовании Луны за счет приливного разрушения более крупной планеты и последующего захвата ее частей ранее высказывали Дж. Вуд и Х. Митлер (1974), а также Е. Эпик (1961). По аналогии с этими идеями в наших работах предлагается гипотеза, согласно которой Луна образовалась за счет сохранения от разрушения в полости Роша лишь внешнего приливного горба предварительно расплавленной и прошедшей полную дифференциацию планеты – Протолуны.

Приливное взаимодействие планет. Прежде чем рассматривать процесс образования Луны, напомним в общих чертах механизм приливного взаимодействия. Это интересное явление природы изучалось многими исследователями, начиная с И. Ньютона, впервые объяснившего, что приливы и отливы в океанах вызываются притяжениями водной оболочки Луной и Солнцем. Над решением этой проблемы работали Д. Бернулли

и Л. Эйлер, но наибольший вклад в изучение природы приливных взаимодействий Земли с Луной и Солнцем внес математик П. Лаплас, который еще в конце XVIII в. сформулировал современную постановку задачи о приливах, и геофизик Дж. Дарвин (1898), предложивший ряд подходов к практическому решению этой задачи. Уже в наше время эволюцию приливных взаимодействий в системе Земля–Луна рассматривали Г. Макдональд (1964), П. Голдрайх (1966) и Е.Л. Рускол (1975).

Приливное взаимодействие Земли с Луной из-за ее более близкого расположения к Земле приблизительно вдвое сильнее, чем с Солнцем. Для простоты рассмотрим влияние на Землю только одной Луны. При этом будем считать орбиту Луны круговой и расположенной в плоскости экватора Земли. Последнее условие сейчас не выполняется, поскольку плоскость земного экватора наклонена к эклиптике (т.е. к плоскости обращения Земли вокруг Солнца) под углом примерно 23° , а плоскость лунной орбиты с эклиптикой составляет угол около 5° . Но на ранних этапах развития системы Земля–Луна, когда планеты располагались теснее друг к другу, компланарность орбиты Луны с земным экватором была почти полной.

Благодаря взаимному гравитационному притяжению планет в их телах возникают приливные деформации – вздутия или горбы. При этом у каждой планеты возникает два горба: один обращен к возмущающей ее “соседке”, а второй располагается с противоположной стороны (см. рис. 3.1). Причем такие возмущения в теле Земли возникают не только в океанах и морях за счет их “вздутия” (благодаря перетеканию в их подлунные участки воды из соседних акваторий), но и в “твердой” Земле.

В связи с тем что угловая скорость вращения современной Земли, совершающей один оборот вокруг своей оси за 24 ч, существенно превышает орбитальную угловую скорость движения Луны, один оборот которой происходит за 27,32 сут. = 655,7 ч, приливные горбы как бы “бегут” по земной поверхности вместе с видимым движением Луны по небосводу. Но вещество Земли, как мы уже видели, не является идеально упругим телом и обладает свойствами вязкой жидкости. Это приводит к тому, что деформации в приливных горбах не успевают рассасываться после прохождения ими точек кульминации с Луной и увлекаются земным вращением вперед, заметно опережая (примерно на $2,16^\circ$) движение самой Луны. При этом земному наблюдателю, наоборот, кажется, что максимальные приливы Земли всегда запаздывают и наступают на ее поверхности несколько позже момента кульминации Луны (рис. 3.1).

Дополнительные притяжения избыточных масс приливных горбов оказывают влияние на движение самих планет. Так, притяжения обоих приливных вздутий Земли создают пару сил, действующих как на саму Землю, так и на Луну. Однако влияние ближнего, обращенного к Луне вздутия несколько сильнее, чем дальнего. Абсолютные значения сил приливного взаимодействия между Луной и Землей сейчас малы, но накапливаясь в течение длительного времени их воздействия, приводят к заметному торможению вращения Земли и, наоборот, к ускорению орбитального движения Луны и к ее удалению от Земли.

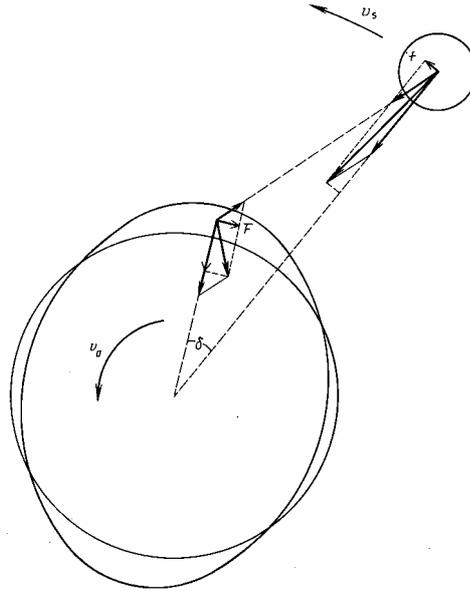


Рис. 3.1. Схема приливного взаимодействия Земли с Луной: F – приливная сила, тормозящая вращение Земли; f – приливная сила, ускоряющая орбитальное вращение Луны; δ – угол запаздывания приливов

Для определения эволюции взаимных расположений Луны и Земли необходимо использовать законы небесной механики (третий закон Кеплера) и закон сохранения количества движения (импульса) в системе, а также учитывать рассеиваемую в планетах энергию приливных деформаций. В несколько упрощенном варианте предположения об обращении Луны в экваториальной плоскости Земли закон сохранения количества движения можно записать в виде (Рускол, 1975)

$$I \cdot \Omega + \frac{M \cdot m}{M + m} L^2 \cdot \omega = K = \text{const} \quad (3.1)$$

где $I = 8,03 \cdot 10^{44}$ г·см² – момент инерции современной Земли; Ω – угловая скорость ее вращения вокруг собственной оси; ω – угловая скорость орбитального движения Луны вокруг Земли; $M = 5,977 \cdot 10^{27}$ г – масса Земли; $m = 7,35 \cdot 10^{25}$ г – масса Луны; L – расстояние между центрами тяжести Земли и Луны (современное значение $L = 3,844 \cdot 10^{10}$ см).

Третий закон Кеплера, как известно, записывается в виде

$$\omega^2 \cdot L^3 = \gamma \cdot (M + m) = \mu = \text{const} \quad (3.2)$$

где $\gamma = 6,67 \cdot 10^{-8}$ см³/г·с² – гравитационная постоянная. Энергия собственного вращения Земли E_Ω и полная орбитальная энергия Луны E_ω определяются столь же простыми соотношениями

$$E_\Omega = I \frac{\Omega^2}{2} \quad (3.3)$$

$$E_\omega = -\gamma \frac{m \cdot M}{2L} \quad (3.4)$$

Современные значения энергии вращения Земли и Луны соответственно равны $E_\Omega = 2,12 \cdot 10^{36}$ эрг и $E_\omega = -0,38 \cdot 10^{36}$ эрг (напомним, что орбитальная энергия Луны по своей сути – потенциальная энергия и поэтому отрицательная)

Кроме приведенных уравнений для описания эволюции системы Земля – Луна необходимо еще оценить скорость диссипации энергии в этой системе. Такую оценку можно выполнить по диссипативной функции Q_μ^{-1} , где Q_μ – фактор механической добротности планеты. Диссипативная функция определяет собой долю $\Delta E/E$ рассеиваемой

в форме тепла энергии E упругопластических деформаций тела за один цикл колебательного процесса:

$$Q_{\mu}^{-1} = \frac{\Delta E}{2\pi \cdot E} \quad (3.5)$$

Приведенных уравнений (3.1)–(3.4) при условии, что нам известна диссипативная функция (3.5) или что ее можно оценить по геологическим данным, уже вполне достаточно для полного описания эволюции системы Земля – Луна.

Приливные взаимодействия перераспределяют моменты количества движения между планетами, но при этом суммарный момент количества движения системы всегда остается неизменным. Эти же взаимодействия приводят к “перекачке” энергии от одной планеты к другой, но, в отличие от момента количества движения, энергия вращательного движения в системе не сохраняется постоянной, поскольку она благодаря приливному деформациям постепенно переходит в тепло и рассеивается далее в космическом пространстве. В настоящее время вращательная энергия Земли передается Луне, благодаря чему происходит, с одной стороны, постепенное замедление осевого вращения нашей планеты, а с другой – одновременное с этим отодвигание Луны от Земли.

Из приведенных закономерностей вытекает важное следствие. Если спутник при своем образовании или захвате обладал собственным вращением с угловой скоростью, не равной скорости его обращения вокруг массивной центральной планеты, то на такой спутник обязательно должна была действовать пара приливных сил, тормозящих его осевое вращение. В результате такой спутник быстро переходил на синхронное вращение, при котором его угловые скорости осевого и орбитального вращения становились равными друг другу и он оказывался повернутым к центральной планете всегда одной и той же стороной, как это сейчас и наблюдается у Луны (один оборот вокруг своей оси Луна совершает за время ее полного оборота вокруг Земли).

Гипотетическая планета Протолуна. Вернемся теперь вновь к ранней истории системы Земля–Луна на той ее стадии, когда входящие в нее планеты правильнее еще называть Протоземлей и Протолуной. Предполагаемые события совпадают по времени с эпохой завершения формирования планет Солнечной системы за счет аккреции планетезималей и отстоят от нас примерно на 4,6 млрд лет.

События в те далекие времена могли развиваться по следующим сценариям. Во-первых, Протоземля и Протолуна тогда могли образоваться по “классическому” механизму формирования двойной планеты: сначала Земля, а потом из оставшегося протоземного роя планетезималей – Протолуна, как это предполагает Е.Л. Рускол (1975). Популярны сегодня и модели образования Луны благодаря гигантскому касательному удару (мегаимпакту) по Протоземле некой планеты марсианского размера. Однако все эти гипотезы совершенно не объясняют упоминавшуюся выше специфику химического состава Луны и геохимию ее пород, а также соответствие момента количества вращения системы случаю нахождения Луны на пределе Роша от Земли.

По этим и некоторым другим причинам нам представляется, что наиболее вероятным сценарием является гравитационный захват растущей Протоземлей с соседней (ближайшей) орбиты также растущей, но уже достаточно крупной Протолуны. В противоположность захвату спутника с далекой орбиты (вероятность которого практически равна нулю) вероятность перехода спутника с ближайшей гелиоцентрической орбиты на орбиту вокруг растущей планеты (т.е. планеты с увеличивающейся массой) может быть конечной, как это принимают, например, С. Зингер (1972), Х. Альвен и Г. Аррениус (1972, 1979). Гораздо более эффективным механизмом захвата, считают В. Каула и А. Харрис (1973), могли служить столкновения пролетающего спутника с телами околопланетного планетезимального роя, еще вращавшегося вокруг растущей планеты. Благодаря таким столкновениям скорость пролета захватываемого

спутника должна была заметно тормозиться, в результате чего его траектория могла трансформироваться из гиперболической (по отношению к центральной планете) в эллиптическую, а затем и в круговую.

Проведенное недавно японскими учеными К. Отзуки и С. Ида (1998) прямое математическое моделирование гравитационных взаимодействий многих тел в неоднородном протопланетном диске вблизи растущей планеты показало, что гравитационные захваты космических тел вполне возможны. При этом, как и предполагалось ранее (Сорохтин, Ушаков, 1989), захват спутников всегда происходит только в одном, прямом направлении и является главной причиной раскручивания планет. К сожалению, в приведенном численном эксперименте не было проведено моделирование разрушения захваченных массивных тел на пределе Роша и раскручивание планеты до предельной угловой скорости, соответствующей ее синхронному вращению со спутником, находящимся на этом пределе. Поэтому авторы моделирования происхождения Луны по традиции также связывают либо с касательным ударом более крупного протопланетного тела, либо с аккрецией протоземного осколочного диска. А как же тогда объяснить происхождение многочисленных спутников внешних планет? Тоже предположением, что все они возникли за счет касательных ударов протопланетных тел о газовые оболочки этих планет?

Так или иначе, но Протолуна все-таки оказалась на околоземной орбите. Теперь, в отличие от классических гипотез образования Луны, предположим, что масса Протолуны первоначально была существенно большей, чем масса современной Луны, например в четыре раза, но по-прежнему все же оставалась значительно меньшей, чем масса Протоземли. Кроме того, учтем, что собственное вращение Протоземли, приобретенное ею только за счет выпадения на нее планетезималей из смежных (внутреннего и внешнего) поясов протопланетного облака, благодаря статистической компенсации воздействий их ударов, происходивших тогда с разных сторон ее орбиты, было очень медленным и скорее всего было направлено в сторону, противоположную современному направлению осевого вращения Земли (как у лишенной спутников Венеры).

При таких условиях оказывается, что первоначально угловая скорость орбитального обращения Протолуны (вне зависимости от механизма ее образования) была существенно более высокой, чем угловая скорость собственного осевого вращения Протоземли. Более того, из закона сохранения момента количества движения следует, что если Протолуна была захвачена на орбиту со средним радиусом, превышающим приблизительно в шесть раз радиус самой Протоземли, то у последней осевое вращение действительно должно было быть обратным. Например, если произошел захват Протолуны (с массой равной четырем массам современной Луны) на среднюю орбиту с радиусом, в 12 раз превышающим радиус Земли, то первоначально Протоземля должна была бы вращаться вокруг своей оси в противоположную сторону с периодом около 11 ч, что мало вероятно. Поэтому примем для определенности, что Протолуна была захвачена на орбиту со средним радиусом, приблизительно равным шести радиусам Земли ($6370 \text{ км} \times 6 \approx 38,2 \text{ тыс. км}$), и обращалась вокруг Протоземли с периодом около 20 ч. При этом можно считать, что Протоземля почти не обладала собственным осевым вращением (при другой массе Протолуны получится и другой радиус захвата, отвечающий отсутствию собственного вращения Протоземли).

Из условия превышения угловой скорости орбитального движения спутника над угловой скоростью вращения центральной планеты и закона сохранения момента количества движения системы также с неизбежностью следует, что в процессе приливного взаимодействия планеты и спутника орбитальный момент Протолуны постепенно передавался Протоземле, тем самым ускоряя ее собственное вращение в сторону движения спутника. Одновременно с этим Протолуна, теряющая свой момент

количества движения, столь же неизбежно и неудержимо должна была приближаться к Протоземле.

При захвате Протолуны на околоземную орбиту ее первоначальный эксцентриситет должен был быть очень большим – приближающимся к единице (напомним, что эксцентриситет эллиптической орбиты равен разности между ее большой и малой осями, деленной на величину большой оси). Это условие позволяет оценить среднее значение приливной энергии, выделившейся в спутнике, после его перехода на почти круговую орбиту. Соответствующие оценки показывают, что благодаря переменным приливному деформациям после захвата Протолуны в ее теле должно было выделиться около $1,5 \cdot 10^{37}$ эрг или $1,5 \cdot 10^{30}$ Дж тепловой энергии, что эквивалентно выделению 1200 кал тепла на 1 г вещества Протолуны. Учитывая, что теплота плавления большинства магматических пород примерно равна 100 кал/г, а их теплоемкость около 0,3 кал/г-град, легко найти, что выделившегося таким путем тепла было бы вполне достаточно для полного расплавления Протолуны и подъема температуры ее вещества почти до 3700 °С. К этому теплу следует добавить еще и дополнительную энергию гравитационной дифференциации Протолуны, которая неизбежно должна была произойти после ее расплавления. Это прибавило еще около 10^{36} эрг тепловой энергии и дополнительный разогрев на 250 °С.

Время эволюции системы от момента захвата Протолуны до ее перехода на круговую орбиту было сравнительно коротким (около 10 тыс. лет). Поэтому, даже несмотря на интенсивное поверхностное охлаждение, она еще долгое время оставалась полностью расплавленной и сильно перегретой планетой. Расплавление и перегрев Протолуны должны были привести к существенной гравитационной дифференциации ее вещества по плотности и к почти полной потере ею всех летучих элементов и соединений. В связи же с малой массой Протолуны и последующим ее разрушением, эти летучие компоненты не смогли сохраниться в атмосфере спутника.

Диссипация приливной энергии, естественно, происходила и в Протоземле. При этом выделявшаяся в центральной планете тепловая энергия приливного взаимодействия со спутником черпалась из энергии его орбитального движения. Часть этой энергии уходила на “раскрутку” Протоземли (плоскость вращения Протолуны тогда совпадала с экваториальной плоскостью Протоземли), а часть – на разогрев планеты. Можно определить, что за счет приливного взаимодействия Протолуны с Протоземлей (от момента захвата массивного спутника до его перехода на предел Роша) в теле последней должно было выделиться около $1,25 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии. Этого тепла хватает для подъема средней температуры Протоземли приблизительно на 180 °С, но еще далеко не достаточно для начала ее расплавления.

Катастрофа Протолуны и рождение Луны. С приближением массивного спутника к центральной планете его тело все более деформируется приливыми силами и вытягивается вдоль продольной оси, соединяющей центры тяжести планет. Начиная с некоторого расстояния от центральной планеты до орбиты спутника, известного как предел Роша, приливная сила, действующая на спутник, становится больше силы его самогравитации. Для разрушения твердого спутника необходимо, чтобы разность этих сил превысила предел прочности пород спутника на разрыв, так как только в этом случае спутник теряет свою устойчивость и начинает разрушаться. Следовательно, для разрушения твердого спутника он должен как бы погрузиться в полость Роша на ту глубину, при которой притяжение со стороны центральной планеты превышает собственную силу тяжести спутника на величину, равную прочности его пород. В противоположность этому разрушение жидкого спутника путем перетекания его вещества на планету, начинается, как только спутник переходит на орбиту, равную пределу Роша. В астрофизике явления перетекания звездного вещества от меньшей по массе звезды к

бóльшей в тесных двойных звездных системах известны довольно широко (Физика космоса, 1986).

На пределе Роша угловые скорости вращения планеты и ее спутника совпадают. Для Земли и Луны эта скорость приблизительно равнялась одному обороту за 6 ч. Для Луны радиус сферы Роша вокруг Земли был примерно равен 17150 км и превышал радиус нашей планеты всего в 2,7 раза. Исходный радиус Протолуны составлял приблизительно 2560 км, тогда как благодаря приливным деформациям на пределе Роша большая полуось спутника вытягивалась в 1,5 раза, т.е. до 3840 км. Средний радиус Протоземли и тогда уже приблизительно равнялся радиусу современной Земли (6370 км), с учетом же быстрого вращения Земли ее экваториальный радиус тогда достигал 6720 км. Отсюда можно подсчитать, что в момент перехода Протолуны на орбиту предела Роша она нависала над земной поверхностью на высоте всего около ... 6590 км (можно только догадываться, какое впечатление могло производить такое сближение планет!).

Разрушение жидкой и расслоенной (прошедшей дифференциацию) Протолуны при ее переходе на орбиту критического предела с последующим постепенным погружением в сферу Роша должно было происходить за счет стекания расплавленного вещества внутреннего (обращенного к центральной планете) приливного вздутия в сторону Протоземли. Сорванное с поверхности Протолуны силикатное вещество в форме небольших застывших “брызг” – лапиллий и “вулканических” бомб – должно было по широкой спирали устремляться к центральной планете, формируя вокруг Протоземли (в ее экваториальной плоскости) достаточно плотные кольца раздробленного метеоритного материала вроде современных колец Сатурна, также возникших за счет разрушения одного из спутников Сатурна на пределе Роша (рис. 3.2).

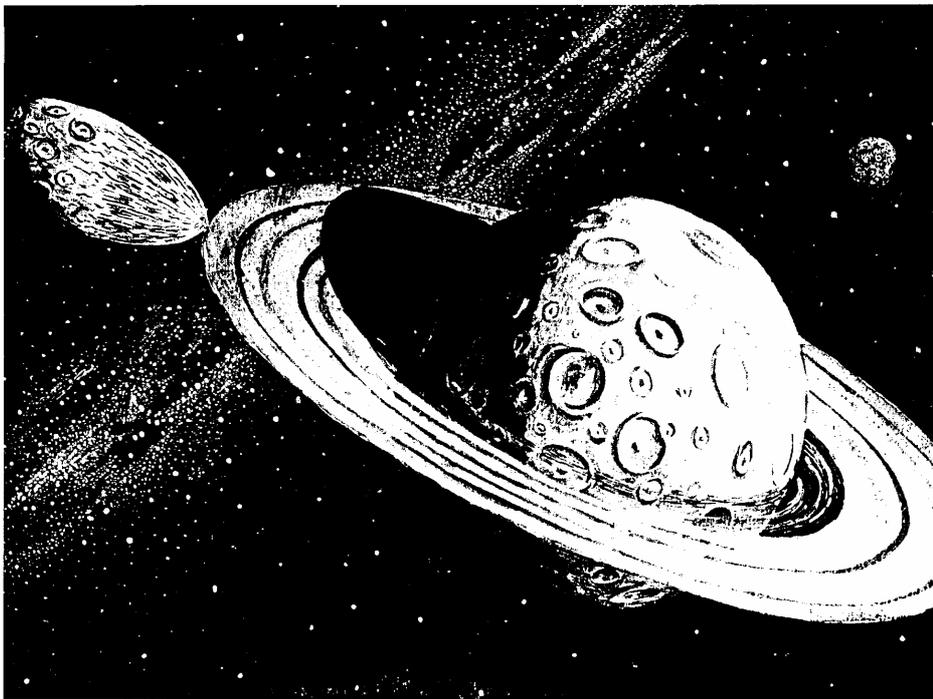


Рис. 3.2. Картина разрушения Протолуны на пределе Роша Земли

На первых этапах разрушения Протолуны осколки ее внутреннего приливного горба неизбежно должны были выпадать на поверхность Протоземли, непосредственно передавая ей момент количества движения спутника. В дальнейшем выпадение осколков из плотных метеоритных роев на Протоземлю, по-видимому, происходило уже под влиянием возмущающего действия самого спутника на потоки осколочного вещества в

кольцах и процессов столкновения в них отдельных частиц. Это, в свою очередь, должно было приводить к турбулизации потоков осколочного вещества, к гашению кинетической энергии их движения и к выпадению осколков на поверхность центральной планеты. В результате угловая скорость осевого вращения Протоземли повышалась, а скорость погружения остатков Протолуны в сферу Роша уменьшалась.

Многие черты развития катастрофы Протолуны определялись скоростью ее погружения в сферу Роша. Изучение этого процесса и выполненные нами оценки показывают, что скорость сближения наших планет тогда была достаточно большой: за один оборот Протолуны с периодом около 6 ч она погружалась в сферу Роша приблизительно на 24–35 м, а за год – на 35–51 км.

Как видно из приведенных оценок, сближение Протолуны с Протоземлей действительно происходило стремительно. При такой скорости погружения Протолуны в сферу Роша даже расплавленное, но все-таки вязкое протолунное силикатное вещество из внутреннего приливного выступа спутника просто не успевало стекать с его поверхности в сторону Протоземли. В результате Протолуна в те трагические для нее времена, могла погружаться в сферу Роша значительно глубже, чем это допускается теорией, не учитывающей конечную вязкость вещества разрушаемого спутника.

Задача разрушения расслоенного спутника с маловязким (единицы пуаз), но плотным (около 8 г/см^3) ядром и более вязкой (порядка 10^{10} П), но легкой (около $3,3 \text{ г/см}^3$) оболочкой при быстром его погружении в сферу Роша строго еще не решена. Качественное рассмотрение этой проблемы показывает, что ситуация, по-видимому, должна была резко измениться, как только приливное ускорение со стороны Протоземли превысило ускорение силы тяжести на поверхности протолунного ядра. После этого момента, при быстром погружении спутника в сферу Роша, в большей части его ядра должны были возникнуть значительные растягивающие напряжения. В таких условиях после преимущественного разрушения внутреннего приливного горба Протолуны могло произойти быстрое “выливание” маловязкого расплавленного железа из ее ядра на земную поверхность.

Если катастрофический разрыв расплавленного железного ядра Протолуны действительно произошел достаточно быстро и большая часть его вещества вместе с остатками внутреннего приливного вздутия устремилась к Земле, то внешний приливный горб, менее всего пострадавший от разрушения и почти лишенный остатков “ядерного” железа, должен был испытать инерционную отдачу и перейти на более удаленную орбиту, т.е. покинуть опасную зону предела Роша.

К этому времени, как показывают расчеты, благодаря выпадению на Протоземлю большей части протолунного вещества ее масса возросла до массы современной Земли, а угловая скорость осевого вращения за счет приливных взаимодействий с Протолуной увеличилась до критического значения, равного угловой скорости орбитального обращения спутника на пределе Роша (один оборот приблизительно за 6 ч.). Благодаря инерционной “отдаче” остатки Протолуны, которые теперь уже можно называть Луной, должны были перейти на орбиту с меньшей орбитальной скоростью ее обращения вокруг Земли. В результате после этого приливные взаимодействия планет поменяли свой знак на противоположный и молодая Луна начала отодвигаться от Земли, что и спасло ее от окончательного разрушения, а собственное осевое вращение Земля стало тормозиться (продолжается этот процесс и сейчас).

Начиная с этого момента можно говорить об образовании на околоземной орбите настоящей Луны – вечного и верного спутника нашей планеты. Но образовалась она около 4,6 млрд лет назад ценой разрушения более крупной материнской планеты – Протолуны, захваченной несколько ранее гравитационным полем растущей Земли с соседней близкой орбиты.

3.3. Природа осевого вращения планет и происхождение метеоритов

Рассмотрим теперь, насколько уникальна судьба системы Земля–Луна по сравнению с другими планетами. Не является ли механизм возникновения этой пары планета – спутник более универсальным, приемлемым для всех планет, вращающихся в прямом направлении и обладающих собственными спутниковыми системами? Такие вопросы вполне правомерны, поскольку при формировании планет лишь за счет прямого выпадения на них планетезималей, движущихся по кеплеровским круговым гелиоцентрическим орбитам, может возникнуть только обратное вращение планет, т.е. в том же направлении, в котором вращается лишенная спутников Венера. Напомним, что при взгляде на эклиптику (т.е. на плоскость вращения планет вокруг Солнца) со стороны Полярной звезды все планеты обращаются вокруг Солнца против часовой стрелки, при этом собственное вращение планет считается прямым, если они как бы “катятся” по своим орбитам вокруг Солнца, т.е. если их осевое вращение также происходит против часовой стрелки. Гравитационный же захват спутников с соседних (близких) круговых орбит, как правило, происходит только в прямом направлении (Альвен, Аррениус, 1979), и, следовательно, их приливные взаимодействия с центральной планетой должны раскручивать ее также только в прямом направлении. Об этом же говорят и результаты математического моделирования самого процесса захвата планетой вещества из неоднородного (гетерогенного) протопланетного диска (Ohtsuki, Ida, 1998).

В последние годы стала модной гипотеза так называемых мегаимпактов, согласно которой планеты приобретают осевое вращение за счет соударений с ними по касательной других планет меньшей массы, после чего центральная планета раскручивается, а планета-“снаряд” либо полностью с ней сливается, либо ее остаток превращается в спутник. При этом, правда, остается не совсем ясно, почему все-таки большинство планет Солнечной системы приобрело прямое вращение: ведь при таком механизме “раскручивания” планет равновероятны удары и с той и другой стороны. Кроме того, с точки зрения этой гипотезы непонятно, почему практически все незаторможенные приливами планеты обладают угловыми скоростями осевого вращения, близко совпадающими с угловыми скоростями орбитального вращения спутников на их пределах Роша (рис. 3.3). Ведь при мегаимпактном механизме “раскрутки” планет скорости их осевого вращения должны были бы распределяться по законам статистики, т.е. наряду с прямо и быстро вращающимися планетами существовали бы обратно раскрученные и медленно вращающиеся планеты, во всяком случае скорости их осевого вращения так дружно не совпадали бы со скоростями обращения спутников на пределах Роша (из рассмотрения следует исключить Меркурий и Венеру, поскольку их осевые вращения сильно заторможены приливами со стороны Солнца).

Учитывая сказанное и очевидную несостоятельность мегаимпактной гипотезы, попытаемся придать нашей модели становления системы Земля–Луна более универсальный характер и предположить, что помимо Земли и другие вращающиеся в прямом направлении планеты были раскручены захваченными ими с ближайших орбит спутниками. В этом случае при захвате спутника его угловая скорость орбитального обращения в прямом направлении всегда оказывается большей, чем начальная угловая скорость осевого вращения планеты, приобретенной ею еще в процессе своего образования за счет выпадения на ее поверхность планетезималей. В результате благодаря приливному взаимодействию такие спутники должны были последовательно приближаться к своим центральным планетам, разрушаться там на пределах Роша и выпадать на поверхность планет, передавая им свои орбитальные моменты количества движения и тем самым раскручивая их. Такие процессы, естественно, могли развиваться только до момента достижения центральной планетой предельной (критической) угловой скорости собственного вращения, определяемой скоростью обращения спутника на пределе Роша. Если в дальнейшем такие планеты не испытывали существенного

приливного торможения со стороны еще оставшихся на орбитах спутников, то их угловые скорости осевого вращения должны были и далее оставаться близкими к критическим значениям. Если же такое приливное торможение было достаточно сильным, как, например, в системе Земля – Луна, то его всегда возможно учесть и без особого труда восстановить исходные значения угловых скоростей вращения планет в момент образования их системы.

Пользуясь законами механики, можно рассчитать теоретическую зависимость удельного момента количества вращения A планет от массы для случая их раскручивания с предельной скоростью, определяемой обращением спутников на пределе Роша:

$$A = J \cdot R_e^2 \cdot \Omega, \quad (3.6)$$

где J – безразмерный момент инерции планеты; R_e – ее экваториальный радиус; Ω – угловая скорость собственного осевого вращения планеты.

Зависимость (3.6) была построена для планет Солнечной системы, самой Солнечной системы и быстровращающихся массивных звезд (рис. 3.3) и сопоставлена с теоретической зависимостью A от массы вращающихся небесных тел M (Сорохтин, Ушаков, 1989):

$$A = J \left[\frac{\gamma}{K^3 (4\pi \cdot \bar{\rho}_0 / 3)^{1/3}} \right]^{1/2} \cdot M^{2/3}, \quad (3.7)$$

где $K \approx 2,44(\bar{\rho}_0 / \bar{\rho}_s)^{1/3}$ – коэффициент, определяющий собой относительные размеры сферы Роша у данной планеты; ρ_0 – средняя плотность центральной планеты (или звезды); ρ_s – средняя плотность спутника; $\gamma = 6,67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г} \cdot \text{с}^2$ – по-прежнему гравитационная постоянная.

Теоретические расчеты показывают, что удельные моменты осевого вращения планет и звезд, раскрученных до предельной скорости приливыми взаимодействиями со своими спутниками, всегда пропорциональны массе рассматриваемого космического тела в степени $2/3$. Такой же закон распределения удельных моментов количества вращения известен по эмпирическим данным для быстровращающихся внешних планет Солнечной системы и некоторых классов вращающихся звезд (см. рис. 3.3). На эту же зависимость хорошо ложится молодая Земля при условии, что Луна тогда находилась на ее пределе Роша, да и само Солнце до его торможения электромагнитным взаимодействием с первичным протопланетным газопылевым облаком (т.е. еще до образования планет).

Как видно из сопоставления приведенных данных для всех этих небесных тел, отличающихся по своим массам на 7 порядков, выведенная из приливной гипотезы “раскрутки” планет (и звезд) теоретическая зависимость их момента осевого вращения от массы действительно очень неплохо аппроксимирует найденную ранее эмпирическую закономерность. Вряд ли такое совпадение можно признать случайным. Скорее всего оно свидетельствует о широком распространении явления раскручивания планет за счет приливного разрушения их спутников на пределах Роша. Такие события часто могли происходить во всяком случае на этапах образования самих планетных систем.

Однако механизм этот, по-видимому, не является универсальным, поскольку существуют планеты, явно отклоняющиеся от рассмотренной закономерности. Так, например, Венера вращается очень медленно и в обратную сторону. Возможно, это было связано с процессом формирования Венеры только за счет аккреции и прямого выпадения на нее планетезималий без гравитационного захвата спутников на ее околопланетные орбиты. К тому же вращение Венеры сейчас явно заторможено солнечными приливами и она оказалась даже захваченной приливыми взаимодействиями с Землей в резонансное состояние второго рода. Говорить что-либо определенное о былом вращении Меркурия вообще невозможно, так как он полностью заторможено солнечными приливами и его

орбитальное вращение строго резонансное – он всегда одной и той же стороной обращен к Солнцу (вероятно, еще с момента своего образования).

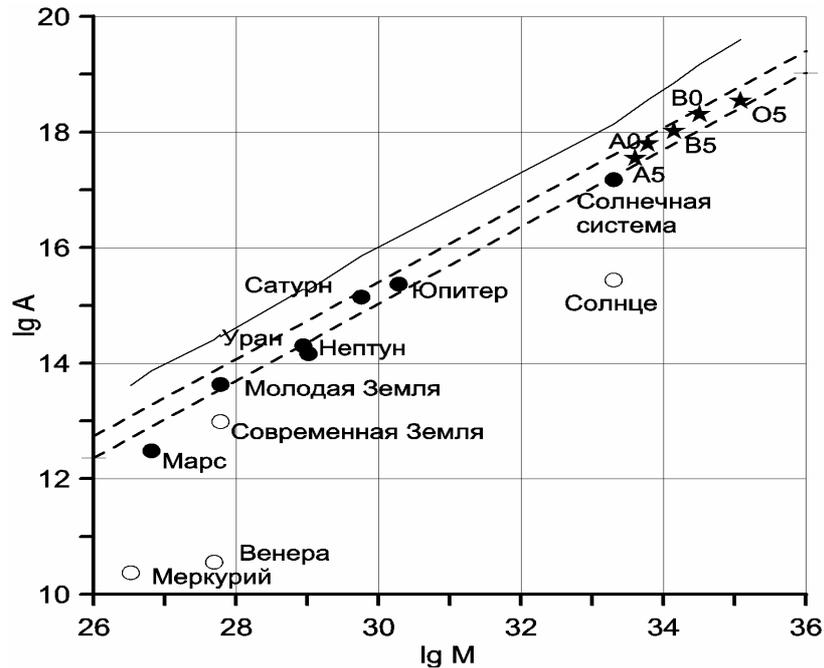


Рис. 3.3. Зависимость удельного момента осевого вращения планет Солнечной системы и некоторых классов быстровращающихся звезд от их массы. Черными кружочками показаны не заторможенные объекты; светлыми – заторможенные объекты; звездочками – звезды. Пунктиром показаны теоретические значения удельного момента A при раскручивании планет и звезд до угловой скорости вращения спутников на пределе Роша, рассчитанные по выражению (3.7) в зависимости от значения массы центральной планеты (звезды), ее плотности и плотности разрушаемых на пределе Роша спутников. Тонкой сплошной линией показаны предельные значения момента A для случая ротационной неустойчивости тех же планет и звезд. (Данные для

расчета моментов осевого вращения планет и звезд взяты из справочника “Физика космоса”, 1986)

Ситуация с Марсом пока не совсем ясна. Скорее всего из-за малой массы на его околопланетные орбиты было захвачено мало крупных спутников, и поэтому за время существования он просто не успел раскрутиться до предельной скорости Роша. Об этом же, в частности, говорит факт расположение его ближайшего спутника Фобоса на пределе Роша. В этом случае судьба Фобоса предрешена – он неизбежно будет разрушен или целиком выпадет на Марс, немного ускорив тем самым его осевое вращение. Более того, судя по системе борозд на поверхности Фобоса, напоминающих следы схода снежных лавин в горах, этот процесс разрушения спутника, срыва с него верхних слоев и отдельных скал уже начался.

Из приведенного на рис. 3.3 сопоставления теоретических расчетов с эмпирическими данными и их неплохого совпадения друг с другом следуют два важных теоретических вывода. Во-первых, этим совпадением косвенно подтверждается предположение Х. Альвена и Г. Аррениуса (1976) о возможности и конечной вероятности гравитационного захвата растущими планетами своих спутников с ближайших к ним гелиоцентрических орбит. Ведь при раскрутке крупных планет “косыми” (по касательной к их поверхностям) соударениями планетезималей или других планет, т.е. так называемыми мегаимпактами, как сейчас принято говорить, со случайными распределениями самих ударов по поверхности “цели” просто невозможно ожидать выполнения изображенного на рис. 3.3 закона. Кроме того, как уже отмечалось выше, такие мегаимпакты, скорее, приводили бы к возникновению обратных, а не прямых направлений вращения планет. Без привлечения идеи гравитационного захвата растущими

планетами (т.е. планетами с увеличивающейся массой) невозможно объяснить и возникновение самих околопланетных роев первичных тел и планетезималей, из которых по традиции стараются “создавать” спутники планет.

Во-вторых, отсюда следует, что большинство метеоритов и астероидов скорее всего представляют собой мелкие осколки прошедших дифференциацию и затем разрушенных приливными возмущениями спутников и даже планет, оказавшихся в “глубинах” сферы Роша более массивных планет. Особенно это относится к классам дифференцированных метеоритов, например к железоникелевым метеоритам, вещество которых прошло полную и глубокую сепарацию элементов по их сидерофильным свойствам (т.е. химической близости к железу). Анализируя химический состав таких метеоритов, просто трудно обойтись без привлечения гипотезы о разрушении некой достаточно крупной и расслоенной планеты с металлическим ядром типа гипотетического Фаэтона. Фаэтон – предполагаемая планета, разрушение которой якобы породило множество осколков, образовавших затем пояс астероидов между Марсом и Юпитером. Эта “планета” названа так по имени сына греческого бога Солнца, Гелиоса, взявшего у своего отца огненную колесницу, но не умевшего ею управлять, за что и был поражен, т.е. как бы разрушен, молнией Зевса.

Помимо железоникелевых метеоритов к таким осколкам Фаэтона (или “Фаэтонов”), по-видимому, следует относить мезосидериты (железокаменные метеориты), обычные хондриты “мантийного” состава и ахондриты базальтового состава. Многие из этих метеоритов несут на себе следы интенсивных пластических деформаций и быстрого остывания горячего вещества (таково, вероятно, происхождение и загадочных образований – сферических гранул или хондр). Если это действительно так, то оказывается, что большинство каменных метеоритов несет в себе характерные признаки катастрофического разрушения дифференцированных тел планетных размеров.

Механизмом для выбрасывания осколков таких тел за пределы гравитационного поля разрушившей их планеты может служить механизм инерционной отдачи, срабатывающий, например, при прохождении космическим телом приблизительно лунных размеров через сферу Роша значительно более массивной планеты со скоростью, близкой к параболической. В этом случае, как показал Дж. Вуд, часть образовавшихся обломков переходит на эллиптические орбиты вокруг центральной планеты, а другие осколки ускоряются до гиперболических скоростей и навсегда покидают ее пределы, превращаясь в вечных скитальцев Солнечной системы. В период формирования планет, т.е. около 4,6 млрд лет назад, такие события, по-видимому, могли происходить достаточно часто. Вот почему и первичные возрасты подавляющего большинства всех классов метеоритов соответствуют именно этому времени их образования.

В свете изложенных идей, представляется вероятным, что остатками первичных планетезималей, из которых происходило формирование планет Солнечной системы (да и то только их внешних членов), являются кометные тела. Даже углистые хондриты, как и другие метеориты, вероятно, не являются остатками исходного (первичного) протопланетного вещества, а скорее всего возникли на периферии Солнечной системы за счет приливного разрушения внешних (богатых подвижными и летучими элементами) и слабодифференцированных протопланет.

Отсюда, в частности, следует, что состав Земли и других планет земной группы нельзя просто так прямо определять по составам известных нам метеоритов. Необходимо помнить, что метеориты не являются остатками первичного протопланетного вещества, а представляют собой осколки разрушенных некогда планет и планетоподобных тел, прошедших иногда глубокую дифференциацию. При определении среднего состава исходного земного вещества, мы еще раз обратим внимание читателя на этот вопрос.

3.4. Эволюция системы Земля–Луна

Энергия приливных взаимодействий планет сильно зависит от расстояния между их центрами тяжести и возрастает обратно пропорционально шестой степени этого расстояния! Это означает, что любое сближение планет приводит не только к значительному увеличению самих приливов, но и к стремительной интенсификации всех связанных с приливами процессов. Так, при захвате Протолуны на близкую околоземную орбиту процесс сближения спутника с Протоземлей, включая его разрушение на пределе Роша, занимал всего около 15–20 тыс. лет, причем само разрушение Протолуны заняло не более 80–100 лет. Столь же быстро произошло раскручивание и самой Земли – приблизительно за 100 лет скорость ее собственного вращения увеличилась более чем в два раза: с одного оборота за 14–15 ч до одного оборота за 6 ч. С точки зрения геолога, привыкшего оперировать миллионами и даже миллиардами лет, это очень короткие промежутки времени, просто мгновение.

Приведенному приросту количества вращения Земли, с учетом кинетической энергии выпавших на земную поверхность осколков разрушенной Протолуны соответствует огромная энергия $3,8 \cdot 10^{37}$ эрг, часть из которой, около $1,1 \cdot 10^{37}$ эрг, перешла в тепло. Если бы эта энергия равномерно распределилась по всему объему Земли, то ее средняя температура возросла бы приблизительно на 160 °С. Однако фактический разогрев земного вещества оказался существенно меньшим, поскольку основное воздействие со стороны обрушившегося на земную поверхность потока мелких обломков Протолуны приходилось в основном только на экваториальную зону Земли. В моменты ударов этих частиц о земную поверхность, естественно, происходили тепловые взрывы и даже расплавления ее приповерхностных слоев, но они быстро остывали, отдавая в виде излучения почти все свое тепло открытому космосу. Поэтому катастрофа Протолуны хоть и значительно раскрутила нашу Землю, а также и несколько разогрела ее за счет приливных деформаций, но все же на ее внутреннем тепловом балансе сказалась не столь радикально, как это могло бы показаться с первого взгляда. По-видимому, вклад разрушившейся Протолуны и выпавших на земную поверхность ее осколков в энергетику Земли нужно еще относить к энергетическим эффектам аккреции нашей планеты, но эти эффекты в общей форме учитываются в современной теории планетообразования, подробно изложенной, например, в работах В.С. Сафронова, А.В. Витязева, Х. Альвена, Г. Аррениуса и др.

Эволюция расстояния между Луной и Землей. Существенное влияние на приливное взаимодействие планет оказывает эффективная механическая добротность Q центральной планеты. Напомним, что под фактором добротности понимается степень приближения реологических свойств реальных тел к идеальной упругости: чем выше механическая добротность тела, тем его свойства ближе к идеально упругим материалам и, наоборот, чем ниже фактор добротности, тем это тело больше проявляет свои вязкие свойства. Ярким примером тела с высокой добротностью может служить долго звучащий бронзовый колокол, если же такой колокол сделать из пластилина, то вообще никакого звучания не будет, так как в этом случае вся энергия удара полностью переходит в пластические деформации. Численно безразмерный фактор добротности равен отношению общей энергии, затрачиваемой на деформацию тела (например, за счет приливных взаимодействий планет), к той ее части, которая благодаря процессам внутреннего трения в материале этого тела, превращается в тепло.

Теория приливных взаимодействий планет показывает, что если угловая скорость осевого вращения центральной планеты превышает угловую скорость орбитального обращения спутника (как это и наблюдается в системе Земля–Луна), то благодаря таким взаимодействиям осевое вращение центральной планеты будет тормозиться, а спутник будет от нее отодвигаться. При этом скорость удаления спутника от центральной планеты оказывается пропорциональной его массе, обратно пропорциональной фактору добротности центральной планеты и расстоянию между ними в степени 5,5.

Таким образом, для расчета эволюции системы Земля–Луна и определения зависимости расстояния между планетами от времени предварительно необходимо выяснить, как менялась эффективная механическая добротность Земли Q , определяемая выражением (3.5), за всю историю ее развития. Задача эта непростая, однако, в первом приближении, на уровне оценок вполне решаемая.

Молодая Земля сразу же после своего образования была холодным космическим телом, и в ее недрах температура еще нигде не превышала температуру плавления вещества. Об этом, в частности, свидетельствует полное отсутствие на Земле изверженных (да и любых других) пород старше 4 млрд лет. Об этом же говорят изотопно-свинцовые отношения, показывающие, что процессы дифференциации земного вещества начались значительно позже образования самой Земли и (в противоположность Луне) протекали без существенного плавления. Кроме того, на земной поверхности тогда не было ни океанов, ни атмосферы. Поэтому эффективная механическая добротность Земли в тот ранний период ее развития, который в дальнейшем будем называть катархейским, была сравнительно высокой. По сейсмическим данным, в развитой океанической литосфере, т.е. в холодном земном веществе мантийного состава, фактор добротности находится в пределах от 1000 до 2000, тогда как в частично расплавленной астеносфере под океанами его значение снижается до 100. В холодной верхней мантии Луны этот фактор приблизительно равен 5000, а в более прогретой средней мантии снижается до 1500 (Жарков, 1983).

В отличие от современных условий молодая Земля, как уже отмечалось, была существенно холоднее, лишена астеносферы и ядра, и даже могла характеризоваться отрицательным градиентом температуры в нижней мантии (рис. 3.8). Поэтому в те далекие времена механическая добротность Земли в ее глубинных недрах скорее всего существенно превышала фактор добротности современной литосферы. Однако следует учитывать, что на приливное взаимодействие планет в основном влияют слои с наименьшими значениями фактора добротности. Учитывая сказанное и для определенности расчетов, примем, что в течение всего катархея, т.е. от момента образования Земли, приблизительно 4,6 млрд лет назад, и вплоть до начала развития в ней геологических процессов в самом начале архея, около 4 млрд лет назад, значение приливного фактора добротности Земли равнялось 1500.

Приведенная оценка фактора добротности Земли в катархее позволяет определить, что за этот период Луна благодаря приливному взаимодействию с Землей оказалась отброшенной от предела Роша (около 17 тыс. км) на расстояние до 160 тыс. км (рис. 3.5). При этом отодвигание Луны от Земли было неравномерным: вначале очень быстрым, а затем более спокойным.

Количественная модель изменения фактора добротности Земли в остальные периоды геологического времени может быть рассчитана с привлечением эмпирических данных. В частности, средние значения фактора добротности в фанерозое и протерозое могут быть определены по палеонтологическим данным, позволяющим найти для некоторых моментов времени этих эпох число дней в году или, что то же, угловую скорость собственного вращения Земли. Так, по суточной микрослоистости девонских кораллов Дж. Уэллс (1963) показал, что в среднем девоне год состоял приблизительно из 400 сут., а продолжительность суток не превышала 22 ч. В дальнейшем аналогичные определения были выполнены и для других периодов фанерозоя, а также для строматолитов – отложений бактериальных и микроводорослевых пленок раннего протерозоя (рис. 3.7).

Зная современное расстояние Луны от Земли (384,4 тыс. км), далее удастся уже рассчитать среднее значение фактора добротности в фанерозое, т.е. за последние 600 млн лет. Оно оказалось приблизительно равным 12. Полученная оценка неплохо совпала с независимым определением приливного фактора добротности Земли около 13,

выполненным Г. Макдональдом (1964) на основании обработки данных по современным приливам в океанах и морях. Низкие значения приливного фактора добротности в фанерозое объясняются широким развитием в эту геологическую эпоху мелководных эпиконтинентальных морей, покрывающих сейчас на шельфах около 30% континентальной коры. Но именно в мелководных морях и происходит основное рассеивание энергии приливов за счет трения приливных течений о дно мелководных бассейнов.

Аналогичным путем по суточной микрослоистости строматолитов в раннем протерозое возрастом около 2,2 млрд лет Г. ПANNELЛА (1972) определил, что тогда в году было 445 сут., а продолжительность самих суток была менее 20 ч (рис. 3.7). Откуда удастся определить, что в протерозое фактор приливной добротности Земли равнялся приблизительно 75. Повышенное значение фактора добротности в протерозое вполне понятно, поскольку в ту далекую эпоху уже образовался глубокий океан, а мелководных эпиконтинентальных морей тогда еще почти не существовало. Но диссипация приливной энергии в глубоком океане мала, поскольку в этом случае не возникают сильные придонные течения – основная причина приливного торможения Земли.

В архее приливная добротность Земли, как и в фанерозое, должна была быть достаточно низкой по двум причинам. Во-первых, тогда сами океаны еще были мелкими и в них рассеивалась значительная часть приливной энергии и, во-вторых, в архее уже происходило расплавление верхней мантии (во всяком случае на низких широтах) с существенным ее перегревом. Учитывая теперь неразрывность процесса отодвигания Луны от Земли и связывая его воедино в катархее, архее, протерозое и фанерозое, можно определить, что в архее фактор приливной добротности Земли в среднем равнялся 26.

Итак, полученная упрощенная модель изменения фактора добротности Земли Q , основанная на комбинации теоретических соображений с расчетами по эмпирическим данным, выглядит следующим образом: в катархее (от 4,6 до 4,0 млрд лет назад) $Q = 1500$; в архее (от 4,0 до 2,6 млрд лет назад) $Q = 26$; в протерозое (от 2,6 до 0,6 млрд лет назад) $Q = 75$; в фанерозое (приблизительно от 600 млн лет назад до настоящего времени) $Q = 12$. Реальное распределение фактора добротности по времени, безусловно, могло меняться по более сложному закону, но основные его черты в приведенном распределении, по-видимому, определены все-таки правильно.

Уточнить приведенную модель возможно, если учесть, что результирующая приливная добротность Земли определяется суммой диссипативных функций мантии и гидросферы, а сами эти функции обратно пропорциональны факторам добротности рассматриваемых геосфер. Кроме того, следует отдельно учитывать приливные диссипативные функции для мантии под океанами ($Q \approx 150$) и континентами ($Q \approx 500$), а также для глубоких океанов и мелководных эпиконтинентальных морей, при этом факторы добротности для них можно считать пропорциональными содержащимся в них массам воды. В предыдущих работах (Сорохтин, Ушаков, 1991, 1993) были рассчитаны массы континентальной коры, воды в океанах и средние глубины океанов для всех прошлых геологических эпох. Это позволило нам рассчитать количественную модель зависимости фактора добротности Земли от времени, причем отдельно для гидросферы, мантии и всей Земли в целом. При этом принималось, что в архее и протерозое еще не существовало мелководных эпиконтинентальных морей, происхождение же архейских мелководных морских бассейнов на океанической коре просто объясняется малыми количествами воды в океанах того времени. Объемы эпиконтинентальных морей фанерозоя были оценены по палеорекострукциям континентов и площадям распространения морских осадков на континентах.

Построенная по этим условиям уточненная кривая распределения фактора добротности во времени приведена на рис. 3.4. Рассчитанная по этой модели зависимость расстояния между центрами тяжести Земли и Луны от времени приведена на рис. 3.5.

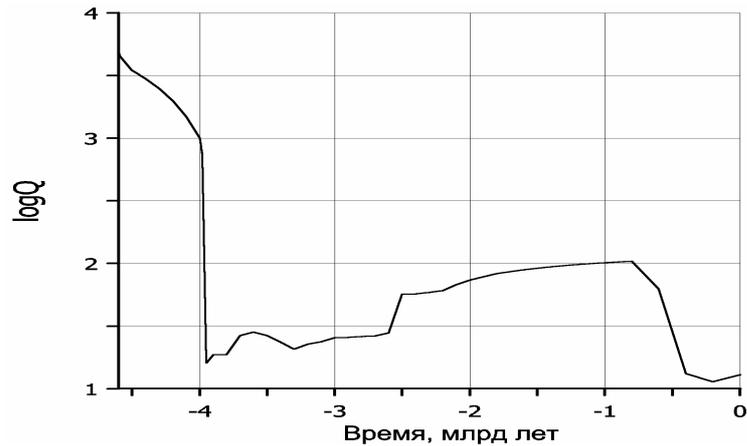


Рис. 3.4. Зависимость фактора приливной добротности Земли от времени, построенная с учетом данных по накоплению воды в океанах и по распространению эпиконтинентальных морей в фанерозое

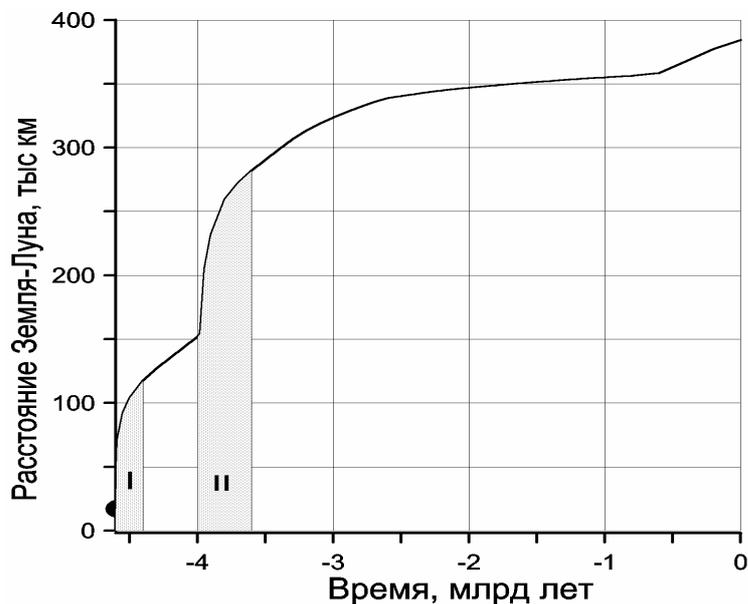


Рис. 3.5. Эволюция расстояния между Луной и Землей. Интервал I – время развития на Луне анортозитового магматизма; интервал II – время развития базальтового магматизма на Луне (пояснения в тексте)

Первое, на что следует обратить внимание в рассматриваемой модели, это совпадение времени эволюции лунной орбиты с возрастом самих планет. Такой вывод сегодня представляется естественным, но не следует забывать, что классические модели приливного взаимодействия Луны с Землей обычно приводили к слишком короткой продолжительности их нормальной эволюции (около 1,8 млрд лет). Связано это было с тем, что в таких моделях современное низкое значение фактора добротности распространялось на всю историю развития Земли. В результате для выхода из явного противоречия с возрастом образования нашей планетной системы авторам таких гипотез приходилось прибегать к весьма экзотическим представлениям. Так, немецкий ученый Г. Герстенкорн (1955, 1967) считал, что Луна первоначально вращалась в обратном направлении и около 1,8 млрд лет назад подходила к Земле почти на расстояние предела Роша, но затем, после перехода через полярную орбиту, когда ее вращение стало прямым, вновь начала удаляться от Земли.

Известный американский геофизик В. Манк (1968) образно описал развитие гипотетического “события Герстенкорна”. По его оценкам, в короткий период наибольшего сближения Луны с Землей океанские приливы должны были достигать высоты 1 км, и каждые 3 ч они обрушивались бы на континенты, приводя к их

выравниванию. В это время диссипация (рассеивание) энергии лунных приливов была бы столь высокой, что все земные океаны вскипели бы и испарились, образовав вокруг Земли мощную атмосферу из водяного пара. При этом с учетом парникового эффекта температура у поверхности Земли поднялась бы до $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, погубив тем самым любые проявления жизни. К этой страшной картине добавим еще, что при столь высоких температурах произошла бы почти полная диссоциация (распад) карбонатов – известняков и доломитов с выделением в атмосферу огромных количеств углекислого газа. В результате в земной атмосфере, подобно Венере, возник бы необратимый парниковый эффект с подъемом приземной температуры до $500\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ со всеми вытекающими последствиями.

Безусловно, описываемая катастрофическая ситуация оставила бы свой неизгладимый след в летописи геологической истории Земли, однако таких следов нигде не обнаружено, да и мы живем в комфортабельных климатических условиях, а не в “паровом котле”. Это убедительно говорит о том, что “событие Герстенкорна” вовсе не существовало, а начало нормальной эволюции системы Земля–Луна совпадает по времени с моментом их образования как системы двойной планеты около 4,6 млрд лет назад, когда океанов на Земле еще не существовало.

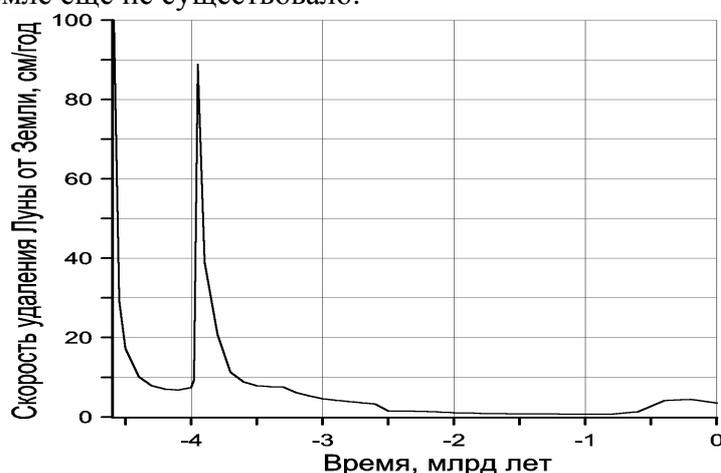


Рис. 3.6. Скорость удаления Луны от Земли, см/год. Масштаб рисунка не позволил привести максимальные значения этой скорости: около 4,6 млрд лет назад она достигала $12 \cdot 10^6$ см/год, или около 12 км/год, однако уже через 1 млн лет она снизилась до 9,64 м/год, а через 10 млн лет – до 1,37 м/год; в настоящее время Луна отодвигается от Земли со средней скоростью около 3,4 см/год

Второе обстоятельство, на которое следует обратить внимание, – это неравномерность отодвигания Луны от Земли (рис. 3.6). С наибольшими скоростями (около 12 – 10 км/год) Луна отодвигалась от Земли в самом начале своего эволюционного пути (сразу же после разрушения ее материнской планеты – Протолуны), около 4,6 млрд лет назад. Однако скорость отодвигания Луны от Земли тогда быстро уменьшалась и уже через 1 млн лет она снизилась до 9,64 м/год, а еще через 10 млн лет она упала до 1,37 м/год. К концу катархея, около 4 млрд лет назад, скорость удаления Луны от Земли уже не превышала 4,3 см/год. Второй значительный импульс резкого увеличения скорости отодвигания Луны (до 90 см/год) возник на рубеже катархея и архея около 3,9 млрд лет тому назад. Наконец, третий период относительного ускорения отодвигания Луны от Земли, правда, с существенно меньшими скоростями (около 3,4 см/год), приходится на фанерозой. При этом только первый импульс стремительного удаления спутника от планеты был связан с малым исходным расстоянием их образования (напомним, что скорость отодвигания Луны от Земли обратно пропорциональна расстоянию в степени 5,5). Природа же второго и третьего импульсов ускорения была вызвана чисто земными событиями. Архейский пик был связан с началом формирования тогда астеносферы и океанов на Земле, а фанерозойское увеличение скорости отодвигания Луны от Земли – с

подъемом поверхности растущего океана до среднего уровня континентальных шельфов, после чего на континентальной коре возникли многочисленные мелководные эпиконтинентальные моря, в которых и рассеивается основная часть приливной энергии.

Интересно теперь сопоставить полученные результаты с имеющимися эмпирическими данными. Такие данные предоставляет нам палеонтология (о чем уже было сказано выше). Результаты теоретического расчета эволюции числа дней в году, проведенного по несколько сглаженной модели фактора добротности Q , показаны на рис. 3.7. На этот же график нанесены все эмпирические данные по определению числа дней в году, полученные на основании изучения микрослоистости кораллов и строматолитов (Шопф, 1982). Как видно из сопоставления теоретической кривой с такими определениями, получено неплохое совпадение теории с экспериментом. Это придает уверенность в том, что наши расчеты приводят в основном к верным результатам.

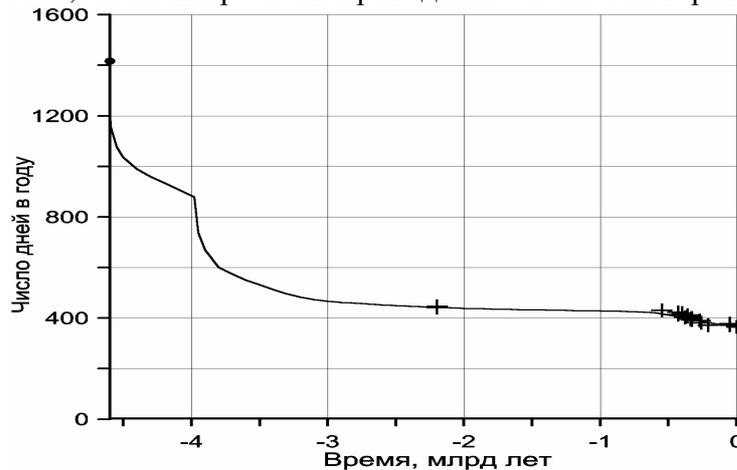


Рис. 3.7. Изменение числа дней в году в связи с эволюцией расстояния между Землей и Луной. Крестиками показаны эмпирические определения числа дней в году по микрослоистости коралловых построек в фанерозое и строматолитов формации Ганфлинт (2,2 млрд. лет назад) в протерозое (Panella, 1972)

Эволюция положения лунной орбиты. Из рассмотренного выше механизма образования Луны следует, что плоскость ее орбиты вначале должна была лежать строго в плоскости экватора Земли и составлять с эклиптикой угол около 23° . При малых расстояниях между планетами такая ситуация эффективно поддерживалась в устойчивом состоянии гравитационным притяжением Луны с центробежным экваториальным вздутием Земли (так как в этом случае при любом отклонении орбиты Луны от экваториальной плоскости Земли возникала пара сил притяжения, стремящаяся вернуть Луну обратно в эту же плоскость). Тем не менее сейчас, как известно, лунная орбита наклонена к эклиптике примерно на 5° . Это связано с тем, что по мере удаления Луны от Земли влияние земного экваториального вздутия на лунную орбиту прогрессивно уменьшалось (обратно пропорционально шестой степени расстояния между Луной и Землей) и, следовательно, заметнее становилось приливное взаимодействие Луны с Солнцем. Действующий же со стороны Солнца на лунную орбиту момент сил, стремящийся повернуть ее в плоскость эклиптики, при этом возрастал с увеличением размеров лунной орбиты пропорционально пятой степени ее радиуса. Поэтому начиная с некоторого критического радиуса лунной орбиты действующий на нее момент сил со стороны Солнца уже стал превышать момент сил, создаваемый экваториальным вздутием Земли.

По расчетам П. Голдрайха (1966), такое критическое расстояние приблизительно равно 17 радиуса Земли, тогда как современное удаление Луны от нашей планеты равно 60,3 радиусам Земли. В результате действия этого эффекта после перехода лунной орбиты через критическую точку приблизительно 4,5 млрд лет назад ее плоскость стала последовательно отклоняться от плоскости земного экватора и постепенно приближаться

к эклиптике Земли. С этой точки зрения наблюдаемое сегодня отклонение орбиты Луны на 5° от плоскости эклиптики является просто “воспоминанием” о той далекой эпохе, когда она еще вращалась вокруг Земли строго по экваториальной орбите, хотя это и продолжалось только в течение первых 100 млн лет существования Луны.

Геохимия Луны. Рассмотренная модель образования Луны объясняет главную геохимическую особенность спутника нашей планеты – резкое обеднение лунного вещества железом. После полного расплавления, дифференциации и разрушения Протолуны на пределе Роша бóльшая часть железа была потеряна в результате выпадения на Землю протолунного железного ядра, последовавшего сразу же за разрушением ее внутреннего приливного горба. Благодаря этому же процессу Луной оказалась потеряна основная часть сидерофильных, т.е. тяготеющих к железу (Ni, Cu, особенно Au, Se, As, Sb), и халькофильных или легко соединяющихся с серой (Ag, Cd, Tl, Pb, Zn), элементов, перешедших в протолунное ядро еще на стадии расплавления и дифференциации этой планеты (до ее разрушения).

В этом отношении очень показателен свинец. После полетов космонавтов и автоматических станций на Луну мы достаточно хорошо знаем состав и геохимию лунных пород. Оказалось, что отношения радиогенных изотопов свинца с атомными весами 206, 207 и 208, образовавшихся за счет распада урана 238, 235 и тория 232, к нерадиогенному (первичному) свинцу с атомным весом 204 в лунных породах экстремально высокие: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 250$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 130$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 270$. Для первичного же свинца из железных метеоритов эти изотопные отношения соответственно равны: 9,5; 10,4 и 29,5. Приведенные соотношения показывают, что почти весь свинец лунных пород имеет радиогенное происхождение, тогда как первичный свинец из них был куда-то удален еще до того, как Луна сформировалась в виде спутника Земли.

С точки зрения описанного здесь механизма формирования Луны отмеченные выше аномалии распределения сидерофильных и халькофильных элементов, включая свинец, вполне понятны. Действительно, протолунное ядро сформировалось только после полного расплавления всего вещества Протолуны. В результате жидкое железо в сплаве с сидерофильными элементами и тяжелые сульфидные расплавы халькофильных элементов (включая PbS) в процессе плотностной дифференциации расплавленного вещества Протолуны под влиянием силы тяжести просто стекали к центру этой планеты, формируя там тяжелое протолунное ядро. После же приливного разрушения Протолуны и выпадения на Землю почти всего ее ядра оставшееся лунное вещество (преимущественно силикатного состава) оказалось резко обедненным всеми рассматриваемыми элементами, в том числе и первичным свинцом с изотопным весом 204. При этом в оставшееся силикатное вещество Луны перешли все литофильные (т.е. тяготеющие к алюмосиликатам) элементы, в том числе уран и торий, распад которых и привел к накоплению в лунных породах радиогенных изотопов свинца ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb .

Планетарное расплавление Протолуны, сопровождавшееся существенным перегревом ее вещества и возникновением в мантии интенсивных конвективных движений, могло привести к усиленной дегазации протолунных (и лунных) недр и как следствие этого процесса к потере лунным веществом летучих элементов и соединений. По мнению специалистов, изучавших лунные породы, такое обеднение Луны летучими элементами является второй характерной и примечательной особенностью лунных пород. Так, эти породы оказались предельно сухими: содержание воды в них колеблется от 0,015 до 0,046%; углерода в базальтах содержится около 0,006–0,007%; азота – 0,003; фтора – 0,015; хлора – 0,0014% и т.д.

Помимо аномалий содержания железа, сидерофильных и халькофильных элементов в Луне, другой наиболее примечательной геохимической особенностью лунного вещества является высокая концентрация в нем титана – от 4,3 до 7,4%, что примерно на порядок превышает его концентрацию в земных океанических базальтах.

Помимо Ti в лунных породах наблюдается повышенная концентрация Cr, Zr, и Y, т.е. типично литофильных элементов. Такое интересное явление, по-видимому, можно объяснить только тем, что масса Протолуны, в недрах которой происходила магматическая дифференциация первичного вещества, значительно превышала лунную массу, а сама Луна сформировалась только из внешнего приливного горба Протолуны, т.е. из ее внешней и обогащенной литофильными элементами части. Интересно отметить, что А. Рингвуд (1979) и ряд других исследователей, анализируя распространенность в лунных породах сидерофильных и халькофильных элементов, а также фосфора и вольфрама, еще ранее пришли к выводу, что процессы дифференциации лунного вещества развивались в недрах другого значительно более массивного тела, в котором возможно было образование крупного железного ядра, составлявшего не менее 26% от массы планеты и поглотившего в себя все эти элементы. Только А. Рингвуд предполагал, что таким космическим телом являлась Земля (правда, предлагая для этого совершенно нереальные механизмы отделения Луны от Земли), а в рассматриваемой модели таким космическим телом была Протолуна.

Поскольку Земля и Луна возникли на близких исходных орбитах в виде двойной планеты, в общем кольцевом поясе пылевого облака Солнечной системы и черпали свое вещество из единого источника однородного по составу протопланетного вещества, то, как показал А. Рингвуд, тесная генетическая связь по главным петрогенным элементам между лунным и земным веществом сохранилась достаточно четко (кроме титана, о чем уже говорилось выше), даже несмотря на различные пути дифференциации этих планет. Особенно это видно при сравнении лунных базальтов, из состава которых вычтен весь избыточный ильменит, с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов Земли. С рассматриваемых позиций их тесное генетическое родство по основным породообразующим окислам объясняется тем, что и те и другие возникли благодаря близким процессам химико-плотностной дифференциации планетных недр одинакового исходного состава. Только в лунных недрах такая дифференциация протекала благодаря полному плавлению вещества и за исключительно короткое время (всего за несколько тысяч лет), а на Земле этот процесс развивался при частичном плавлении мантийного вещества только в астеносфере и растянулся приблизительно на 4 млрд лет.

Однако резкое различие в скоростях дифференциации планетных недр, в частности, четко отразилось в специфике калий-урановых и калий-ториевых отношений в лунных и земных базальтах. Так, судя по результатам анализов лунных пород из моря Спокойствия, лунные базальты характеризуются заметно более низкими отношениями $K/U \approx 2,3 \cdot 10^3$ и $K/Th \approx 0,72 \cdot 10^3$, чем их современные земные аналоги, – соответственно $(8,3-16,6) \cdot 10^3$ и $(2,1-2,8) \cdot 10^3$. Связано это с тем, что за долгую историю дифференциации земного вещества, происходившего одновременно с процессом формирования континентальной земной коры, торий и уран, как более подвижные элементы, в большей мере, чем калий, переместились из мантии в земную кору. Лунные же базальты унаследовали исходные отношения K/U и K/Th с наименьшими искажениями и менялись со временем только в зависимости от разной скорости распада элементов U и Th.

Эволюция лунного магматизма. Одновременно с Протолуной и до этого в околоземное пространство должно было быть захвачено множество более мелких планетезималей и космических тел, сформировавших вокруг Земли рой более мелких спутников, также вращавшихся вместе с Протолуной вокруг Протоземли. Поэтому весьма вероятно, что в те далекие времена, подобно внешним планетам Солнечной системы, у Земли на ее геоцентрических орбитах еще вращались многочисленные рои мелких и средних спутников, независимо сформировавшихся в околоземном пространстве. Все эти спутники и микролуны, окружавшие тогда Землю, как и сама Луна, должны были испытывать на себе влияние земных приливов. Но поскольку после образования Луны максимальная угловая скорость вращения во всей геоцентрической планетно-спутниковой

системе была только у Земли, то начиная с этого времени все спутники системы, большие и малые, стали отбрасываться приливными взаимодействиями в сторону от центральной планеты. При этом, как уже отмечалось, скорость удаления спутника от Земли пропорциональна его массе, поэтому массивные спутники, и прежде всего Луна, отодвигались тогда от Земли быстрее мелких.

Это приводило к “выметанию” большими спутниками из околоземного пространства более мелких космических тел, неизбежно выпадавших на поверхность своих более массивных соседей при сближениях и пересечениях их орбит. Естественно, что Луна как самая массивная планета-спутник “выметала” все содержимое околоземного спутникового роя эффективнее всех остальных его объектов, особенно в периоды своего наиболее стремительного удаления от Земли на заре развития системы в катархее и в раннем архее. Отсюда следует, что основное количество столкновений Луны с телами такого роя должно было происходить только в течение двух сравнительно коротких промежутков времени от 4,6 до 4,4 и от 4,0 до 3,6 млрд лет тому назад (см. рис. 3.5).

Поскольку одновременно с Луной расширялись орбиты и остальных тел околоземного спутникового роя, причем со скоростями, пропорциональными их массам, то к моментам столкновения таких тел с Луной более массивные спутники успевали отодвинуться от Земли на большие расстояния, чем мелкие. Поэтому вначале (т.е. в катархее) должны были происходить соударения Луны с телами малой или средней массы, тогда как на втором этапе удаления Луны от Земли (т.е. в раннем архее) – с наиболее крупными и массивными из оставшихся спутников, также успевших к этому времени вырасти за счет поглощения ими более мелких тел спутникового роя. Посмотрим теперь, к каким последствиям для Луны могли приводить такие “бомбардировки” ее поверхности.

Так, по рассматриваемой гипотезе Луна сформировалась из расплавленного и сильно перегретого вещества внешнего приливного горба разрушенной на пределе Роша первоначально более крупной планеты – Протолуны. Поэтому лунные недра еще долго оставались перегретыми и расплавленными, а в ее центральных областях первичные расплавы, по-видимому, сохраняются и до наших дней. Полное расплавление Луны привело к эффективной гравитационной дифференциации лунного вещества, при которой ее верхний слой толщиной около 80 км оказался сложным наиболее легкими породами – анортозитами ($\rho \approx 2,7 \text{ г/см}^3$). Глубже должны были располагаться слои расплавленного базальта ($\rho \approx 2,9 \text{ г/см}^3$), подстилаемые снизу расплавами ультраосновного (коматиитового) состава, а в центре Луны могли сохраниться еще и остатки железоникелевого ядра. Кроме того, надо учитывать, что у молодой Луны была еще сравнительно тонкая литосфера, однако с течением времени благодаря ее остыванию толщина лунной литосферы постепенно увеличивалась и к настоящему времени она превышает 500 км.

Только за первый миллион лет своего существования Луна отодвинулась от Земли с расстояния около 17 до 63 тыс. км, т.е. на 46 тыс. км. Однако в это время толщина лунной литосферы еще не превышала 6 км, и поэтому все падавшие на нее метеоритные тела приблизительно километровых размеров легко раскалывали и пробивали первозданную лунную литосферу, открывая тем самым доступ подлитосферным расплавам к ее поверхности. Но, как уже отмечалось, верхний слой расплавов тогда состоял из наиболее легких дериватов первичного вещества, т.е. из анортозитовых магм. Именно они тогда и изливались на поверхность Луны.

Дальнейшее удаление Луны от Земли также сопровождалось одновременным и постепенным увеличением мощности лунной литосферы. В результате со временем могли ее раскалывать и пробивать только все более крупные космические тела астероидного размера (в поперечнике более нескольких десятков километров). Большинство же мелких

тел бывшего околоземного спутникового роя оставляли на ее поверхности только следы своего падения, испещряя, подобно оспе, лунную поверхность бесчисленными ударными воронками разного размера.

Большей интенсивности анортозитового магматизма на первых этапах существования Луны способствовало и быстрое изменение формы ее поверхности. Так, вблизи предела Роша форма Луны еще представляла собой существенно вытянутый эллипсоид, длинная (направленная к Земле) ось которого в два раза превышала поперечные размеры спутника. Следовательно, приливные горбы Луны тогда достигали 1300 км! По мере же удаления Луны от Земли ее форма быстро приближалась к сфероидальной, и уже примерно через 200 млн лет амплитуда приливных горбов уменьшилась до 0,5 км. Столь сильное и резкое изменение кривизны лунной поверхности за сравнительно короткое время неизбежно должно было приводить к интенсивному растрескиванию и разламыванию ее молодой литосферы. По этим трещинам и расколам на поверхность Луны тогда в изобилии поступали более легкие подлитосферные расплавы, т.е. все те же анортозитовые магмы. Поэтому на ранних этапах развития Луны, как заметил А. Рингвуд (1979), буквально бушевал анортозитовый магматизм. Судя по изотопным методам определения возраста коровых пород Луны, эти события развивались около 4,6–4,4 млрд лет тому назад.

Приблизительно через 200 млн лет после образования Луна уже удалилась от Земли на расстояние приблизительно 140 тыс. км. К этому времени мощность ее литосферы увеличилась до 85 км и практически весь верхний слой анортозитовых расплавов оказался охлажденным и полностью раскристаллизованным, превратившись тем самым в твердую анортозитовую или так называемую “материковую” кору Луны. В это время около 4,4 млрд лет назад практически полностью прекратился и лунный анортозитовый магматизм, хотя снизу лунная кора еще по-прежнему продолжала подстилаться “магматическим океаном”, но теперь уже только базальтового состава.

Второй импульс лунного магматизма 4,0–3,8 млрд лет назад совпал по времени со вторым периодом ускоренного отодвигания Луны от Земли. На этот раз усиление приливных взаимодействий между планетами, как уже отмечалось выше, было связано только с земными событиями – с возникновением в Земле астеносферы, началом ее тектонической активности и формированием еще мелководных морских бассейнов. Однако химия лунного магматизма на этот раз была уже совсем иной.

Как и в первый период ускоренного расширения лунной орбиты, так и на этот раз, через 600 млн лет после своего образования, Луна в раннем архее (благодаря большей массе) должна была усиленно “выметать” из околоземного пространства еще сохранившиеся до этого времени на внешних околоземных орбитах другие спутники. Но, как уже отмечалось, все наиболее крупные тела околоземного спутникового роя за время, прошедшее с момента образования Луны, благодаря приливным взаимодействиям с Землей также должны были удалиться на периферию этой системы – на расстояния от 170 до 300 тыс. км. Следовательно, в интервале отмеченных расстояний в это время должны были сконцентрироваться и наиболее массивные спутники, и микролуны из околоземного спутникового роя.

Но за время от момента образования Луны до начала раннего архея прошло около 600 млн лет, и за этот период мощность лунной литосферы успела возрасти приблизительно до 150 км. Поэтому пробить такую литосферу уже могли только сравнительно крупные космические тела – спутники с поперечными размерами около сотни километров и соответственно с массами порядка 10^{20} – 10^{21} г. По-видимому, в начале раннего архея помимо Луны по внешним геоцентрическим орбитам вокруг Земли еще вращалось несколько (до 10–12) таких сравнительно массивных спутников.

Падая на Луну, эти массивные спутники пробивали не только анортозитовую кору, но и подстилающий ее слой габбро, открывая тем самым доступ подлитосферным

базальтовым магмам на лунную поверхность. Излияния базальтов из образовавшихся ударных кратеров и оперяющих их разломов как раз и создали привычный нам узор базальтовых покровов лунных “морей”. С внедрениями крупных базальтовых масс в пробитые спутниками бреши анортозитовой коры следует связывать и происхождение так называемых лунных масконов – аномально тяжелых масс под кратерами лунных “морей”. Такие массы с избыточной плотностью на фоне легких анортозитов лунной коры ($\rho \approx 2,7$ г/см³) создаются внедрившимися в кору заметно более плотными базальтами ($\rho \approx 2,9$ г/см³). Судя по абсолютной геохронологии лунных образцов, формирование гигантских ударных кратеров и заполнение их базальтами происходило в период от 4,0 до 3,8 млрд лет тому назад и полностью совпадает по времени с началом тектонической активности Земли, что и следует из рассмотренного здесь механизма образования и эволюции системы Земля–Луна. По-видимому, на совпадение проявлений базальтового магматизма на Луне с началом процесса выделения земной коры (т.е. фактически с началом тектонической активности Земли) впервые обратил внимание и увидел в этом совпадении определенную связь между событиями на Земле и Луне выдающийся российский геолог В.Е. Хаин (1977).

Интересно отметить, что, согласно А. Рингвуду (1979), процесс дифференциации лунного вещества, породивший базальтовые излияния раннеархейского возраста, судя по изотопному составу свинца и рубидий-стронциевым отношениям, происходил не в момент излияния самих базальтов, а значительно раньше – около 4,6 млрд лет назад, т.е. во время формирования самой Луны. Отсюда следует, что базальты лунных морей действительно изливались на ее поверхность благодаря разрушению целостности ее литосферной оболочки и вскрытию “магматического океана”, существовавшего еще с момента формирования самой Луны, как это и вытекает из рассматриваемой гипотезы ее образования.

После второго периода ускоренного отталкивания Луны от Земли ее движение вновь стало более спокойным (см. рис. 3.5). Примерно в это же время, к началу позднего архея, около 3,2 млрд лет назад, в связи с полным исчерпанием “микролун” из спутникового роя Земли прекратилась и активная бомбардировка лунной поверхности бывшими спутниками Земли. С тех пор на Луну, как, впрочем, и на Землю, спорадически падали лишь метеоритные тела, орбиты которых случайно пересекались с нашими двумя планетами. Поэтому около 3,5–3,2 млрд лет назад полностью прекратился и лунный магматизм, а сама Луна превратилась в тектонически мертвую планету.

В заключение этого раздела хотелось бы обратить внимание на два важных обстоятельства, касающихся тектонического развития Земли в катархее и архее. Во-первых, массовые выпадения на лунную поверхность метеоритных тел и даже спутников средних размеров вовсе не означает, что в катархее и раннем архее такой же интенсивной бомбардировке подвергалась и Земля. Как раз наоборот: ведь на Луну выпадали те космические тела из околоземного спутникового роя, которые в силу их приливного взаимодействия с Землей должны были только отодвигаться от нее, но не выпадать на земную поверхность.

Во-вторых, возобновление после длительного перерыва около 600 млн лет повторной бомбардировки лунной поверхности, на этот раз крупными космическими телами, и связанная с этим вспышка базальтового магматизма на Луне четко маркируют переход Земли от тектонически пассивного состояния в катархее к ее активному тектоническому развитию в архее. Фактически базальтовый магматизм на Луне четко маркирует начало тектонической активности Земли.

3.5. Состав и строение первичной Земли

Как уже отмечалось в разделе 3.1, Земля формировалась благодаря гомогенной и холодной аккреции протопланетного газопылевого облака, предварительно прошедшего под влиянием солнечного ветра, светового давления, кратковременного повышения температуры и магнитной сепарации исключительно сильную дифференциацию вещества еще на доаккреционной стадии его развития. В результате такой дифференциации протопланетного вещества в зоне формирования Земли и Луны из первичного облака практически полностью были удалены все газовые компоненты исходного вещества, оно было резко обеднено гидросиликатами, карбонатами и серой, а также заметно обеднено щелочами и некоторыми другими легкоплавкими элементами.

Впервые предложенная О.Ю. Шмидтом (1948) и подробно разработанная В.С. Сафроновым (1969) гипотеза образования Земли, как и других планет Солнечной системы, оказалась на редкость плодотворной не только при объяснении механизмов образования планет, но и при рассмотрении эволюции Земли уже на планетной стадии ее развития. Подчеркнем, что для изучения геологического развития Земли отмеченные работы являются отправными и, безусловно, очень важными, поскольку они определяют начальные условия существования нашей планеты. В частности, для понимания дальнейших путей развития Земли исключительное значение имеют два основных вывода теории планетообразования. Во-первых, молодая Земля сразу же после своего образования была относительно холодным космическим телом и нигде в ее недрах температура не превышала температуру плавления земного вещества. Во-вторых, первичная Земля имела достаточно однородный состав и, следовательно, тогда еще не существовало ни земного ядра, ни земной коры. Кроме того, молодая Земля тогда была лишена гидросферы и плотной атмосферы.

Если принять эти условия за исходные, то дальнейшая эволюция Земли должна полностью определяться исходным составом земного вещества, начальным теплосодержанием нашей планеты и, как мы видели выше, историей ее взаимодействия с Луной. При этом подразумевается, что эндогенные источники энергии, фактически управляющие всем ходом глобального развития Земли (энергия распада радиоактивных элементов и гравитационной дифференциации земного вещества), в конце концов тоже определяются исходным составом Земли. Именно поэтому начнем с состава первичного земного вещества.

Состав первичной Земли. Расчет среднего состава земного вещества по главным петрогенным окислам и элементам можно выполнить, мысленно смешав вещество основных геосфер Земли: мантии, ядра и земной коры. Такой расчет приведен в табл. 2.1. Как видно из нее, первичное вещество Земли представляло собой резко выраженную ультраосновную породу с низким коэффициентом насыщенности кремнеземом (практически таким же, как и у оливина) и высоким относительным содержанием двухвалентной окиси железа. Следовательно, первичное вещество Земли характеризовалось резко выраженным ортосиликатным составом и состояло приблизительно на 75% из оливина ($Mg_{0,62}Fe_{0,38})_2SiO_4$, на 11% из остальных силикатов и на 13,8% – из камасита $Fe_{0,9}Ni_{0,1}$.

Судя по приведенным расчетам, можно считать, что относительно среднего состава солнечного вещества, а следовательно, и среднего состава планет и метеоритов Солнечной системы Земля несколько обогащена железом и его окислами (приблизительно на 50—60%), существенно обеднена серой (примерно в 10 раз), калием (около 4—5 раз) и другими подвижными элементами, но характеризуется почти средним для Солнечной системы обилием кислорода (по отношению к кремнию).

Содержание в первичном веществе Земли летучих, подвижных и редких (рассеянных) элементов вычислить значительно сложнее. Для этого, к сожалению, часто приходится пользоваться лишь косвенными методами, всегда помня, что найденные на поверхности образцы глубинных земных пород еще в процессе внедрения или

последующих воздействий обычно бывают существенно контаминированы (загрязнены) водой и рассеянными элементами, попадающими в них из внешних геосфер (гидросферы или земной коры). Например, для определения содержания воды и других летучих в мантии приходится полностью браковать все данные по ксенолитам (включениям) глубинных пород в лавах вулканов ввиду неопределенности истории их формирования. По-видимому, для этих целей можно пользоваться только анализами содержаний искомым компонентов в закалочных стеклах свежих базальтов из рифтовых зон срединно-океанических хребтов, да и то лишь после их термической обработки для удаления сорбированных H_2O и CO_2 . Для определения же концентрации калия в Земле приходится привлекать данные по распространенности радиогенного аргона в атмосфере. В соответствующих разделах монографии (раздел 4.2) рассмотрим эти примеры подробнее, здесь же отметим лишь главные выводы такого анализа.

Оказывается, земное вещество по сравнению с углистыми хондритами, близкими по среднему составу к исходному протопланетному веществу, обеднено водой в 200–250 раз; калием в 5–7 раз; углеродом приблизительно в 1000 раз и т.д. Такие же соединения, как метан или аммиак, по-видимому, были практически полностью выметены из области формирования планет земной группы и поэтому вообще не попали на Землю. Дефицит же благородных газов (кроме радиогенного аргона), по оценкам специалистов, достигает 10^{-6} – 10^{-14} . Некоторые летучие элементы и соединения в небольших количествах все же могли попадать на Землю, но только в связанном состоянии: вода – с гидросиликатами, углекислый газ – в виде карбонатов, азот – в составе нитридов и нитратов и т.д. И лишь самые ничтожные количества первичных газов, в том числе и благородных, попадали на Землю, адсорбируясь на поверхности рыхлых и пористых частиц исходного протопланетного вещества.

Строение первичной Земли. Зная состав первичного вещества и с большим основанием предполагая, химическую однородность молодой Земли, уже можно рассчитать распределение плотности в ее недрах, например, по данным ударного сжатия силикатов и железа. Такой расчет был выполнен нами для наиболее вероятного распределения температуры в недрах только что образовавшейся Земли (см. рис. 3.8). Результаты такого расчета приведены в табл. 3.1 и показаны на рис. 2.13. Как видно из приведенных расчетов, в первичной Земле не было никаких границ раздела, кроме зон фазовых переходов на глубинах от 300 до 700 км. В те далекие времена на Земле еще не существовало ни земной коры, ни мантии, ни тем более земного ядра. Все эти геосферы обособились значительно позже – только в архее, а тогда (в катархее) была лишь однородная по составу Земля, расчлененная на зоны только полиморфными минеральными ассоциациями в зависимости от господствующих на данных глубинах давлений. Плотность вещества на поверхности молодой Земли достигала $3,92 \text{ г/см}^3$, а к ее центру она повышалась до $7,2 \text{ г/см}^3$.

Радиус молодой Земли, по-видимому, мало отличался от современной его величины, равной 6371 км. Связано это с тем, что в процессе эволюции Земли на ее размеры одновременно действовали сразу два противоположно направленных фактора. С одной стороны, дифференциация земного вещества, сопровождаемая выделением плотного ядра, увеличением давления в центральных частях Земли и перераспределением ускорения силы тяжести в ее недрах, все это должно было бы приводить к уменьшению объема Земли и ее радиуса на 150 – 200 км. С другой стороны, после дифференциации Земли плотность ее верхних слоев должна была заметно снизиться (с 3,9 до $3,2 \text{ г/см}^3$), а это уменьшало давление в верхней мантии и увеличивало глубину расположения границ главных фазовых переходов в подстилающем ее слое Голицына, что должно было приводить к расширению Земли. Такой же эффект возникал и за счет дополнительного разогрева земных недр приблизительно на $2000 \text{ }^\circ\text{C}$. Поэтому суммарный эффект

расширения от этих двух воздействий также приблизительно равнялся все тем же 150–200 км.

Т а б л и ц а 3.1

Распределения плотности, температуры, давления и ускорения силы тяжести в молодой Земле^{*)}

Глубина, км	Плотность, г/см ³	Температура, К	Давление, кбар	Ускорение силы тяжести, см/с ²	Глубина, км	Плотность, г/см ³	Температура, К	Давление, кбар	Ускорение силы тяжести, см/с ²
0	3,92	260	0	985	2200	6,06	1379	1042	764
200	4,21	1147	82	980	2400	6,17	1378	1133	734
400	4,51	1385	168	973	2600	6,27	1377	1223	703
400	4,63	—”—	—”—	—”—	2800	6,36	1376	1309	670
600	4,89	1457	261	986	3000	6,46	1375	1393	638
670	4,98	1294	285	955	3400	6,63	1373	1548	569
670	5,14	—”—	—”—	—”—	3800	6,78	1371	1688	498
800	5,24	1433	358	941	4200	6,91	1369	1810	425
1000	5,38	1411	456	921	4600	7,0	1367	1912	350
1200	5,50	1400	556	898	5000	7,06	1365	1995	273
1400	5,62	1393	656	874	5400	7,12	1363	2057	196
1600	5,73	1387	754	848	5800	7,16	1361	2097	119
1800	5,83	1384	852	821	6200	7,18	1359	2116	52
2000	5,94	1381	948	793	6360	7,18	1358	2116	0

^{*)} При расчете распределений плотности, ускорения силы тяжести и давления использовалось значение массы Земли $M = 5,977 \cdot 10^{27}$ г, при этом безразмерный момент инерции сферической Земли J оказался равным 0,374.

Поверхностные слои Земли практически в течение всего периода ее формирования состояли только из мелкопористого реголита, постоянно возникавшего за счет оседания тонкодисперсной пыли и конденсации испарявшегося при ударных взрывах вещества падавших на Землю планетезималей. Сорбционная способность такого грунта была исключительно высокой, и он, безусловно, активно поглощал собой все те остатки летучих, которые выделялись при тепловых взрывах планетезималей или захватывались растущей Землей из протопланетного облака (правда, уже практически полностью потерявшего ко времени образования Земли все свои летучие компоненты). Сказанное полностью относится и к таким ныне достаточно распространенным во внешних геосферах летучим, как вода и углекислый газ. В процессе образования Земли вода и углекислый газ, частично освобождавшиеся при испарении падавших на Землю планетезималей, сразу же усиленно связывались с ультраосновным по составу реголитом, например, благодаря реакции серпентинизации



Поскольку протопланетное вещество в зоне формирования Земли уже ранее было существенно обеднено содержанием H_2O и CO_2 (о чем говорилось выше), то такой процесс серпентинизации и другие аналогичные ему реакции гидратации реголита практически полностью поглощали и погребали под новыми наслоениями земного вещества практически все поступающие на Землю количества воды и углекислого газа. Из всех летучих лишь тяжелые благородные газы (Ne, Ar, Kr, и Xe), попадавшие на Землю в исключительно малых количествах, возможно, с солнечным ветром, еще могли сохраняться в газовой фазе протопланетной атмосферы молодой планеты.

Из приведенных теоретических соображений и расчетов вытекает важный геологический вывод: первичная Земля не имела ни гидросферы, ни плотной атмосферы.

Все это появилось значительно позже, приблизительно через 600 млн лет после образования Земли, а в ту далекую эпоху молодая Земля могла обладать лишь сравнительно разреженной атмосферой из азота с небольшой примесью благородных газов. Суммарное давление такой примитивной атмосферы тогда не превышало 0,5–0,6 атм.

3.6. Энергетика и тепловой режим молодой Земли

Распределение температуры в первичной Земле по понятным причинам можно оценить лишь теоретически, исходя из имеющихся представлений о формировании планет Солнечной системы. Такую наиболее вероятную оценку для рассмотренной выше модели образования Земли (благодаря аккреции холодного протопланетного пылевого облака) выполнил В.С. Сафронов (1969).

По этой модели большая часть тепловой энергии растущей Земли генерировалась в ее недрах за счет перехода в тепло кинетической энергии падавших на земную поверхность планетезималей. Помимо этого заметный вклад в энергетику растущей и молодой Земли должны были вносить ее приливные взаимодействия с Протолуной и Луной.

Общая энергия аккреции Земли огромна (см. раздел 4.1), и ее вполне хватило бы не только на полное испарение земного вещества, но и на разогрев возникшей плазмы до 36000 °С. Однако энергия аккреции выделялась главным образом в приповерхностных частях формирующейся планеты, поэтому генерируемое в ее верхних слоях тепло легко терялось с тепловым излучением растущей планеты. При этом, естественно, доля теряемого тепла существенно зависела от скорости аккреции планеты и размеров выпадавших на нее планетезималей. Теория показывает, что одновременно с ростом Протоземли увеличивались размеры планетезималей и энергия их падения на земную поверхность. Благодаря этой закономерности температура в недрах молодой Земли могла несколько повышаться от центра к периферии, но затем, вблизи поверхности, она вновь снижалась за счет более быстрого остывания ее приповерхностных частей. В такой ситуации общий теплозапас молодой Земли, а следовательно, и распределение температуры в ее недрах полностью определялись скоростью роста планеты. Поскольку с тепловым режимом формирования Земли очень тесно связан вопрос о времени выделения земного ядра, а во многих, даже серьезных работах, просто постулируется раннее выделение земного ядра, рассмотрим эту проблему подробнее.

Во всех гипотезах с короткой аккрецией планет (порядка 10 млн лет) получалось, что Земля должна была бы расплавиться еще в процессе образования. Но если бы такое случилось, то у нее, как и у Протолуны, произошла бы быстрая дифференциация вещества, добавившая и свою немалую долю энергии в плавление Земли. В результате в самом начале жизненного пути Земли около 4,6 млрд лет назад у нее выделилось бы плотное железное ядро, сформировался бы расплавленный слой мощной анортозитовой коры, а также произошла бы ранняя дегазация земного вещества с образованием флюидной водно-углекислотной атмосферы.

Но если бы в результате ранней дифференциации земного вещества действительно выделилась бы мощная (до 80 км) и относительно легкая (плотностью 2,7 г/см³) анортозитовая земная кора возрастом 4,6 млрд лет, то она сохранялась бы на Земле вечно. Однако никаких следов такой первичной коры, как и других признаков ранней планетарной катастрофы, на Земле нет. По геологическим же данным, земная кора формировалась постепенно, и только начиная приблизительно с 4,0–3,8 млрд лет назад. Более того, если бы действительно у молодой Земли около 4,6 млрд лет назад выделилось металлическое ядро и образовалась бы мощная анортозитовая кора, то в нее перешла бы и большая часть радиоактивных элементов, а Земля, лишившись всех источников эндогенной энергии, подобно Луне, превратилась бы в тектонически мертвую планету.

Есть и прямые доказательства того, что молодая Земля никогда не плавилась и у нее еще не было плотного металлического ядра. Например, мы уже рассматривали многие отличия геохимии лунных пород от земных, объясняемые именно тем, что Земля не проходила стадию плавления, тогда как родительское тело Луны, т.е. Протолуна, сразу же после образования была полностью расплавлена и прошла дифференциацию с выделением металлического ядра и анортозитовой коры. Но наиболее ярким и неопровержимым свидетельством этого являются изотопные отношения свинца на Луне и Земле. В лунных породах, явно выделившихся после полного расплавления планеты, как уже отмечалось, отношения радиогенных изотопов свинца с атомными весами 206, 207 и 208, образовавшихся за счет распада урана 238 и 235, а также тория 232, к стабильному (первичному) изотопу 204 экстремально велики и достигают соответственно значений 250, 130, 270 и выше, тогда как для земных пород, осредненных в океаническом резервуаре пелагических осадков, эти же отношения равны 19,04, 15,68 и 39,07. Для первичных свинцов (судя по изотопному составу железного метеорита “Каньон Дьябло”, Аризона, США) они еще меньше – 9,50, 10,36 и 29,45. Из приведенных соотношений вытекает, что в лунном веществе во время расплавления Протолуны действительно было потеряно (перешло в протолунное ядро) от 96 до 98% первичного (нерадиогенного) свинца.

Ничем другим, кроме полного расплавления протолунного вещества, ликвации расплавов и переходом сульфидов свинца в ядро этого спутника, такую потерю первичного свинца лунным веществом объяснить не удастся. При этом, железный метеорит “Каньон Дьябло”, в котором изотопы свинца действительно близко соответствуют их первичным отношениям, следует рассматривать как осколок ядра некоего спутника, прошедшего, подобно Протолуне, приливное расплавление, дифференциацию и разрушение еще на стадиях формирования самих планет Солнечной системы.

В противоположность этому земное вещество никогда полностью не плавилось и поэтому никогда не подвергалось быстрой и радикальной дифференциации. Земное ядро же формировалось постепенно и в его состав в равной мере переходили как первичный свинец, так и его радиогенные изотопы, успевшие накопиться ко времени протекания процесса дифференциации земного вещества. Отсюда и промежуточные отношения изотопов свинца на Земле по сравнению с такими же отношениями в железных метеоритах и лунных породах.

Таким образом, анализ изотопных отношений свинца в земных породах, как и некоторые геохимические аномалии лунного вещества, а также многочисленные геологические данные (о которых пойдет речь далее) практически однозначно свидетельствуют о том, что Земля никогда полностью не плавилась и что ее ядро выделялось постепенно в течение всей истории ее геологического развития.

Помимо уже отмеченных геохимических и геологических данных о том, что у молодой Земли еще отсутствовало плотное ядро и поэтому земное вещество тогда не подвергалось коренной дифференциации, приведем и чисто экологические аргументы. При полной дегазации земных недр в атмосферу Земли должно было поступить около $5 \cdot 10^{23}$ г углекислого газа, ныне связанного в карбонатных породах (что подняло бы ее давление приблизительно до 100 атм), а в гидросферу – более $2,5 \cdot 10^{24}$ г воды. В этом случае благодаря парниковому эффекту температура земной поверхности поднялась бы сначала до 400 °С, после чего закипели бы океаны, а общее давление, возникшей флюидной атмосферы поднялось бы еще выше – до 600 атм. В результате на Земле, как и на Венере, установился бы **необратимый** (!) парниковый эффект со средними температурами, стабильно превышающими 550 °С. В этом случае на Земле не было бы ни жидкой фазы воды, ни даже примитивных бактерий. К счастью для нас и всего живого на Земле, этого не произошло.

К таким же выводам приводит и рассматриваемая здесь теория планетообразования, разработанная В.С. Сафроновым (1969) по идеям О.Ю. Шмидта (1948). Согласно его расчетам, время формирования Земли растянулось, по крайней мере, на 100 млн лет, и поэтому ее недра тогда повсеместно оставались холоднее температуры плавления земного вещества. Своего максимума температура молодой Земли достигала на глубинах около 600 – 800 км и поднималась до 1400 – 1500 °С, а к центру она вновь несколько снижалась (рис. 3.8).

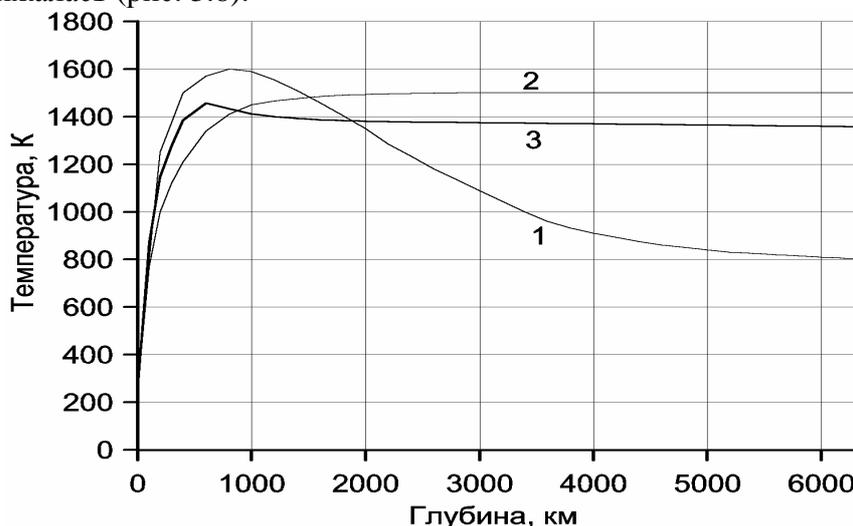


Рис. 3.8. Температура молодой Земли: 1 и 2 предельные распределения начальной температуры Земли: 1 – по В.С. Сафронову (1969) с учетом ударов тел разных размеров, но вначале мелких, а затем и более крупных; 2 – по А.В. Витязеву и др. (1990) с учетом ударов крупных тел в начале процесса аккреции Земли; 3 – принятое распределение начальной температуры Земли, учитывающее как ударное нагревание планеты, так и ее приливное разогревание при захвате и разрушении Протолуны

Температурная зависимость, изображенная на рис. 3.8, по-видимому, правильно отражает общий характер распределения температуры в молодой Земле. Однако при пользовании ею необходимо помнить, что приведенные температурные оценки являются весьма приближенными, поскольку решение этой задачи существенно зависит от нескольких трудноопределимых параметров модели аккреции Земли. Тем не менее, используя расчеты по выделению в земных недрах приливной и радиогенной энергии в катархее и учитывая, что первые расплавы земного вещества появились только в начале архея (около 4,0 млрд лет назад), температурные кривые В.С. Сафронова и А.В. Витязева удалось уточнить и согласовать их с общим энергетическим балансом Земли. Именно такая температурная кривая 3 приведена на рис. 3.8.

3.7. Догеологическое развитие Земли в катархее

На ранних этапах планетарной эволюции Земли ее строение, состав, тепловое состояние и “приливная” тектоника настолько резко отличались от всех последующих режимов геологического развития Земли, что эту уникальную эпоху, продолжавшуюся около 600 млн лет (от момента рождения нашей планеты приблизительно 4,6 млрд лет тому назад до начала раннего архея), следует выделять в качестве самостоятельного подразделения истории Земли. Однако общепринятого термина для ее обозначения в геологической номенклатуре пока еще не существует. Иногда эту эпоху от образования Земли до архея называют лунной. Но как мы старались показать это выше, такой термин к Земле абсолютно не применим. По сути, эту эпоху можно было бы называть доархейской, но значительно раньше в 1893 г., Дж. Седерхольмом был введен термин “катархей”, примерно с тем же смыслом – ниже архея, т.е. до архея. Но во времена Седерхольма понятие архея еще не устоялось, и под ним тогда понимали возраст древнейших

гранитогнейсовых комплексов Скандинавии. Когда же выяснилось, что архей следует распространять во всяком случае до возрастов приблизительно 3,8 млрд лет (включая, например, формацию Исуа в Западной Гренландии), то термин “катархей” иногда стали использовать как синоним нижнего (раннего) архея, что уже семантически неверно. Поэтому нам представляется правомерным сместить понятие “катархей” по временной шкале истории Земли на эпоху от ее рождения до начала архея, т.е. на время приблизительно от 4,6 до 4,0 млрд лет назад.

Ниже будет показано, что после архейского эпизода расплавления верхней мантии и ее перегрева с возникновением в этой геосфере “магматического океана” вся первозданная поверхность Земли вместе с ее первичной и относительно плотной (около $3,9 \text{ г/см}^3$) литосферой очень быстро буквально утонула в расплавах верхней мантии, т.е. опустилась вниз (в мантию). Поэтому перевод греческой приставки *ката* – вниз, по-видимому, можно понимать как напоминание о том, что все геологические объекты до архейского, т.е. катархейского, возраста опустились вниз, в расплавленную верхнюю мантию Земли, и там полностью исчезли из ее исторической летописи.

Рассмотрим теперь те внешние условия, которые господствовали на поверхности молодой Земли, и специфику приливной тектоники в катархее. Это тем более полезно сделать, поскольку о начальных условиях на Земле бытуют произвольные и умозрительные представления о якобы бурной вулканической и гидротермальной деятельности, происходившей под покровом густой и плотной атмосферы. Такие представления перешли к нам в основном из научно-популярной литературы эпохи господства в геологии контракционной гипотезы, исходившей, как известно, из идеи “горячего” происхождения Земли.

Условия на поверхности молодой Земли действительно были необычными, но как раз в противоположном смысле. В те далекие времена существовали только ландшафты неприветливой, суровой и холодной пустыни с черным небом, яркими немигающими звездами, желтым слабо греющим Солнцем (его светимость была приблизительно на 25—30% ниже современной) и непомерно большим диском Луны, на котором еще не существовало привычных нам “морей”. Рельеф Земли напоминал испещренную кратерами поверхность Луны. Однако из-за сильных и практически непрерывных приливных землетрясений этот рельеф был существенно сглажен и сложен только монотонно темно-серым первичным веществом, перекрытым сверху столь же темным и сравнительно толстым слоем реголита. Никаких других более дифференцированных пород типа базальтов, перидотитов, анортозитов или гранитов тогда на Земле вообще не существовало.

Пустынный пейзаж первозданной Земли временами нарушался сотрясениями взрывов падавших на Землю остаточных планетезималей. Но частота их падения со временем быстро сокращалась. Только в экваториальной зоне молодой Земли в то время еще продолжали выпадать из спутниковых роев недавно разрушенной Протолуны обильные, буквально ливневые потоки мелких каменных и железных обломков. Поэтому земная поверхность в экваториальной зоне еще какое-то время и после образования Луны оставалась раскаленной (во всяком случае в течение сотен или первых тысяч лет).

Хотелось бы еще раз обратить внимание, что никаких вулканов, извергающих на поверхность молодой Земли потоки лавы, фонтаны газов и паров воды в то время не было, как не существовало тогда ни гидросферы, ни плотной атмосферы. Те же очень небольшие количества газов и паров воды, которые выделялись при тепловых взрывах падающих на Землю планетезималей и осколков Протолуны, активно и быстро сорбировались пористым реголитом ультраосновного состава, покрывавшим тогда толстым слоем всю поверхность молодой Земли.

Удивительным тогда было и стремительное движение Солнца: всего за 3 ч оно пересекало небосвод, с тем чтобы еще через 3 ч вновь взойти с востока над безжизненным

горизонтом первозданной Земли. Хотя продолжительность года была такой же, как и сейчас, но состоял он почти из 1500 суток! Движение Луны было более медленным, поскольку она быстро вращалась вокруг Земли в ту же сторону, но фазы Луны менялись буквально на глазах, проходя все стадии всего за 6–8 ч. Месяц в самом начале эволюции системы Земля–Луна также приблизительно равнялся периоду обращения спутника на пределе Роша, т.е. тем же 6 ч, хотя со временем этот период тогда очень быстро возрастал. Удивительными были и кажущиеся размеры Луны, в 300–350 раз превышающие видимую площадь диска современной Луны.

В самом начале своего существования Луна была еще горячей планетой и излучала тепловую энергию в красной части спектра. Поэтому днем и ночью помимо отраженного солнечного света она светилась еще собственным темно-красным светом и в связи с огромными видимыми размерами заметно обогревала земную поверхность. Временами, особенно с восточной стороны лунного диска, вспыхивали ярко светящиеся оранжевым светом пятна изливающейся на лунную поверхность магмы, освобождавшейся из-под тонкой корки застывших пород при падениях на Луну метеоритных тел, выметавшихся тогда Луной из околоземного спутникового роя. Кроме того, весь огромный лунный диск временами как бы пронзался зигзагообразными яркими стрелами – трещинами, возникавшими в тонкой коре лунных пород при быстрых изменениях радиуса кривизны приливных вздутий Луны, стремительно удалявшейся в то время от Земли.

Поразительным было и наличие у Земли диска мелких частиц, вращавшихся вокруг нее на близких орбитах в экваториальной плоскости. Траектории отдельных частиц сливались воедино и создавали иллюзию существования у Земли сплошных полупрозрачных дисков типа колец Сатурна. При определенных углах зрения эти диски отражали солнечный свет, и тогда они казались жесткими, но на самом деле по-прежнему оставались эфемерными, и вскоре все их вещество выпало на Землю (см. рис. 3.2).

Необычным было и наличие у Земли нескольких более мелких, чем Луна спутников – “микролун”, удаленных от Земли на значительно большие расстояния, чем “главная” Луна, но также хорошо видимых с поверхности Земли в отраженном солнечном свете в виде мелких дисков или просто ярких “звездочек”. Всего наиболее крупных спутников из этой серии, по-видимому, было не менее 10–12 (все они в дальнейшем выпали на Луну, образовав на ней крупные залитые базальтами кратеры, называемые сейчас “лунными морями”).

Однако самыми впечатляющими, вероятно, были рои разрушительных и непрерывно сменяющих друг друга землетрясений, вызываемых интенсивными приливными деформациями Земли. Вслед за Луной и вместе с приливными горбами эти землетрясения буквально потрясали первозданный лик Земли. Периодичность приливных землетрясений определялась разностью периодов осевого вращения Земли и орбитального обращения Луны, поэтому она все время менялась. Вначале, когда Луна еще находилась на пределе Роша и угловые скорости вращения Земли и Луны совпадали (случай стационарного вращения планет), приливные вздутия Земли практически не перемещались по ее поверхности, поэтому и землетрясения такого типа должны были отсутствовать. Но как только Луна сошла с предела Роша и стала удаляться от Земли, сразу же возникли и интенсивные приливные землетрясения, дважды потрясавшие земную поверхность при каждом видимом обороте Луны вокруг Земли.

Высота лунных приливов на поверхности Земли обратно пропорциональна третьей степени расстояния между центрами тяжести планет. На пределе Роша центр тяжести Луны отстоял от центра Земли на 17,2 тыс. км (сама же лунная поверхность в то время нависала над земной поверхностью на высоте всего около 7 тыс. км). Поэтому высота лунных приливов на Земле в это время была очень высокой, приблизительно равнялась 1,5 км (на Луне же “земные” приливы тогда достигали 870 км!). Столь высокие приливы при их перемещениях по земной поверхности, естественно, сопровождалась роями

многочисленных и сильных землетрясений, непрерывно сотрясавшими поверхность молодой Земли. Однако в связи с быстрым приливным отталкиванием Луны от Земли (обратно пропорциональным степени 5,5 от расстояния между планетами) в это время уже через 1 млн лет после образования планет, лунные приливы на Земле снизились до 130 м, еще через 10 млн лет их амплитуда уменьшилась до 45 м, а через 100 млн лет – до 15 м. К концу катархея около 4 млрд лет назад, когда Луна находилась приблизительно на расстоянии 168 тыс. км от Земли, лунные приливы уже снизились до 7 м. Для сравнения отметим, что сейчас Луна отстоит от Земли на расстоянии 384,4 тыс. км, а современные приливы твердой Земли вблизи подлунной точки достигают примерно 46 см.

Стремительное отодвигание Луны от Земли в раннем катархее и как следствие этого резкое снижение приливной энергии, рассеиваемой в недрах молодой Земли, спасли ее от перегрева, но и быстро снизили уровень приливной сейсмичности нашей планеты. Так, если предположить, что на возбуждение землетрясений расходовалась только 1/1000 часть приливной энергии, и принять суммарную энергию современных землетрясений равной 10^{25} эрг/год, то оказывается, что энергия приливных землетрясений в самом начале катархея (около 4,6 млрд лет назад) примерно в 17 тыс. раз превосходила энергетический уровень современной сейсмичности Земли. Однако уже через 100 млн лет суммарная интенсивность приливных землетрясений снизилась приблизительно до уровня, лишь в 2,2 раза превышающего современную сейсмичность, а к концу катархея 4 млрд лет назад она уменьшилась еще примерно в 6 раз.

Рассматривая сейсмичность молодой Земли в катархее, важно помнить, что ее природа и характер проявления тогда принципиально отличались от сейсмических характеристик современных землетрясений. Во-первых, приливные землетрясения катархея были только экзогенного происхождения и никак не привязывались к каким-либо фиксированным тектоническим зонам (их тогда просто не существовало на Земле). Во-вторых, эти землетрясения вместе с бегущей приливной волной закономерно перемещались по Земле и ее поверхности со скоростью, определяемой видимым вращением Луны вокруг Земли. Как и у обычных приливов, кульминации землетрясений происходили дважды за каждый оборот Земли относительно Луны. В-третьих, наибольшей интенсивности приливные землетрясения достигали в экваториально-тропическом поясе Земли и минимальной – на ее полюсах.

Глава 4. ПРОЦЕСС ВЫДЕЛЕНИЯ ЗЕМНОГО ЯДРА

После проблемы происхождения Земли вопрос о времени и режиме выделения земного ядра занимает важнейшее положение в планетарной геофизике. При изучении же механизмов и путей планетарной эволюции Земли, энергетических источников ее тектонической активности или основных закономерностей геологического развития проблема времени и, главное, режимов выделения земного ядра приобретает центральное значение. Это и понятно: ведь в земном ядре сосредоточено около трети всей массы Земли, и процесс столь радикальной дифференциации ее вещества, безусловно, должен был существенным образом сказаться на истории развития нашей планеты. При этом ни откуда не следует, что процесс полного выделения земного ядра обязательно должен быть кратковременным. Такое явление могло бы произойти только при полном расплавлении Земли в целом, включая ее центральные зоны. Но, как видно, распределения температуры в недрах и современной и молодой Земли оказываются на много сотен и даже тысяч градусов ниже ожидаемых значений температуры плавления земного вещества на больших глубинах, что практически полностью исключает возможность глобального плавления планеты. Об этом же убедительно говорят сравнения изотопных отношений свинца в земных и лунных породах. Для объяснения механизмов выделения земного ядра нет необходимости ставить условие полного плавления Земли, поскольку наиболее вероятные механизмы ее дифференциации, как будет показано ниже, допускают развитие этого процесса в глубинных недрах при температурах значительно более низких, чем температура начала плавления силикатов. Однако эти механизмы медленнодействующие, полностью исключают возможность быстрого выделения всей массы современного ядра. Именно по этой причине процесс формирования плотного ядра у Земли и растянулся на миллиарды лет.

4.1. Время выделения земного ядра

Согласно рассмотренной выше и наиболее вероятной модели образования Земли по гипотезе О.Ю. Шмидта (1948), Земля, как и другие планеты Солнечной системы, образовалась за счет гомогенной аккреции холодного вещества протопланетного облака (см. гл. 3). Выделение же плотного земного ядра могло начаться только после предварительного разогрева Земли. При этом процесс выделения земного ядра, в котором сосредоточена треть массы Земли, естественно, должен был оставить неизгладимые следы и в геологической летописи. Такими следами являются магматические породы, излившиеся на поверхность Земли или внедрившиеся в земную кору в расплавленном и перегретом состоянии, деформации пород земной коры, продукты дегазации Земли, породившие гидросферу и атмосферу, а также геохимические особенности распределения изотопов в земных породах.

Несмотря на колоссальные усилия геологов всего мира отыскать самые древние породы Земли, достоверно определенные возрасты наиболее древних пород земной коры, как правило, не превышают 3,75–3,8 млрд лет (Мурбат, 1980; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). В последние годы, правда, появились сообщения австралийских геологов о находках обломочных цирконов с возрастом до 4,2–4,3 и даже почти до 4,4 млрд лет, залегающих в песчаниках и конгломератах архейского возраста, по-видимому близкого к 3,5 млрд лет (Wilde et al., 2001). Но из этого вовсе не следует, что континентальная кора начала формироваться в столь древние времена, как думают некоторые из геологов. Действительно, ниже будет показано, что в течение почти всего архея на поверхности Земли обнажалось первичное земное вещество, образовавшееся еще во время формирования самой планеты и первых 600 млн лет ее жизни (см. рис. 4.3). В этом веществе должны были находиться и цирконы с наиболее древними возрастными $t > 4$ млрд лет, образовавшиеся при локальных плавлениях приповерхностных слоев Земли после падения на них планетезималей. В дальнейшем, после возникновения в архее плотной

атмосферы и гидросферы, эти цирконы могли вымываться из первозданных пород Земли и отлагаться в осадочных породах архея, напоминая нам, что Земля намного старше, чем ее земная кора.

Куда же делились тогда более древние породы? Как объяснить полный “провал памяти” в геологической летописи катархея от момента образования Земли, приблизительно 4,6 млрд лет назад и до начала архея, с возрастными породами около 3,8 млрд лет назад? Это можно объяснить только тем, что первоначально молодая Земля в течение приблизительно первых 600–800 млн лет ее жизни, т.е. в течение всего катархея, действительно была холодной и пассивной планетой. Именно поэтому в земных недрах тогда и не развивались процессы дифференциации, приводящие к выплавлению легких коровых пород (базальтов, анортозитов или плагиогранитоидов). После же начала выделения земного ядра, когда Земля уже прогрелась настолько, что в ее недрах появились первые расплавы, а возникшие конвективные течения сломали первозданную литосферную оболочку, на земной поверхности появились и первые изверженные коровые породы. При этом вся первозданная литосфера, по существу являвшаяся аналогом примитивных океанических литосферных плит, должна была быстро и полностью погрузиться в мантию. Полному уничтожению ее следов на поверхности молодой Земли способствовало и то обстоятельство, что первозданная литосфера была сложена богатым железом и потому весьма тяжелым (около 4 г/см³) первичным веществом, тогда как плотность расплавленной верхней мантии после начала зонной дифференциации стала быстро снижаться до 3,2–3,3 г/см³. Изверженные же породы, и тогда представлявшие собой крайние дифференциаты земного вещества основного состава, должны были быть значительно более легкими – плотностью около 2,9–3,0 г/см³. Поэтому-то они и сохранились до наших дней, сформировав на поверхности древнейшие участки земной коры. Это и есть сохранившиеся и бесспорные следы, отмечающие собой начало процесса выделения земного ядра. Но произошло это уже в архее – в древнейшей эре земной истории, следы которой четко запечатлены в геологической летописи Земли.

Среди свидетельств, маркирующих начало процесса выделения земного ядра, прежде всего, следует отметить появление первых изверженных пород около 3,9–3,8 млрд лет назад, положивших начало формированию континентальной земной коры, а также первых морских бассейнов и земной атмосферы. Этому же времени, лишь с небольшим опережением, соответствует начало базальтового магматизма на Луне, четко отмечающего начало тектонической активности Земли (см. раздел 3.4). Наконец, изотопные отношения свинца в земных и лунных породах убедительно показывают, что Земля в противоположность Луне никогда полностью не плавилась и, главное, не подвергалась радикальной дифференциации. Поэтому в описываемой модели эволюции Земли принято, что выделение ядра и гравитационной энергии дифференциации земного вещества началось приблизительно через 600 млн лет после образования самой планеты, в момент возникновения около 4,0 млрд лет назад в верхней мантии слоя астеносферы.

Иногда для доказательства раннего разогрева и дифференциации Земли привлекаются данные по распределению изотопов благородных газов в атмосфере и мантии. Особенно показательным в этом отношении избыточное содержание в земной атмосфере радиогенного изотопа ксенона ¹²⁹Xe (его концентрация приблизительно на 7% выше, чем обычно предполагается для состава первичного ксенона). Но изотоп ¹²⁹Xe возникает при распаде короткоживущего радиоактивного изотопа йода ¹²⁹I с константой распада $\lambda_{129} = 4,41 \cdot 10^{-8} \text{ лет}^{-1}$. Отсюда делается вывод, что наличие избыточного ¹²⁹Xe в земной атмосфере свидетельствует о ранней дифференциации и дегазации Земли, произошедшей еще до исчезновения из земного вещества изотопа ¹²⁹I (Толстихин, 1986; Озима, Подосек, 1987). Необходимо учитывать, что и в образцах земных пород также отмечаются избытки ¹²⁹Xe, иногда даже превышающие их значения в атмосфере, а это говорит скорее о поздней дегазации Земли. Отмечая противоречивость интерпретации изотопных отношений ксенона, М. Озима и Ф. Подосек, безусловные авторитеты в

геохимии благородных газов, замечают: “Увеличение содержания радиогенных изотопов ксенона в атмосфере, а также существование избытка ^{129}Xe требуют, чтобы дегазация была исключительно быстрой, что не только противоречит моделям для аргона и гелия, но и внутренне противоречиво”. Выход из положения эти авторы видят в двухступенчатой модели: вначале, на очень раннем этапе развития Земли, происходила ее бурная и быстрая дегазация, в течение которой в атмосферу выделилась большая часть благородных газов, а затем, в течение всей последующей жизни Земли, развивалась ее постепенная дегазация.

С моделью Озимы–Подосека трудно не согласиться, за исключением “маленькой” детали: ранней дегазации подвергалась не сама Земля, а падавшие на нее планетезимали. Безусловно, этот процесс был бурным, поскольку при ударах о земную поверхность и тепловых взрывах планетезимали могли даже испаряться. Но все химически активные газы (CO_2 , H_2O и другие летучие) при этом быстро вступали в реакцию с пористым реголитом ультраосновного состава, покрывавшим тогда растущую Землю, и быстро выводились из первозданной земной атмосферы. В первичной же атмосфере преимущественно сохранялись и накапливались лишь благородные газы и частично азот. Очевидно, что такая бурная дегазация планетезималей ни в коей мере не могла характеризовать тепловой режим самой Земли и тем более не могла быть индикатором ее ранней дифференциации.

Есть и прямые доказательства того, что молодая Земля никогда не плавилась и у нее еще не было плотного металлического ядра. Так, многие отличия геохимии лунных пород от земных могут быть объяснены только тем, что родительское тело Луны, т.е. Протолуна в противоположность Земле, была полностью расплавлена вскоре же после своего образования. При этом Протолуна прошла полную дифференциацию с выделением металлического ядра и анортозитовой коры. Об этом говорит, например, мощная анортозитовая кора на Луне, а также резкое обеднение лунных пород (по сравнению с земными) всеми сидерофильными и халькофильными элементами (Рингвуд, 1982; Хендерсон, 1985).

Наиболее ярким и практически неопровержимым свидетельством этого являются изотопные отношения свинца на Луне и Земле. В лунных породах, явно выделившихся после полного расплавления планеты, отношения радиогенных изотопов свинца с атомными весами 206, 207 и 208, образовавшихся за счет распада урана 238 и 235, а также тория 232, к стабильному (первичному) изотопу 204 экстремально велики. Эти отношения в лунных породах в среднем достигают соответственно значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 207$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 100$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 226$ и выше, тогда как для земных пород, осредненных в океаническом резервуаре пелагических осадков, эти отношения равны $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,04$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,68$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,07$. Для первичных же свинцов (судя по изотопному составу железного метеорита “Каньон Дьябло”, Аризона, США) они еще меньше – только 9,50; 10,36 и 29,45 (Справочник по геохимии, 1990).

Из приведенных соотношений вытекает, что лунным веществом во время расплавления Протолуны действительно было потеряно (перешло в протолунное ядро) от 96 до 98% первичного (нерадиогенного) свинца, а в лунной коре и базальтах накапливался в основном только радиогенный свинец. Ничем другим, кроме полного расплавления протолунного вещества, ликвацией расплавов и переходом свинца и его сульфидов в ядро этой планеты, такую потерю первичного свинца лунным веществом объяснить не удастся. При этом железный метеорит “Каньон Дьябло”, в котором изотопы свинца действительно близко соответствуют их первичным отношениям, следует рассматривать как осколок ядра некоего спутника, прошедшего, подобно Протолуне приливное расплавление, дифференциацию и разрушение еще на стадиях формирования самих планет Солнечной системы.

Таким образом, приведенные отношения изотопов свинца *практически однозначно фиксируют факт полного расплавления и дифференциации лунного вещества*

и столь же убедительно показывают, что Земля никогда полностью не плавилась и не подвергалась столь радикальной дифференциации.

По этой же причине нельзя согласиться и с многочисленными гипотезами образования Луны за счет так называемых “мегаимпактов” или “макроимпактов”. Если бы Луна действительно образовалась из осколков земной мантии, выброшенных в околоземное пространство касательным ударом или ударами планетообразных тел, то и сейчас на Луне наблюдались бы такие же отношения изотопов свинца, как и в породах земной мантии: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 18\text{--}19$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 15\text{--}16$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 37\text{--}38$, а не приведенные выше ураганные значения (от 100 до 220).

В противоположность лунному земное вещество никогда не подвергалось быстрой и радикальной дифференциации. Объясняется это тем, что земное ядро формировалось постепенно и без плавления силикатов благодаря действию зонного и бародиффузионного механизмов дифференциации мантийного вещества, скорость функционирования которых всегда сдерживалась исключительно низкими коэффициентами теплопроводности и диффузии в силикатах мантии. Кроме того, в состав земного ядра одновременно переходили как первичный свинец, так и его радиогенные изотопы, успевшие накопиться ко времени протекания процесса дифференциации земного вещества. Отсюда промежуточные и сравнительно близкие к исходным (первичным) отношения изотопов свинца в земных породах (по сравнению с такими же отношениями в лунном веществе).

Таким образом, с большой уверенностью можно утверждать, что процесс дифференциации земного вещества начался около 4 млрд лет назад. Тогда же начался и процесс выделения “ядерного” вещества, приведший в конце концов к формированию у Земли плотного окисно-железного ядра. Заметная тектоническая активность Земли проявилась несколько позже – около 3,9–3,8 млрд лет назад. Процесс роста земного ядра продолжается и в настоящее время.

4.2. Механизм зонной дифференциации земного вещества

Распад радиоактивных элементов в катархее согревал Землю более или менее равномерно по всему ее объему. Зато разогрев земного вещества приливными деформациями был неравномерным и в основном происходил в верхних частях экваториального пояса Земли. Следовательно, и возникновение первой астеносферы в самом начале архея скорее всего произошло все в том же экваториальном поясе, на глубинах около 200–400 км, т.е. там, где геотерма разогревающейся Земли впервые достигла уровня начала плавления железа и силикатов (рис. 4.1).

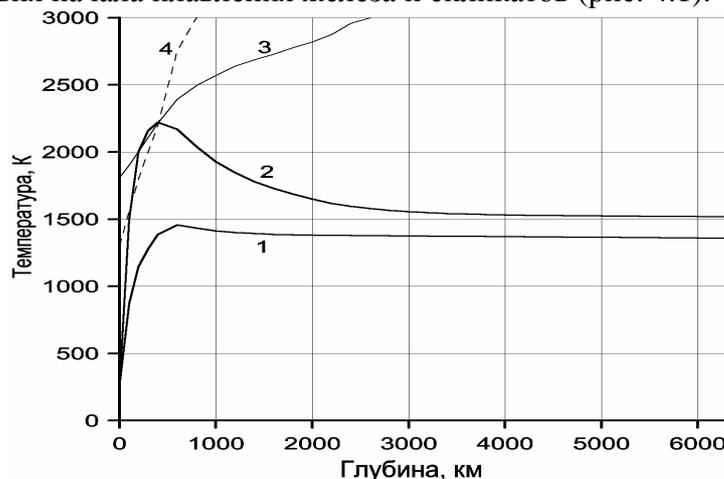


Рис. 4.1. Распределение температуры в молодой Земле: 1 – начальная температура Земли около 4,6 млрд лет назад; 2 – температура на рубеже катархее и архея около 4 млрд лет назад; 3 – температура плавления железа; 4 – температура плавления силикатов

Напомним, что в первичном веществе Земли содержалось около 13% металлического железа, поэтому дифференциация земного вещества первоначально была

связана с сепарацией расплавов металлического железа от силикатов земного вещества. Дальнейшее развитие процесса дифференциации происходило по механизму зонного плавления земного вещества, впервые подробно рассмотренному А.П. Виноградовым и А.А. Ярошевским (1965, 1967), принявшими за основу, правда, функционирование нереального источника радиогенной энергии.

В современной Земле не существует источников энергии, способных поддерживать процесс зонной плавки земного вещества незатухающим. В противоположность этому в молодой Земле такой источник энергии существовал и был значительным – это энергия гравитационной дифференциации земного вещества. Как только содержащееся в первичном земном веществе свободное железо стало плавиться, процесс дальнейшей дифференциации Земли уже смог самостоятельно распространяться и вверх и вниз только за счет высвобождения гравитационной энергии. Энергия эта генерировалась в самом астеносферном слое (в слое расплавленного железа) благодаря опусканию вниз тяжелых расплавов железа и всплыванию вверх (флотации) более легких силикатов.

Термодинамический расчет процесса зонной плавки мантии в молодой Земле показывает, что этот процесс сопровождался выделением значительной гравитационной энергии, которая тратилась на прогрев земного вещества, подстилающего слой расплавленного железа, на расплавление железа и его перегрев. Процесс сепарации расплавленного железа от силикатов тем не менее не мог распространяться глубже некоторого предельного уровня, начиная с которого высвобождавшейся гравитационной энергии уже не хватало на прогрев нижележащего земного вещества до уровня плавления железа. Однако на глубинах, превышающих 860 км, помимо железа, стала выплавляться и окись железа FeO, концентрация которой в первичном веществе достигала 24%. Это придало новый импульс процессу зонной дифференциации Земли в архее.

Рассмотренный процесс зонной дифференциации земного вещества молодой Земли хорошо объясняет важную и интересную особенность развития мантийного магматизма в архее – перегрев верхней мантии и выплавление из нее высокотемпературных (до 1800 °С) коматиитовых лав. Кроме того, этот же механизм объясняет и тонкую специфику перегрева мантии во времени – наличие двух температурных максимумов. Первый из них проявился в раннем архее, приблизительно 3,8–3,4 млрд лет назад, второй импульс перегрева произошел в позднем архее около 3,0–2,6 млрд лет назад, тогда как около 3,2 млрд лет назад наблюдался относительный минимум этих температур (рис. 4.2). Интересно отметить, что точно этим же периодам максимального перегрева мантии соответствуют и две эпохи массового выплавления коматиитовых лав (от 3,8 до 3,4 и от 3,0 до 2,6 млрд лет назад) с перерывом в середине архея (Коваленко и др., 1987).

Перегрев верхней мантии произошел достаточно резко примерно через 200 млн лет после начала действия процесса зонной дифференциации металлического железа и сначала быстро возрастал. Снижение температуры мантии после первого максимума перегрева объясняется постепенным увеличением с глубиной разности температур плавления железа и земных недр на фронте зонной дифференциации. Второй же максимум перегрева мантии, прежде всего, был связан с вовлечением в процесс выплавления “ядерного” вещества окислов железа и начавшимся в позднем архее процессом формирования земного ядра (выжимания из центральных областей Земли ее первозданной сердцевины).

В связи со сравнительно низкой температурой глубинных областей первозданной Земли вязкость вещества в ее недрах была исключительно высокой, глубже 1000 км превышала 10^{27} П и резко возрастала с глубиной до 10^{35} – 10^{40} П в центре. При столь высокой вязкости любая конвекция, в том числе стекание сквозь такую среду плотных железистых расплавов к центру Земли, как это предполагали В. Эльзассер (1963) и некоторые другие исследователи, полностью исключается. По этой же причине невозможно было быстрое формирование земного ядра сразу после образования самой планеты. Лишь благодаря постепенному прогреву холодного вещества глубинных недр

Земли на фронте развития процесса зонной дифференциации земного вещества этот процесс мог постепенно продвигаться в глубь Земли. Но сам прогрев относительно холодного вещества молодой Земли развивается достаточно медленно (со скоростями около 0,2 см/год), поэтому и **процесс формирования земного ядра растянулся приблизительно на 1,6 млрд лет (от 4 до 2,6 млрд лет назад).**

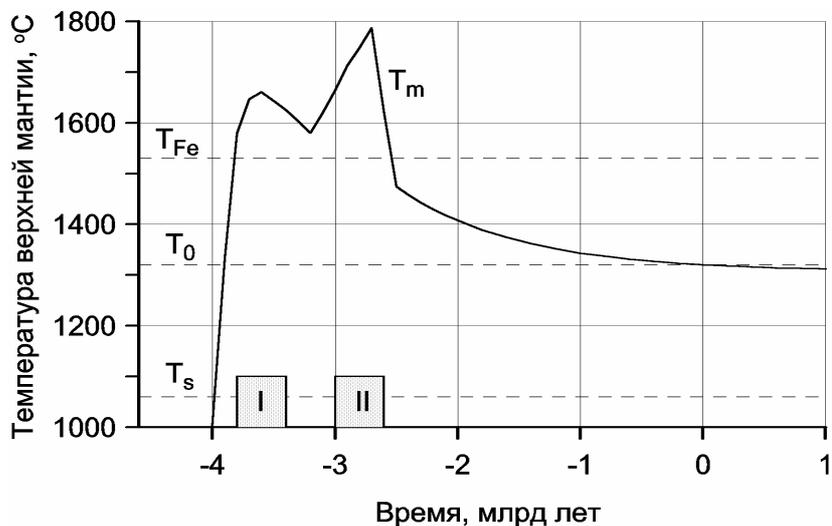


Рис. 4.2. Эволюция приведенной к поверхности температуры верхней мантии T_m в архее (Н. Сорохтин, 2001): T_s – температура солидуса базальтов; T_0 – приведенная к поверхности современная температура верхней мантии; T_{Fe} – температура плавления железа в нормальных условиях; I и II – эпохи выплавки перегретых коматиитовых лав по (Коваленко и др., 1987)

Развитие процесса зонной дифференциации земного вещества в архее привело к возникновению резкой гравитационной неустойчивости планеты. Действительно, образовавшиеся благодаря зонной плавке плотный (тяжелый) кольцевой слой расплавленного железа и его окиси располагался тогда над более легким веществом первозданной “сердцевинной” Земли (рис. 4.3).

Каким же образом тогда разрешилась отмеченная выше ситуация гравитационной неустойчивости в Земле? Только единственным способом – путем выжимания первозданной земной “сердцевины” в экваториальном поясе одного из полушарий Земли и опускания тяжелых расплавов к центру Земли со стороны противоположного полушария, как это и показано на рис. 4.3. Такое событие, безусловно, создавало сильную асимметрию в строении нашей планеты конца архейской эпохи, но одновременно с этим обеспечивало устойчивую ориентацию главной оси инерции Земли вдоль оси ее собственного вращения и, следовательно, устойчивое вращение планеты.

Процесс этот должен был развиваться по нарастающему катастрофическому сценарию, с образованием в конце концов у Земли плотного ядра. Объясняется это существенной неравномерностью прогрева молодой Земли. Действительно, после захвата Землей Протолуны, образования Луны и дальнейшей эволюции ее орбиты основная доля приливной энергии, а она была огромной – около $(4-5) \cdot 10^{37}$ эрг, выделилась преимущественно в верхних слоях Земли и в ее экваториальном кольцевом секторе. В результате Земля в низких широтах оказалась разогретой в заметно большей мере, чем в полярных секторах. Поэтому первая астеносфера и связанная с ней зона сепарации железа должны были возникнуть именно под экваториальным поясом нашей планеты. Это привело к тому, что в течение всего архея зонная дифференциация земного вещества развивалась в мантии только под низкими и умеренными широтами Земли (рис. 4.3). В этом же экваториальном поясе возникли и все древнейшие архейские континентальные щиты и платформы.

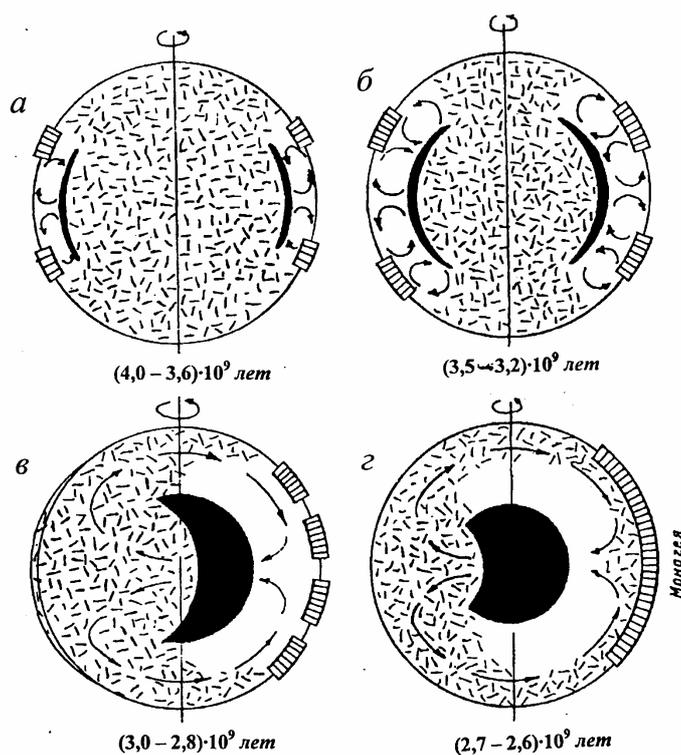


Рис. 4.3. Последовательные этапы развития процесса зонной дифференциации земного вещества и формирования плотного ядра Земли. Черным показаны расплавы железа и его окислов, белым – деплетированная мантия, обедненная железом, его окислами и сидерофильными элементами; черточками – первичное земное вещество, радиальной штриховкой – континентальные массивы.

Одновременно с этим под обоими полюсами Земли температура верхней и средней мантии оставалась сравнительно более низкой, из-за чего там долгое время не возникали астеносферные слои. Отсюда следует, что в раннем и среднем архее кольцевой слой плотных расплавов “ядерного” вещества мог существовать, расширяться и окружать собой холодную и жесткую (с вязкостью $> 10^{30}$ П) сердцевину молодой Земли только со стороны ее низкоширотного пояса. В то же время эта сердцевина через высокоширотные и полярные области планеты по-прежнему оказывалась жестко связанной со средней и верхней мантией Земли и поэтому сохраняла свое стабильное положение.

Когда же благодаря постепенному прогреву высокоширотных областей за счет энергии распада радиоактивных элементов и приливных возмущений Земли вязкость их вещества снизилась ниже уровня 10^{24} – 10^{25} П, жесткая связь холодной сердцевины Земли с верхней мантией начала нарушаться. С этого момента возникшая ранее гравитационная неустойчивость Земли уже могла разрешаться путем выжимания ее жесткой, но более легкой сердцевины к земной поверхности (рис. 4.3, в).

В связи с большими массами “ядерного” вещества, накопившимися к середине позднего архея в кольцевых зонах дифференциации (до 12–13% массы Земли), и высокой плотностной контрастностью этого вещества по сравнению с исходным земным веществом (около 4 г/см^3) процесс выталкивания сердцевины молодой Земли из ее центральных областей должен был развиваться в ускоренном режиме и носить катастрофический характер. При этом по мере подъема первичного вещества к земной поверхности его вязкость должна была уменьшаться. Тем не менее скорость развития процесса выделения земного ядра все-таки сдерживалась сравнительно высокой вязкостью относительно холодного первичного вещества бывшей земной сердцевины, растекавшейся тогда по активному поясу верхней мантии под влиянием гигантских избыточных давлений, действовавших на нее со стороны формировавшегося ядра Земли и крупного нескомпенсированного выступа земной поверхности над областью подъема

глубинного вещества (рис. 4.3, в, г). Этот процесс сопровождался выделением огромной энергии – $5,5 \cdot 10^{37}$ эрг, половина из которой пошла на увеличение теплозапаса Земли или, что то же, на дополнительный разогрев мантии и земного вещества бывшей сердцевины Земли, а вторая половина (судя по теореме о вириале) перешла в тепловое излучение планеты. Прогрев же земных недр, в свою очередь, привел к ускорению процесса выделения ядра. В результате весь процесс формирования земного ядра, занявший около 400 – 500 млн лет, развивался в ускоренном режиме и завершился только в конце архея, около 2,6 млрд лет назад, катастрофическим событием образования в центре Земли плотного ядра. О таком развитии сценария, в частности, свидетельствуют и палеомагнитные данные, показывающие, что дипольное магнитное поле современного типа у Земли появилось только около $2,6 \cdot 10^9$ лет назад (Hale, 1987), т.е. как раз на рубеже архея и протерозоя (рис. 4.4). До этого времени у Земли также могло существовать магнитное поле, но оно должно было быть не дипольным, а тороидальным.

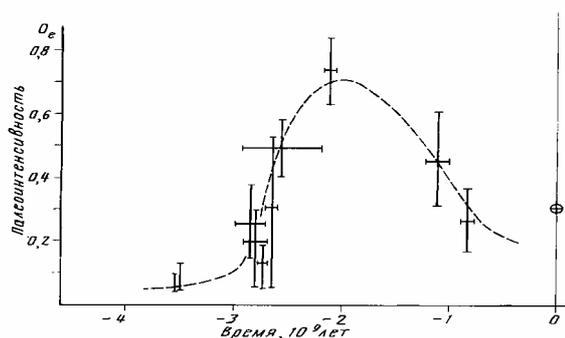


Рис. 4.4. Изменения интенсивности магнитного поля Земли по палеомагнитным данным (Hale, 1987). Горизонтальными и вертикальными линиями показаны доверительные интервалы измерений; кружком с крестиком отмечена интенсивность современного геомагнитного поля

Выделение земного ядра сопровождалось возникновением исключительно интенсивных конвективных течений в мантии Земли, полностью перестроивших весь существовавший до того тектонический план литосферной оболочки Земли. Судя по рассматриваемому сценарию процесса, в конце архея должна была возникнуть одноячеистая конвективная структура с одним восходящим потоком над местом всплытия бывшей сердцевины Земли и одним нисходящим потоком над областью стока “ядерного” вещества. Поэтому есть все основания полагать, что именно над этим нисходящим мантийным потоком на рубеже архея и протерозоя около 2,6 млрд лет назад сформировался первый в истории Земли суперконтинент, названный нами Моногеей (Сорохтин, Ушаков, 1989). Предположение о существовании раннепротерозойского суперматерика по независимым геологическим данным делали также В.Е. Хаин и Н.А. Божко (1988), назвав его “Пангея 0”.

Из механики известно, что свободное (инерционное) вращение осесимметричного тела может быть устойчивым и стационарным только в том случае, когда ось его вращения совпадает с осью максимального значения главного момента инерции тела. Применительно к Земле это значит, что направление оси ее вращения в пространстве неподвижных звезд в среднем остается неизменным, тогда как сама Земля должна поворачиваться относительно этой оси так, чтобы максимум приподнятых континентальных масс оказался на экваторе вращения (Монин, 1988). В процессе формирования земного ядра ось симметрии Земли лежала в ее экваториальной плоскости и проходила через центры восходящего и нисходящего конвективных потоков, а ось максимального значения главного момента инерции Земли располагалась перпендикулярно к ней. Следовательно, ориентация Земли по отношению к оси ее вращения на рубеже архея и протерозоя должна была быть такой, чтобы центры тяжести

суперматерика Моногея и антиподного ему вздутия земной поверхности над всплывшей сердцевиной Земли располагались тогда строго на экваторе (см. рис. 4.3).

Учитывая сказанное, представляется заманчивым связать описанную геодинамическую катастрофу с наиболее выдающейся эпохой кеноранского тектономагматического диастрофизма, завершившего собой архейский этап развития Земли, в результате которого возник и первый в ее истории суперконтинент Моногея. Заполнением центральных областей нашей планеты “ядерным” веществом и смещением первозданной земной сердцевины к периферии Земли завершилась первая и наиболее бурная стадия формирования земного ядра. В это же время закончился и первый этап дифференциации Земли по механизму зонной сепарации железа и его окислов от земного вещества. Дальнейшее выделение “ядерного” вещества и рост самого ядра уже происходили по более спокойному бародиффузионному механизму.

После образования земного ядра на рубеже архея и протерозоя температура мантии стала постепенно снижаться. При расчете скорости остывания мантии мы исходили из того, что в настоящее время еще продолжается остывание Земли, создающее хоть и слабый, но вполне заметный суммарный тепловой поток около $0,25 \cdot 10^{20}$ эрг/с (см. раздел 5.5). По нашим оценкам, приведенная к поверхности температура мантии сейчас близка к 1320°C , но постепенно снижается со скоростью около $0,015^\circ\text{C}$ за 1 млн лет.

4.3. Бародиффузионный механизм дифференциации земного вещества

Разработка теоретической модели действующего в настоящее время процесса дифференциации земного вещества, приводящего к увеличению в центре Земли массы плотного ядра, сопряжена с решением ряда труднейших задач. Действительно, сам процесс дифференциации непосредственно не наблюдаем, а судить о нем приходится только по косвенным проявлениям на поверхности Земли и анализируя данные экспериментальной и теоретической физики. Один из сложных моментов изучения этого процесса возникает за счет значительного превышения температуры плавления силикатов на больших глубинах над адиабатической температурой мантии. Действительно, по наиболее вероятным оценкам плавление силикатов мантии при высоких давлениях, господствующих на ее подошве, превышает 8000 K , тогда как температура мантии на этих же глубинах близка к адиабатической – приблизительно 3200 K (см. раздел 2.8). Очевидно, что существование такого значительного температурного барьера около 5000°C полностью исключает предположение о возможности выделения земного ядра за счет его выплавления из мантии.

Именно это заставило предположить, что в настоящее время выделение окислов железа из силикатов мантии происходит благодаря распаду твердых растворов под влиянием высоких давлений и диффузии окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства мантийного вещества (Монин, Сорохтин, 1981). Такое предположение основано на принципе Ле-Шателье и экспериментально установленном явлении распада твердых растворов под влиянием высоких давлений в тех случаях, когда мольный объем этих растворов превышает сумму мольных объемов входящих в него компонент, т.е. когда растворение данного компонента приводит к увеличению относительного объема раствора. Распад растворов происходит благодаря снижению под влиянием давления растворимости компонентов в рассматриваемом растворе.

Эксперименты с реальными твердыми растворами показали, что их распад неплохо описывается теоретическими выражениями. Это дает нам право использовать теорию распада твердых растворов для описания процесса выделения окислов железа из силикатов мантии. К сожалению, нам не известна по экспериментальным данным величина объемного эффекта смешения окислов железа с силикатами при высоких и сверхвысоких давлениях. Однако можно ожидать, что после первого электронно-фазового перехода в железе стереометрия его окиси Fe_2O будет резко отличаться от строения других силикатообразующих окислов. По данным же экспериментов смесимость

компонентов с разной кристаллической структурой при повышении давления резко падает. Это позволяет предположить, что твердые силикатные растворы, содержащие окись железа, при давлениях, превышающих уровень первого электронно-фазового перехода в железе (около 130 кбар), могут распадаться.

Однако для выделения окислов железа из вещества мантии еще недостаточно самого процесса распада силикатов, так как необходимо еще вывести эти окислы железа за пределы кристаллической решетки силикатов в межгранулярные пространства. Механизм такого вывода окислов железа из кристаллов и зерен силикатов, очевидно, может быть связан только с диффузией. Но обычно термическая диффузия приводит к гомогенизации вещества, здесь же должна наблюдаться прямо противоположная картина концентрации окислов железа в межгранулярных пространствах и пленках. Такая ситуация может возникать только в одном случае, если на пути диффундирующих атомов существуют энергетические барьеры, позволяющие им перемещаться в одном направлении и затрудняющие возвратные движения.

Такие естественные энергетические барьеры возникают на гранях кристаллов и отдельных зерен. Действительно, при диффузии из кристалла некоторого объема окислов железа выделяется энергия, пропорциональная возникшему уменьшению суммарного объема вещества при данном давлении. Очевидно также, что для обратной диффузии окислов железа в кристалл теперь уже придется произвести дополнительную работу, направленную на преодоление давления и расширения вещества на ту же величину объема. Благодаря этому явлению окислы железа, диффундировавшие из кристаллов и зерен силикатов, при высоких давлениях, господствующих в нижней мантии, уже не могут вернуться обратно и должны постепенно накапливаться в межгранулярных пространствах и межкристаллических пленках.

При рассмотрении процессов диффузии, естественно, необходимо помнить, что в действительности по вакансиям и дефектам кристаллической решетки перемещаются только атомы, а не их соединения. Поэтому было бы корректнее отдельно говорить о диффузии железа и кислорода с их парциальными коэффициентами диффузии. Несовпадение значений этих коэффициентов приводит к разной скорости перемещения атомов и как следствие этого к нарушению стехиометрических составов в равновесных соединениях диффундирующих элементов. Однако нарушение стехиометрических отношений, в свою очередь, вызывает появление и возрастание химических потенциалов в пограничных слоях, разделяющих разошедшиеся атомы. В результате добавления новой энергии скорости диффузии железа и кислорода должны выравниваться в соответствии с составом устойчивого при данных условиях соединения или эвтектического расплава.

Под влиянием высоких давлений, превышающих давление первого электронно-фазового перехода, у железа резко меняются его физические и химические свойства (см. раздел 2.6). Действительно, после такого перехода у атомов железа, как и у меди, на внешней s-оболочке остается только по одному электрону. Но эндогенных силикатов меди не существует, поэтому можно ожидать, что и силикаты железа в нижней мантии становятся неустойчивыми и должна распадаться. В этих условиях устойчивой формой соединения железа, как мы уже отмечали в разделе 2.6, по-видимому, является эвтектический расплав Fe-FeO, эквивалентный окиси одновалентной фазы железа (Сорохтин, 1971). Можно предположить также, что реакция распада двухвалентной окиси железа $2\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O} + \text{O}$ будет происходить на гранях кристаллов благодаря диффузии атомов железа и кислорода из железистых силикатов. С другой стороны, эта же реакция будет контролировать и значения коэффициентов диффузии железа и кислорода таким образом, чтобы за гранями кристаллов (в межгранулярных пространствах) возникало устойчивое соединение Fe·FeO (или Fe₂O).

Учитывая приведенные соображения, здесь и в дальнейшем мы будем говорить о диффузии окислов лишь условно, для упрощения изложения, имея в виду их эффективную диффузию и помня, что физически в твердых средах могут диффундировать

только атомы. В связи с тем что рассматриваемый процесс дифференциации земного вещества определяется как давлением, так и вызванной этим давлением диффузией атомов в кристаллах силикатов, сам процесс дифференциации по такому механизму мы будем называть бародиффузионным.

Из теории следует, что предельная концентрация компонента, увеличивающего относительный объем раствора, с увеличением давления только уменьшается по экспоненциальному закону. При этом, процесс разделения фракций может развиваться только в том случае, когда исходная концентрация компонента превышает его предельную концентрацию для данных значений давления и температуры (рис. 4.5).

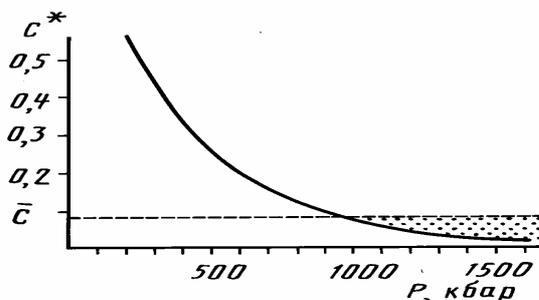


Рис. 4.5. Зависимость от давления предельной концентрации насыщения твердых растворов окислов железа в силикатах мантии. Область развития бародиффузии окислов железа из силикатов мантии показана крапом

Для окиси железа, входящей, например, в оливин, до давления 130 кбар в присутствии MgO наблюдается полная смесимость окислов с кремнеземом вплоть до стехиометрического отношения в фаялите (Fe_2SiO_4). Поэтому предельную концентрацию двухвалентной окиси в силикатах при низких давлениях можно принять приблизительно равной 0,706, или в пересчете на “ядерное” вещество $\text{Fe}_2\text{O} \approx 0,628$. Современная средняя концентрация окислов железа в мантии в пересчете на $\text{FeO} = 0,083$ (см. табл. 2.1), а в пересчете на “ядерное” вещество $\text{C}(\text{Fe}_2\text{O}) \approx 0,074$. Поэтому при низких давлениях никакой дифференциации окислов железа происходить не может.

Учитывая, что предельная концентрация насыщения силикатов окислами железа с давлением быстро уменьшается по экспоненциальному закону, можно ожидать, что в нижней мантии существует такой уровень, глубже которого начинает выполняться условие распада твердых растворов. Мы предположили, что в настоящее время этот уровень совпадает с глубиной перегиба кривой функции механической добротности мантии на глубине около 2000 км (см. рис. 2.20), которой соответствует давление 0,89 Мбар и температура около 2730 К. Тогда можно ожидать, что на этом уровне предельная концентрация “ядерного” вещества в растворе силикатов равна 0,074, откуда удастся определить, что на поверхности земного ядра (при давлении 1,38 Мбар и температуре 3130 К) значение предельной концентрации насыщения этим веществом силикатов мантии приблизительно равно $\text{C}^*(\text{Fe}_2\text{O}) \approx 0,027$. Следовательно, глубже 2000 км концентрация окислов железа (в пересчете на $\text{Fe}\text{-FeO}$) в мантийном веществе всегда оказывается выше их предельной концентрации в силикатных растворах, как это показано на рис. 4.4. Отсюда следует, что выделение окислов железа из мантийного вещества, т.е. химико-плотностная дифференциация мантии, сейчас развивается только на глубинах от 2000 км до поверхности ядра (2886 км). В будущем по мере уменьшения концентрации окислов железа в мантии (за счет их перехода в ядро) диапазон глубин, в которых происходит дифференциация мантийного вещества, будет только сокращаться.

Бародиффузионная сепарация “ядерного” вещества от силикатов сопровождается выделением заметной энергии. Согласно нашим оценкам, на глубине 2000 км эта энергия равна 102 кал на каждый грамм выделившейся окиси Fe_2O . На подошве нижней мантии эта энергия увеличивается до 151,6 кал/г. Всего же за время жизни Земли таким путем выделилось примерно $1,3 \cdot 10^{37}$ эрг, или около 6,5% общей энергии гравитационной

дифференциации Земли. Попутно отметим, что большая часть этой энергии ушла на упругое сжатие вещества.

Приведенные здесь оценки эффектов уплотнения среды при бародиффузионной дифференциации мантийного вещества были опубликованы еще в 1981 г. (Монин, Сорохтин, 1981). Несколько позже появилась экспериментальная работа У. Отани, А. Рингвуда и В. Хабберсона (Ohtani et al., 1984), показывающая, что под влиянием высоких давлений происходит образование эвтектических сплавов железа с его окисью $Fe_x \cdot FeO_{1-x}$, также сопровождающихся возникновением сильных эффектов уплотнения. Полученные результаты показывают, что формирование состава “ядерного” вещества с большим объемным эффектом, возникающим под влиянием высоких давлений, должно идти по линии образования эвтектического сплава $Fe_x \cdot FeO_{1-x}$ с наименьшим мольным объемом.

Предположение о том, что дифференциация мантийного вещества развивается только в нижней мантии, косвенно подтверждается и некоторыми геофизическими данными. Так, на глубинах от 1800–2000 до 2900 км заметно возрастает затухание сейсмических колебаний, а фактор добротности Q_{μ} для продольных волн, как это видно из рис. 2.20, на этом интервале глубин падает приблизительно от 500 до 115 вблизи поверхности ядра (Teng, 1968). Выделяется нижний слой мантии D" и по затуханию собственных колебаний Земли, а фактор добротности в нем уменьшается почти в 10 раз (Жарков и др., 1974). Отмеченная аномалия настолько отчетливо проявляется, что авторы упомянутой работы даже предложили называть слой D" нижней мантии второй астеносферой Земли. С точки зрения рассматриваемого механизма дифференциации земного вещества сравнение нижнего слоя мантии с астеносферой вполне оправдано, так как в зоне выделения жидкой фазы (эвтектического расплава Fe-FeO) естественно ожидать и резкого снижения эффективной вязкости вещества. Более того, по динамическим особенностям отраженных сейсмических волн от поверхности ядра (Берзон и др., 1968; Берзон, Пасечник, 1972) был выделен сравнительно тонкий пограничный слой толщиной всего около 20 км, названный нами слоем Берзон, в котором механическая жесткость вещества нижней мантии с глубиной последовательно уменьшается практически до нуля. Приведенный факт свидетельствует, что мантийное вещество в этом слое постепенно приобретает свойства маловязкой жидкости, причем без плавления силикатов.

Рассмотрим теперь, как за счет диффузии меняется со временем концентрация тяжелой фракции (окислов железа) в кристаллах силикатов. Проследим для этого за одним из силикатных кристаллов, опускающихся вместе с нисходящим конвективным потоком из верхней мантии в нижнюю к поверхности ядра. После пересечения критического уровня с внутренней стороны граней кристаллов концентрация окиси железа FeO начнет уменьшаться и в каждый момент времени будет определяться значением предельной концентрации насыщенного раствора окиси железа в силикатах при существующих в нижней мантии давлениях и температурах. В процессе опускания кристалла через нижнюю мантию, т.е. за время порядка десятков миллионов лет, изменения концентрации окислов железа могут распространяться в глубь кристаллической решетки лишь на очень небольшие расстояния. Объясняется это тем, что коэффициенты диффузии в силикатах при давлениях, превышающих мегабар, и температурах значительно более низких, чем температура плавления силикатов, должны быть очень маленькими, по-видимому, порядка 10^{-21} – 10^{-22} см²/с.

По мере приближения мантийного вещества в нисходящем конвективном потоке к поверхности земного ядра, доля окислов железа, диффундировавших из кристаллов и зерен силикатов в межгранулярные пространства, все увеличивается. При этом жидкое состояние внешнего ядра говорит о том, что и в межгранулярных пространствах “ядерное” вещество, т.е. Fe₂O, также должно находиться в расплавленном виде. Следовательно, жесткие связи, действующие между кристаллами силикатов в низах мантии, с приближением к ядру постепенно ослабевают. С этим явлением и связано резкое уменьшение сейсмической добротности мантийного вещества в слое D" и особенно

в слое Берзон. Как только вблизи земного ядра отдельные выделения расплавленной окиси железа Fe_2O сливаются между собой в единую систему связанных друг с другом жидких пленок и включений, обволакивающих отдельные кристаллы и зерна силикатов, начинается дезинтеграция мантийного вещества.

Очевидно, что под нисходящими конвективными потоками, т.е. под более тяжелыми участками мантии, обязательно должны возникать мантийные выступы, вдавленные в вещество ядра, а под восходящими потоками, наоборот, должны наблюдаться подъемы поверхности ядра, как это изображено на рис 4.6. В середине 80-х годов (Morelli, Dziewonski, 1987) путем сейсмической томографии ядра были получены доказательства реальности этого вывода: такие неровности на границе мантия–ядро действительно существуют и перепады рельефа в них достигают ± 6 км (см. рис. 2.10).

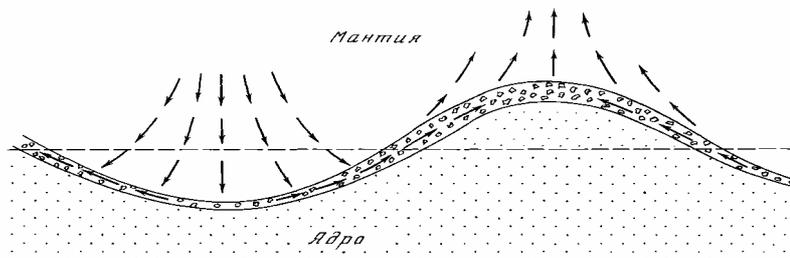


Рис.4.6. Схема конвективных течений вблизи границы мантия–ядро и формирование восходящих потоков в мантии (Сорохтин, 1979)

Крупные неровности на подошве нижней мантии и большие перепады плотности между “ядерным” и мантийным веществом (около 4 г/см^3) должны приводить к появлению в корнях нисходящих мантийных потоков значительных растягивающих напряжений, достигающих, по нашим оценкам, порядка 10 кбар (Сорохтин, 1974). Благодаря таким напряжениям на подошве мантии под нисходящими потоками и происходит окончательный распад поликристаллического мантийного вещества на отдельные кристаллы и гранулы, взвешенные в расплаве $Fe\text{-}FeO$ (Fe_2O), с образованием агрегатного состояния, напоминающего собой “магматическую кашу”. При этом выделившаяся ранее из кристаллов мантийного вещества окись одновалентной фазы железа (“ядерное” вещество) переходит в земное ядро, обеспечивая постепенный рост его массы. Этим явлением, по-видимому, следует объяснить и происходящую в пограничном слое Берзон постепенную потерю жесткости мантийным веществом с его переходом на поверхности земного ядра в эффективно-жидкое состояние (Берзон и др., 1968; Берзон, Пасечник, 1972). Важно еще раз отметить, что описанные здесь процессы выделения из мантии “ядерного” вещества развиваются без плавления силикатов.

Растекание распавшегося мантийного вещества из-под корней нисходящих потоков в стороны восходящих конвективных потоков, казалось бы, должно было приводить к выравниванию рельефа земного ядра. Однако такое выравнивание рельефа в условиях конвектирующей мантии постоянно компенсируется опусканиями на эти уровни все новых и новых порций свежего мантийного вещества и подъемом уже прошедшего дифференциацию вещества в областях развития восходящих потоков. В результате на границе между мантией и ядром устанавливается некоторое равновесное движение дезинтегрированного мантийного вещества, связывающее мантийные конвективные потоки в единые замкнутые ячейки.

В восходящих конвективных потоках мантийного вещества развиваются процессы, противоположные описанным выше. Под влиянием всесторонних давлений из всплывающей массы вещества постепенно отжимается в ядро большая часть расплавленной окиси железа. При этом силикатные кристаллы и зерна благодаря развивающимся в них пластическим деформациям и процессам межгранулярной диффузии вновь постепенно спаиваются между собой в “сплошную” среду. Однако в составе силикатов, прошедших дифференциацию, уже меньше содержится окислов

железа, чем в исходном мантийном веществе. Поэтому средняя плотность мантийного вещества в восходящих мантийных потоках всегда оказывается заметно меньшей, чем в нисходящих потоках. Возникающая за счет этого в гравитационном поле Земли подъемная (архимедова) сила приводит в конечном итоге в движение конвективный массообмен в мантии.

Диффузия окислов железа в веществе восходящих потоков будет теперь развиваться в обратном направлении – из межгранулярных пространств в кристаллы силикатов. Одновременно с этим в кристаллах возрастает отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, с образованием молекул магнетита Fe_3O_4 и зонального распределения окислов железа в самих кристаллах.

Как было показано в разделе 2.9, вязкость “ядерного” вещества сравнительно низкая ($\eta \leq 0,4 \text{ П}$). По оценке Р. Ганса (Gans, 1972), динамическая вязкость вещества во внешнем ядре вряд ли превышает 0,1–0,01 П. При такой низкой вязкости и больших перепадах плотности между “ядерным” веществом и взвешенными в нем кристаллами и зернами силикатов текущие по поверхности ядра потоки распавшегося на гранулы мантийного вещества могут быть стремительными и относительно узкими. В связи же с большими перепадами поверхностного рельефа ядра такие потоки должны вызывать сильную эрозию нижней поверхности мантии (ее подошвы). В результате этого текущие под подошвой мантии потоки смеси дезинтегрированного мантийного и “ядерного” вещества должны разбиваться на отдельные струи, подобно рекам текущим “наоборот”, снизу вверх. В этом случае скорость таких струйных течений может достигать метров в секунду.

При столь высоких скоростях на эти струйные течения, очевидно, будет действовать Кориолисово ускорение, отклоняющее их к экваториальной плоскости, а движение захваченного ими электропроводящего “ядерного” вещества приведет к появлению мощнейших электрических токов и магнитных полей. Поэтому весьма вероятно, что геомагнитное поле Земли обязано своим происхождением именно таким струйным течениям на поверхности земного ядра, замыкающим конвективный массообмен в мантии. Такой связью геомагнитного поля с конвективными движениями в мантии можно объяснить существующую зависимость частоты перемагничивания поля с тектонической периодизацией истории Земли. Кроме того, только этот механизм позволяет совместить энергетическую модель развития Земли с существованием геомагнитного поля. Действительно, в этой модели разогрев земного ядра всегда происходит только с его поверхности. Следовательно, распределение температуры в ядре должно быть ниже адиабатического, а это значит, что в ядре существует устойчивая стратификация, препятствующая возникновению в нем конвективных течений, с которыми обычно и связывают происхождение магнитного поля Земли в наиболее популярных гипотезах геомагнитного динамо.

4.4. Процесс формирования земного ядра

Количественную сторону процесса выделения земного ядра, как и процесс дифференциации Земли, удобнее рассматривать начиная с современной ситуации, при которой рост ядра происходит благодаря действию бародиффузионного механизма дифференциации земного вещества. Скорость протекания этого процесса при бародиффузионном механизме отделения “ядерного” вещества (Fe_2O) от силикатов мантии, очевидно, оказывается пропорциональной разности между концентрацией окислов железа (в пересчете на Fe_2O) в мантии C и значением предельной концентрации насыщения этими же окислами твердых силикатных растворов на подошве мантии C^* (см. раздел 4.3). С другой стороны скорость стекания окислов железа из пограничного слоя на подошве нижней мантии (из слоя Берзон) в ядро, т.е. скорость отделения “ядерного” вещества от мантийного $M_c^{\&}$ и, следовательно, скорость роста ядра, должна

быть пропорциональной ускорению силы тяжести g на поверхности ядра, величине его поверхности S и скорости самой бародиффузии k

$$\dot{M}_c = k(C - C^*) \cdot g \cdot 4\pi R_c^2, \quad (4.1)$$

где C – концентрация окислов железа в мантии (в пересчете на Fe_2O_3); C^* – предельная концентрация насыщения силикатов окислами железа на подошве мантии; R_c – радиус растущего ядра.

Для количественной характеристики рассматриваемого процесса дифференциации А.С. Монин (1977) ввел понятие эволюционного параметра Земли x , определив его отношением массы земного ядра M_c к суммарной массе “ядерного” вещества в Земле

$$x = \frac{M_c}{M \cdot C_0}, \quad (4.2)$$

где M – масса Земли; C_0 – суммарная концентрация в Земле “ядерного” вещества (железа, его окислов и других тяжелых элементов, переходящих в земное ядро). Значение параметра x можно определить по химическому составу современной Земли. Сейчас в земном ядре содержится $1,94 \cdot 10^{27}$ г “ядерного” вещества, в современной мантии еще осталось около 4,15% Fe_2O_3 и 4,37% FeO , что в пересчете на эвтектический состав Fe-FeO дает 7,2%, или $0,297 \cdot 10^{27}$ г “ядерного” вещества. Всего же в Земле с учетом концентрации окислов железа в континентальной коре содержится $2,244 \cdot 10^{27}$ г этого вещества. Следовательно, общая концентрация “ядерного” вещества в Земле $C_0 = 0,375$, а современное значение эволюционного параметра Земли, который фактически определяет относительное значение безразмерной массы земного ядра, равно $x_0 = 0,865$.

Поскольку в центре Земли ускорение силы тяжести равно нулю, то развитие процесса бародиффузионной дифференциации земного вещества могло происходить только после образования в центре Земли зародыша земного ядра. Возможный сценарий развития такого процесса рассмотрен в разделе 4.2. Судя по геологическим данным и приведенным выше теоретическим соображениям, процесс формирования зародыша земного ядра с относительной массой x_c растянулся почти на 1,4 млрд лет, но к рубежу архея и протерозоя, около 2,6 млрд лет назад, такой зародыш ядра с относительной массой 0,543 уже полностью сформировался. После этого времени дальнейший рост ядра происходил только благодаря действию бародиффузионного механизма дифференциации земного вещества, описанного в разделе 4.3.

Учитывая же приведенные выше закономерности развития процесса, можно аналитически определить относительную скорость выделения земного ядра \dot{x} . После интегрирования этой скорости находятся и сами значения параметра x на всем интервале действия бародиффузионного механизма дифференциации земного вещества: от конца архея, 2,6 млрд лет назад ($x = 0,543$), до наших дней и даже до далекого будущего. Например, еще через 1 млрд лет x будет равен 0,913.

На интервале времени формирования зародыша земного ядра от 4 до 2,6 млрд лет назад, т.е. в архее, действовали другие закономерности. Поэтому аналитическую зависимость эволюционного параметра Земли от времени следует определять по расчетным массам “ядерного” вещества, выделившегося в кольцевые зоны дифференциации (в слои железистых расплавов). При этом, однако, необходимо учитывать постепенное расширение низкоширотного кольцевого пояса, в котором и развиваются процессы зонной дифференциации земного вещества (см. раздел 4.2). В первом приближении мы выбрали синусоидальный закон расширения активной зоны: 4 млрд лет назад такая зона только зарождалась, а к концу архея около 2,6 млрд лет назад она уже расширилась на всю Землю. Зависимость эволюционного параметра Земли x от времени, или, что то же, кривая изменения безразмерной массы земного ядра, для всей истории развития нашей планеты приведена на рис. 4.7, а зависимость производной \dot{x} от времени или скорости выделения земного ядра – на рис. 4.8.

Возникшая в архее гравитационная неустойчивость Земли, связанная с функционированием механизма зонной дифференциации земного вещества, как уже отмечалось, скорее всего привела в конце архея к катастрофическим событиям, в результате которых все выделившееся до этого “ядерное” вещество достаточно быстро переместилось к центру Земли. Поэтому можно считать, что на рубеже архея и протерозоя около 2,6 млрд лет назад у Земли сформировалось молодое ядро, а его дальнейший рост после этого уже происходил по более спокойному механизму бародиффузионного выделения окиси одновалентной фазы железа Fe_2O . Момент перехода Земли на новый режим развития, около 2,6 млрд лет назад, который следовало бы назвать режимом главной последовательности развития планеты, четко виден на рис. 4.7 и 4.8. К концу архея, т.е. за первые 1,4 млрд лет геологического развития Земли, успело сформироваться приблизительно 63 % массы современного ядра, тогда как остальные 37 % выделились за протерозой и фанерозой, т.е. за последние 2,6 млрд лет.

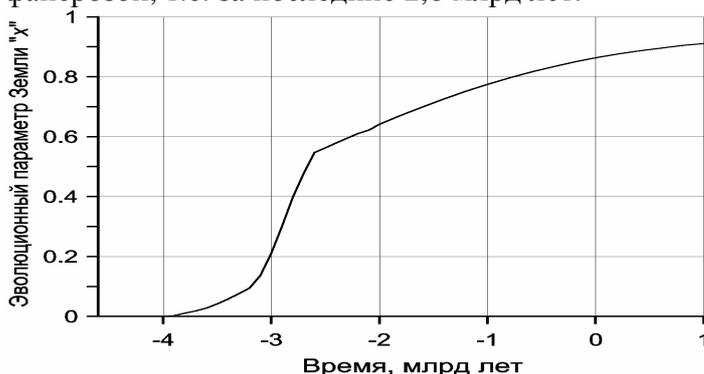


Рис. 4.7. Зависимость эволюционного параметра Земли (безразмерной массы земного ядра) от времени

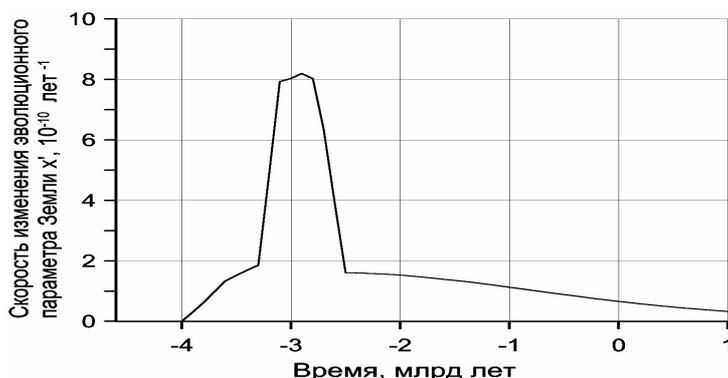


Рис. 4.8. Скорость изменения эволюционного параметра Земли в единицах $10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, или относительная скорость выделения вещества земного ядра

Таким образом, по рассматриваемой модели эволюции Земли в архее еще не существовало земного ядра. Вероятнее всего, вместо него существовал экваториальный кольцевой пояс тяжелых расплавов железа и его окислов эвтектического состава. Такая жидкая железо-окисножелезная астеносфера в архее медленно продвигалась вглубь Земли. При этом происходило ее постепенное расширение и увеличение мощности. В соответствии с этим и геомагнитное поле тогда должно было существенно отличаться от современного поля. Настоящее ядро у Земли, правда несколько меньших размеров, чем современное, сформировалось только на рубеже архея и протерозоя. С этого же времени у Земли возникло и геомагнитное поле современного типа (см. рис. 4.4).

Судя по современному значению скорости изменения эволюционного параметра Земли $\approx 0,657 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, можно определить, что в настоящее время из мантии в ядро переходит около $1,5 \cdot 10^{17} \text{ г/год}$, или 150 млрд т/год “ядерного” вещества (Fe_2O), т.е. приблизительно 131 млрд т/год металлического железа. В позднем архее, около 2,9 млрд лет назад, в год выплавлялось приблизительно 1,65 трлн тонн металлического железа.

4.5 Эволюция химического состава мантии

Рассматривая эволюцию химического состава мантии Земли, мы, прежде всего, будем интересоваться составом конвектирующей мантии. В протерозое и фанерозое после окончания процесса формирования молодого земного ядра понятия “конвектирующая мантия” и просто мантия Земли полностью совпадают. Однако в архее это было не так. Под конвектирующей мантией в архее следует понимать только участки земной оболочки, прошедшие зонную дифференциацию земного вещества и охваченные конвективными течениями. В раннем архее конвектирующая мантия была еще сравнительно тонкой и вероятнее всего существовала в виде кольцевой геосферы под экваториальным поясом Земли. Только к самому концу архея конвектирующая мантия расширилась до размеров сферической оболочки Земли, а ее масса стала максимальной. В дальнейшем, после выделения земного ядра, масса мантии стала несколько уменьшаться за счет роста самого ядра (рис. 4.9).

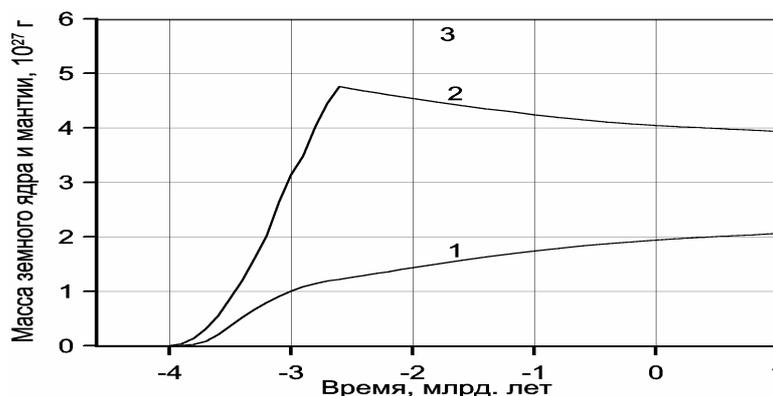


Рис. 4.9. Эволюция Земли: 1 – масса земного ядра (в архее – массы выделившегося из мантии “ядерного” вещества); 2 – масса конвектирующей мантии; 3 – масса Земли ($5,977 \cdot 10^{27}$ г)

Надо еще учитывать, что в момент образования земного ядра, около 2,6 млрд лет назад в конвектирующую мантию произошло добавление вещества бывшей “сердцевины” Земли с первозданными концентрациями в нем железа, его окислов (13,1 и 22,8 %), сидерофильных элементов, сульфидов халькофильных металлов и других рудных элементов, в том числе платиноидов. Прямыми свидетелями этого явления служат уникальные дифференцированные интрузии основных и ультраосновных пород раннепротерозойского возраста, внедрившиеся в раннем протерозое во многие древние щиты. Наиболее яркими и классическими комплексами этого типа являются богатые платиной, кобальтом, никелем, медью и другими рудными элементами расслоенный интрузивный массив Бушвельда в ЮАР, интрузия Великой Дайки в Зимбабве, внедрения норитов Садбери в Канаде, а у нас в России – габбро-норитовый комплекс Печенга и Панская интрузия на Кольском полуострове. Подчеркнем, что интрузивные образования таких типов со столь высокими концентрациями рудных элементов никогда более, ни до раннего протерозоя, ни после него, не возникали.

Очевидно, что удаление железа, его соединений и других сидерофильных элементов из исходного земного вещества в зоны сепарации тяжелых фракций, с их дальнейшим переходом в образовавшееся земное ядро, а легкоподвижных и литофильных элементов в земную кору, гидросферу и атмосферу должно было сопровождаться существенными изменениями химического состава конвектирующей мантии. При этом удаление из мантийного вещества тяжелой фракции (“ядерного” вещества) должно было неизбежно приводить к относительному возрастанию концентраций остающихся элементов и соединений.

Так, в раннем архее после начала действия процесса зонной дифференциации и удаления из конвектирующей мантии почти всего железа, а в позднем архее и значительной части его окиси, содержавшихся в первичном земном веществе (с концентрациями около 13 и 23%), содержания других элементов и соединений в остаточной (конвектирующей) мантии резко повысились приблизительно на 20–30 %, однако после добавления в мантию первичного вещества из бывшей сердцевины Земли, их концентрация вновь снизилась (рис. 4.10). В протерозое и фанерозое, т.е. после начала функционирования бародиффузионного механизма дифференциации земного вещества, благодаря продолжающемуся переходу железа и его окислов в ядро, остаточная концентрация малоподвижных и наиболее распространенных элементов и соединений в мантии (кривая 1) плавно повышалась. Суммарная же концентрация халькофильных и сидерофильных элементов в мантии протерозоя и фанерозоя, наоборот, плавно снижалась (кривая 4). По близкой зависимости в послеоархейской мантии менялись концентрации никеля, золота, платиноидов, сульфидов железа, меди и некоторых других элементов, которые также постепенно переходили в земное ядро.

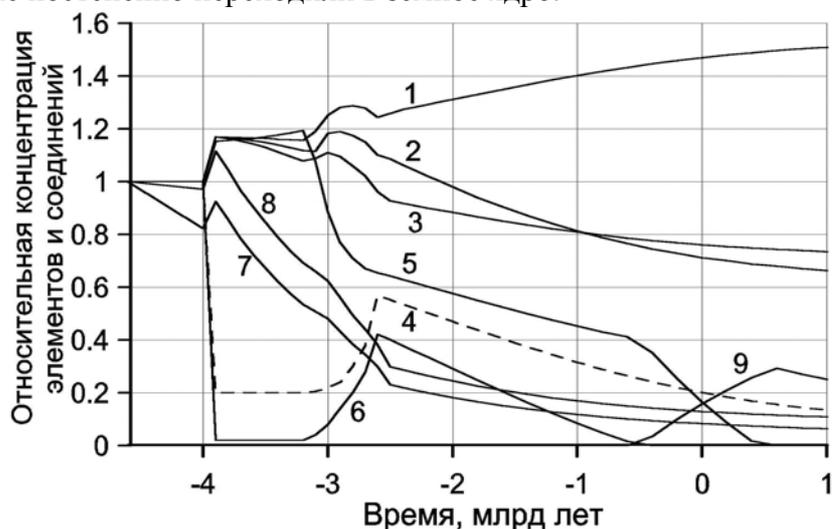


Рис. 4.10. Эволюция химического состава конвектирующей мантии в относительных концентрациях (за единицу принята концентрация данного элемента в первичном веществе Земли): 1 – SiO_2 , TiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 ; 2 – H_2O ; 3 – K_2O ; 4 – Ni и другие сидерофильные и халькофильные элементы и соединения:

FeS , $(\text{Fe},\text{Ni})\text{S}$, CuFeS_2 , Co , Cr , Pt , Pd , Os , Ir , Au ; 5 – FeO ; 6 – Fe ; 7 – U ; 8 – Th ; 9 – Fe_3O_4 .

Подставляя в значения относительных содержаний элементов и соединений, приведенных на рис. 4.10, значения их исходных концентраций в первичной Земле из табл. 2.1, теперь можно определить содержания этих элементов и соединений в процентах (рис. 4.11).

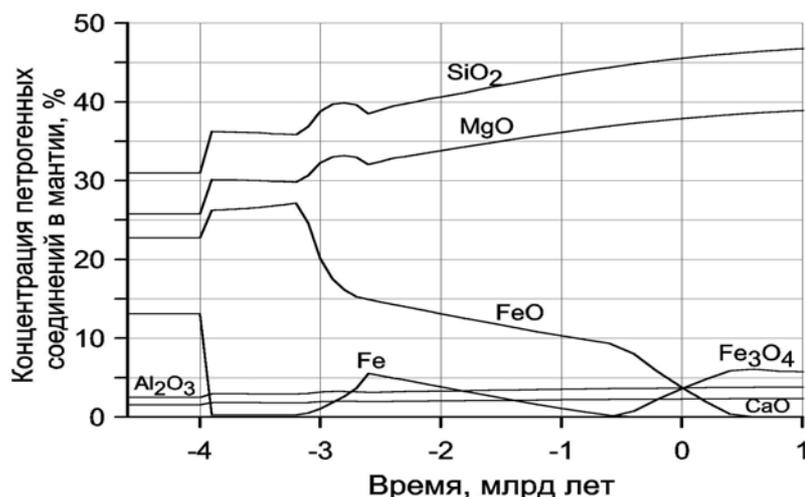


Рис. 4.11. Эволюция химического состава конвектирующей мантии по главным петрогенным элементам и соединениям

В архее, после начала процесса зонной дифференциации земного вещества около 4 млрд лет тому назад, содержание металлического железа в конвектирующей мантии (над зонами сепарации железа) должно было быстро снизиться до равновесной концентрации этого металла в силикатных расплавах перегретой верхней мантии. Из-за слабой смесимости таких расплавов и большой разности их плотностей, можно предполагать, что в течение большей части архея концентрация металлического железа в конвектирующей мантии того времени была очень низкой (близка к нулю). Хотя иногда свободное железо все-таки встречается в древних базальтах, например, на о. Диско в Западной Гренландии.

Одновременно с этим, суммарная концентрация двухвалентной окиси железа в мантии раннего архея должна была достигать 26–27 %. Однако из-за большой плотности фаялита, главного носителя FeO, (4,3 г/см³) и его сравнительно низкой температуры плавления (1100–1200 °С), весьма вероятно, что в условиях перегрева верхней мантии, превышавшего в раннем архее 1600 °С (см. рис. 4.2), окислы железа в большей мере концентрировались в низах конвектирующей мантии. Тем не менее, в коматиитах и базальтах раннего архея суммарная концентрация окислов железа все-таки обычно превышает 10 %, а иногда достигает 15–20 % и даже 27 % (Юдин, 1980).

В позднем архее, около 2,8 млрд лет назад, средняя концентрация металлического железа в конвектирующей мантии стала возрастать и к концу архея уже достигла уровня 5,5%. Это было связано с тем, что именно в конце архея в конвектирующую мантию поступило большое количество первичного земного вещества, всплывшего тогда в верхние этажи мантии из бывшей “сердцевины” Земли (см. рис. 4.3). Однако в протерозое концентрация металлического железа в мантии вновь стала снижаться. Зависимость изменений концентраций железа и его окислов в мантии на послеоархейских этапах развития Земли можно определить по основным реакциям образования “ядерного” вещества. Так, в протерозое (как и в позднем архее на интервале 3,2 и 2,6 млрд лет) образование этого вещества шло по реакции



При этом на каждые 56 весовых частей металлического железа и 72 части его двухвалентной окиси возникало 128 весовых частей “ядерного” вещества.

Количественное решение задачи об эволюции концентрации свободного железа в мантии приводит к важному выводу: металлическое железо в мантии могло сохраняться приблизительно только до 500 млн лет назад. Этот расчет получен исходя из предполагаемого состава земного ядра и принятых концентраций двухвалентного и трехвалентного железа в современной мантии (см. табл. 2.1). Найденное время исчезновения свободного железа из мантии близко совпадает с возрастом главного биологического рубежа в развитии высокоорганизованной жизни на Земле – с рубежом между протерозоем и фанерозоем (около 545 млн лет назад). Полученное совпадение примечательно, и его нельзя считать случайным. Действительно, рассматриваемое событие исчезновения металлического железа из мантии и рифтовых зон Земли, в которых до этого оно контактировало с океаническими водами, предопределило радикальное изменение восстановительного потенциала во внешних оболочках Земли: ведь свободное железо – главный химический реагент, активно поглощавший кислород из гидросферы (и атмосферы) в течение всей докембрийской истории развития Земли. Лишь после почти полного исчезновения металлического железа из конвектирующей мантии в земной атмосфере смог накапливаться кислород, вырабатываемый растениями (и фотодиссоциацией паров воды) в количествах, достаточных для появления и нормального функционирования животных форм на Земле (Сорохтин, 1974).

После исчезновения из мантии металлического железа образование “ядерного” вещества в нижней мантии уже происходило по другой реакции:



Выделяющийся по этой реакции кислород выше уровня существования устойчивых растворов окислов железа с силикатами (см. раздел 4.3) вновь связывается с окислами железа, формируя магнетитовую компоненту мантии:



Поэтому до полного окисления двухвалентного железа в мантии образование “ядерного” вещества должно будет происходить по следующей суммарной реакции: $5\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O} + \text{Fe}_3\text{O}_4$, при которой на каждые 360 весовых частей двухвалентной окиси железа возникает 128 частей “ядерного” вещества и 232 части магнетита.

Вторая важная для жизни на Земле ситуация возникнет, когда все двухвалентное железо окажется окисленным до стехиометрии магнетита (окись трехвалентного железа не устойчива при высоких давлениях и переходит в более плотную модификацию магнетита $3\text{FeO} + 3\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow 3\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{O}$). Такая критическая обстановка должна произойти в будущем через 600 млн лет. Поэтому на третьем этапе действия бародиффузионного механизма дифференциации Земли образование “ядерного” вещества должно пойти по реакции распада магнетита с выделением большого количества кислорода



Обратим внимание на еще один интересный и важный вывод, определяющий понимание путей дальнейшего развития жизни на Земле. После полного окисления всего мантийного железа до фазы магнетита, освобождающийся при формировании “ядерного” вещества кислород уже не будет более задерживаться в конвектирующей мантии, а станет поступать в гидросферу и атмосферу Земли. Начиная с этого момента парциальное давление кислорода в атмосфере станет существенно возрастать (Сорохтин, 1974), что, безусловно, губительным образом скажется на всей наземной жизни, и лишь ограниченная растворимость кислорода в воде позволит ей ненадолго сохраниться только в пучинах вод мирового океана. Однако вызванное этим явлением повышение общего давления земной атмосферы должно будет привести к резкому повышению парникового эффекта и возникновению на Земле необратимых условий горячего климата по типу Венеры (см. раздел 9.2).

Очевидно, что непосредственная фильтрация рассеянных в мантийном веществе летучих и подвижных элементов и соединений через плотное вещество мантии, характеризующееся вязкостью порядка 10^{20} – 10^{23} П, практически полностью исключается из-за чрезвычайной малости коэффициентов диффузии в таком веществе (10^{-21} – 10^{-25} см²/с). Следовательно, переход из мантии во внешние геосферы (континентальную кору, гидросферу и атмосферу) литофильных и летучих компонентов может развиваться лишь благодаря плавлению мантийного вещества. Но это возможно только в приповерхностных частях мантии (см. рис. 2.18, 2.19), да и то не везде, а лишь в тех местах, где жесткая оболочка Земли – ее литосфера – разбита глубинными разломами, через которые происходят излияния базальтовых магм. Поэтому для расчета изменений концентраций летучих и легкоподвижных элементов и соединений, переходящих в процессе эволюции Земли из мантии в земную кору, гидросферу или атмосферу, необходимо дополнительно учитывать разную подвижность химических элементов и их соединений.

Подвижность элементов и соединений зависит не только от их химических свойств, но также и от степени и глубины плавления мантийного вещества под рифтовыми зонами Земли – главными каналами поставки на земную поверхность ювенильных базальтовых магм и растворенных в них подвижных и летучих элементов. Если же мы рассматриваем подвижные элементы, концентрирующиеся преимущественно в континентальной коре, то показатели их подвижности зависят и от режимов переработки пород океанической коры и осадков в зонах поддвига плит (в зонах субдукции), где происходит вторичная мобилизация подвижных элементов и их переход из океанической коры в континентальную. Кроме того, часть элементов и химических соединений, например H_2O , CO_2 , K_2O и т.д., ранее уже попавших во внешние геосферы (земную кору, гидросферу и атмосферу), могут вновь по зонам поддвига плит затягиваться в мантию и вновь

вовлекаться в мантийный круговорот вещества. Поэтому под подвижностью таких элементов и соединений следует понимать их эффективное значение.

Здесь же отметим, что сами процессы дифференциации литофильных и дегазации летучих соединений становятся возможными только благодаря существованию в мантии конвективного массообмена, постоянно доставляющего к поверхности Земли в рифтовые зоны все новые и новые объемы способного к сегрегации мантийного вещества. Отсюда следует, что скорость перехода подвижных компонентов из мантии во внешние геосферы Земли должна быть пропорциональной скорости конвективного массообмена в мантии.

В общем же случае за счет разных механизмов дифференциации мантийного вещества и разных условий формирования континентальной коры, гидросферы и атмосферы в архее и послеперархейское время показатели подвижности элементов и их соединений в эти столь разные эпохи могли существенно отличаться друг от друга. Это, безусловно, затрудняет решение задачи и заставляет привлекать дополнительные данные о распространении рассматриваемых компонентов в архее и протерозое. В некоторых случаях это условие выполнить удастся. Так, если принять по С. Тейлору и С. Мак-Леннану (1988), что в архее образовалось по массе около 70% континентальной коры и в ней содержалось приблизительно 1,8% K_2O , а для современной коры принять концентрацию равной 2,4%, то оказывается, что показатель подвижности калия в архее приблизительно равнялся 0,56, а в последующие эпохи – 1,07.

Аналогичная оценка термической диссоциации воды, находящейся в газообразном состоянии, на расплавленном металлическом железе в зонах дифференциации земного вещества (по реакции $H_2O + Fe \rightarrow FeO + H_2 + 5,8$ ккал/моль), показывает, что в архее показатель подвижности воды равнялся 0,123, тогда как в послеперархейское время он увеличился до 1,45. Таким образом, после архея эффективное значение показателя подвижности воды увеличилось в 12 раз.

Для урана и тория средние значения показателей подвижности оказались существенно более высокими, соответственно 2,26 и 2,65. В связи с этим, а также с радиоактивным распадом урана и тория концентрация этих элементов в мантии уменьшилась в наибольшей степени.

Как видно из графиков, приведенных на рис. 4.10, после начала развития в Земле процесса зонной сепарации металлического железа на рубеже катархея и архея, около 4 млрд лет назад, химический состав конвектирующей мантии резко изменился благодаря удалению из ее вещества около 13% металлического железа. С тех пор концентрация в мантии наиболее распространенных и малоподвижных окислов SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , CaO (кривая 1) закономерно повышалась. В настоящее время их концентрация в мантии приблизительно в 1,4–1,5 раза выше, чем в первичном веществе Земли. Концентрация таких малоподвижных компонентов, как Na_2O , также несколько повышалась, но все-таки заметно слабее, чем предыдущая группа соединений. Соединения H_2O , K_2O , Rb_2O (кривые 2, 3) выносились из мантии в заметно большей степени, поэтому их концентрация со временем уменьшилась в 1,4–1,3 раза (если учесть диссоциацию воды, то для нее такой перепад концентраций может оказаться значительно большим). В еще большей мере (в несколько раз) сократилась концентрация в мантии радиоактивных элементов U и Th (кривые 7 и 8). Происходило это, как уже отмечалось, по двум причинам – за счет распада самих радиоактивных элементов и благодаря их большей литофильности и преимущественному переходу в континентальную кору. Начиная с середины архея около $3,2 \cdot 10^9$ лет назад, после перехода процесса зонной дифференциации земного вещества на выделение эвтектических расплавов Fe-FeO стала уменьшаться со временем и концентрация окиси FeO (кривая 5). Суммарное же содержание “ядерного” вещества в мантии (Fe + FeO + сидерофильные и халькофильные элементы), начиная с 4 млрд лет назад, закономерно уменьшалось, и к настоящему времени его осталось не более 7,5% от бывшей вначале концентрации 37,5%.

Необычно поведение свободного (металлического) железа в конвектирующей мантии (кривая 6). Как только в раннем архее произошло полное расплавление охваченных конвекцией участков верхней мантии и произошла плотностная дифференциация этих расплавов, сразу же концентрация металлического железа в них резко снизилась с 13,1% до близкого к равновесному уровню растворения железа в силикатных расплавах. В конце же архея, когда в конвектирующую мантию стало поступать первозданное земное вещество бывшей “сердцевины” Земли, концентрация металлического железа в мантии вновь повысилась. Этим, по-видимому, можно объяснить всплеск железорудной металлогении в позднем архее (образование железных руд киватинского типа). Кроме того, становится понятным, почему в некоторых позднеархейских и раннепротерозойских базальтах встречаются включения самородного железа, как, например, на о. Диско в Западной Гренландии (Левинсон-Лессинг, 1940). К моменту выделения земного ядра приблизительно 2,6 млрд лет назад средняя концентрация железа в мантии уже поднялась до 5,5%. Однако в дальнейшем содержание железа в мантии вновь стало плавно уменьшаться, но полностью исчезло оно из этой геосферы, судя по расчетам, только около 500 млн лет назад.

После полного исчезновения из мантии металлического железа освобождающийся при формировании “ядерного” вещества кислород стал связываться в магнетитовой фазе по реакции $5\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O} + \text{Fe}_3\text{O}_4$. В соответствии с этим начала возрастать и концентрация магнетита в мантийном веществе, поднявшись к настоящему времени примерно до 4% (кривая 9). Увеличение концентрации Fe_3O_4 в мантии будет продолжаться еще приблизительно 600 млн. лет в будущем, до полного исчезновения из этой геосферы всего силикатного (двухвалентного) железа. После этого все мантийное железо окажется связанным только в магнетитовой фазе. В результате эндогенный кислород, освобождающийся по реакции $2\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow 3\text{Fe}_2\text{O} + 5\text{O}$, уже сможет свободно достигать земную поверхность. В этом случае, при равновесной дегазации мантии за каждый миллион лет парциальное давление кислорода в атмосфере будет повышаться приблизительно на 1 атм, уничтожая при этом все живое на поверхности Земли (подробнее эта проблема обсуждается в гл. 10 и 12).

Глава 5. ЭНЕРГЕТИКА ЗЕМЛИ

Вопрос об источниках энергии, определяющей тепловой режим и тектоническую активность Земли, является одним из главных и фундаментальных в планетарной геофизике, и решаться он должен только в теснейшей связи с современными данными о составе и развитии Земли и в строгих рамках физических законов.

Как уже отмечалось в разделе 1.4, основными процессами, управляющими тектонической активностью Земли, могут быть только те глубинные энергетические процессы, которые в наибольшей степени снижают потенциальную (внутреннюю) энергию нашей планеты и системы Земля–Луна. При этом снижение потенциальной энергии происходит за счет ее перехода в тепло и в кинетическую энергию движения земных масс – конвекцию, движение литосферных плит, дрейф континентов, горообразование и т.д. В свою очередь любые перемещения земных масс также сопровождаются диссипацией кинетической энергии и выделением тепла, которое приводит к частичному расплавлению вещества верхней мантии или пород континентальной коры, питая тем самым своей энергией магматизм Земли. Однако в конце концов все это тепло постепенно теряется с тепловым излучением через земную поверхность и рассеивается в космосе. Отсюда следует важный теоретический вывод: естественной и количественной мерой тектонической активности Земли является идущее из ее недр тепло, которое далее излучается в космос. Таким образом, если нам на основании анализа энергетического баланса Земли удастся оценить ее глубинные теплопотери в прошлые геологические эпохи, мы тем самым определим и эволюцию тектонической активности нашей планеты.

К наиболее мощным энергетическим процессам, развивающимся в недрах Земли, следует относить три глобальных процесса. Во-первых, это процесс гравитационной дифференциации земного вещества по плотности, приводящий к расслоению Земли на плотное окисно-железное ядро, остаточную силикатную мантию, легкую алюмосиликатную кору и гидросферу с атмосферой. Во-вторых, это распад радиоактивных элементов, приводящий к выделению существенной доли тепловой энергии. Третьим заметным энергетическим процессом является приливное взаимодействие Земли с Луной. Все остальные эндогенные источники энергии либо несоизмеримо меньше перечисленных, либо полностью обратимы благодаря конвективному массообмену в мантии (например, энергия переходов минеральных ассоциаций под влиянием давлений в восходящих и нисходящих конвективных потоках противоположны по знаку). Поэтому влиянием таких реакций на эндогенный энергетический баланс Земли можно пренебречь. Значительно больший тепловой поток солнечного излучения, падающий на Землю, после ряда преобразований в атмосфере, гидросфере, биосфере и приповерхностных слоях земной коры частично консервируется в осадочных толщах Земли и в форме залежей горючих ископаемых, но в еще большей мере почти полностью отражается Землей обратно в космос. Поэтому Солнечное излучение активно влияет лишь на протекание экзогенных процессов – выветривание пород, поверхностный перенос продуктов их разрушения, осадконакопление, образование месторождений горючих полезных ископаемых и, конечно, на развитие земной жизни.

Учитывая это, рассмотрим здесь только три главных источника эндогенной энергии в Земле: гравитационный, радиогенный и приливный.

5.1. Энергия аккреции и гравитационной дифференциации Земли

К основным первичным источникам энергии Земли, запасенной ею еще в процессе образования, можно отнести часть энергии гравитационной аккреции земного вещества (энергии выпадения на Землю планетезималей) и энергию сжатия земных недр. Как уже

отмечалось, процесс образования Земли за счет аккреции протопланетного газопылевого облака развивался примерно за 100 млн лет и завершился около 4,6 млрд лет тому назад образованием молодой и в среднем однородной по составу Земли.

На геологической стадии развития, начиная приблизительно с 4,0 млрд лет назад, стал развиваться другой мощный процесс – выделение гравитационной энергии, связанной с плотностной дифференциацией земных недр. Этот процесс привел к выделению в центре Земли плотного окисно-железного ядра и к возникновению в остаточной силикатной оболочке, т.е. в ее мантии, интенсивных конвективных движений – непосредственной причины ее тектонической активности.

Аккреция планеты происходит путем перехода рассеянного протопланетного вещества со сколь угодно удаленных орбит в локальное пространство, где оно и конденсируется в единое космическое тело. Поэтому энергия аккреции любой планеты, в том числе и Земли, равна той работе, которую необходимо затратить для собирания с “бесконечности” распыленного там протопланетного вещества и его концентрации в теле планеты, или, что то же самое, для полного разрушения планеты и распыления ее вещества на бесконечно большие расстояния от бывшей планеты. Численно энергия аккреции планеты равна ее потенциальной (гравитационной) энергии, взятой с обратным знаком, поскольку по определению она всегда отрицательна. Но потенциальная энергия любой системы зависит от конфигурации ее частей, а в нашем случае – от распределения плотности вещества в недрах планеты.

Из сказанного вытекает, что для определения энергии аккреции молодой Земли нам совершенно необходимо знать распределение плотности в ее недрах. Такое распределение плотности в молодой Земле, как уже отмечалось выше, было выполнено по среднему составу земного вещества и данным по ударному сжатию силикатов и металлов (см. раздел 3.5 и табл. 3.1). Отметим, что современная методика расчета плотности пород при высоких давлениях по данным ударного сжатия порообразующих окислов (а не самих пород) достигает 2–4%.

Следовательно, определение потенциальной энергии первичной Земли с хорошим приближением можно получить по рассчитанному таким путем и приведенному в табл. 3.1 и на рис. 2.14 распределению плотности земного вещества в молодой Земле. Соответствующие расчеты показывают, что в процессе образования Земли выделилась огромная энергия аккреции, приблизительно равная $23,24 \cdot 10^{38}$ эрг.

Часть этой энергии, около $3,24 \cdot 10^{38}$ эрг, ушла на упругое сжатие земных недр, однако существенно бóльшая доля энергии аккреции, около $20,0 \cdot 10^{38}$ эрг, перешла в тепло. Если бы в процессе образования Земли не происходило интенсивных теплопотерь через земную поверхность, то ее средняя температура могла бы подняться до 30 000 °С и земное вещество полностью испарилось бы. В действительности же, как мы знаем (иначе не было бы и нас самих), такого интенсивного разогрева земных недр не возникло. Объясняется это тем, что формирование нашей планеты происходило в течение достаточно длительного промежутка времени – порядка 100 млн лет, а энергия ударов планетезималей выделялась только в приповерхностных слоях растущей Земли и поэтому быстро терялась с тепловым излучением планеты. Более того, судя по геологическим данным (вернее, по их отсутствию), первичный разогрев Земли тогда был не очень существенным. В противном случае в молодой Земле неизбежно начали бы выплавляться дифференцированные магматические породы типа лунных анортозитов или базальтов, а они, как более легкие, должны были бы сохраниться и до наших дней. Однако, несмотря на активные поиски геологами многих стран таких древних пород (возрастом более 4 млрд лет), они нигде так и не были найдены.

Как уже отмечалось в гл. 3, первичный разогрев Земли скорее всего действительно был не очень большим. По расчетам В.С. Сафронова, максимальная температура 1600–1800 К тогда существовала на глубинах около 800–1000 км. Следует, правда, отметить,

что все определения начальной температуры молодой Земли весьма приближенные, так как решение этой задачи зависит от трудноопределимых закономерностей и параметров. Например, от продолжительности процесса аккреции Земли, от закона распределения размеров метеоритных тел и планетезималей, выпадавших на Протоземлю, от доли энергии их ударов, переходившей в тепло, и т.д.

Тем не менее уточнить значение начального теплозапаса молодой Земли все-таки оказывается возможным, если учесть, что первые расплавы в земных недрах появились только через 600 млн лет после ее образования, т.е. около 4 млрд лет назад. Это подтверждается как находками на Земле базальтов возрастом 3,8 млрд лет (Мурбат, 1973), так и четко отмечается началом базальтового магматизма на Луне около 4,0 млрд лет назад (см. раздел 3.4). Действительно, как показывают расчеты, за первые 600 млн лет жизни Земли в ее недрах выделилось приблизительно $1,16 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной и $2,04 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии (см. разделы 5.2 и 5.3). Следовательно, кривая распределения температуры в Земле около 4,0 млрд лет назад (т.е. перед началом архея) должна была “касаться” кривой плавления земного вещества на уровнях верхней мантии (см. рис. 4.1). Отсюда уже легко рассчитать как начальное положение кривой распределения температуры в молодой Земле (см. рис. 3.8 и табл. 3.1), так и ее начальный теплозапас, оказавшийся равным $7,12 \cdot 10^{37}$ эрг. Для сравнения отметим, что теплосодержание современной Земли существенно большее – около $15,9 \cdot 10^{37}$ эрг. Из этого видно, что за время существования Земля существенно прогрелась (в среднем на 1650°C) и более чем вдвое увеличила свой теплозапас.

Это значит, что при отсутствии процесса дифференциации земного вещества и среднем значении коэффициента объемного теплового расширения этого вещества, равном $3 \cdot 10^{-5}$ 1/К, Земля должна была бы расшириться с увеличением ее радиуса приблизительно на 120 км. Однако в процессе дифференциации земного вещества и образования земного ядра радиус Земли должен был уменьшиться. Учитывая сокращение мольного объема эвтектического сплава Fe-FeO при высоких давлениях, равного, по данным Отани, Рингвуда и Хайбберсона (Ohtani et al., 1984) $\Delta V = 3,8 \text{ см}^3/\text{моль}$, можно определить, что при образовании земного ядра современного размера радиус первичной Земли должен был сократиться приблизительно на 116 км, т.е. примерно на ту же величину. Это позволяет в первом приближении считать радиус Земли неизменным в течение всей истории ее геологического развития. Этот вывод позволяет также при расчете потенциальной энергии Земли, а следовательно, и энергии ее гравитационной дифференциации, не учитывать тепловые эффекты расширения или сжатия нашей планеты.

Сколько же Земля потеряла тепла в процессе своего образования? Для ответа на этот вопрос надо из тепловой доли энергии аккреции Земли ($20,0 \cdot 10^{38}$ эрг) вычесть ее начальный теплозапас ($0,712 \cdot 10^{38}$ эрг). В этом случае можно определить, что в процессе образования Земля потеряла с тепловым излучением приблизительно $19,29 \cdot 10^{38}$ эрг. Поскольку формирование Земли происходило за время порядка 100 млн лет, то это означает, что средний суммарный тепловой поток тогда достигал $6,11 \cdot 10^{23}$ эрг/с и приблизительно в 1420 раз превышал современный тепловой поток через поверхность Земли, равный $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Для сравнения отметим, что падающий на Землю поток солнечной энергии в настоящее время превышает глубинный тепловой поток приблизительно в 4000 раз.

Энергия аккреции выделялась только во время роста Земли. На планетной же стадии ее развития самым главным источником эндогенной энергии становится процесс гравитационной дифференциации земного вещества на плотное окисно-железное ядро и более легкую остаточную силикатную оболочку – земную мантию. Численно энергия гравитационной дифференциации равна разности между потенциальной энергией однородной первичной Земли и ее современной потенциальной энергией.

Значение потенциальной энергии первичной Земли равно $-23,249 \cdot 10^{38}$ эрг (напомним, что потенциальная энергия отрицательная по определению). Потенциальная же энергия современной Земли определяется интегрированием соответствующих уравнений состояния вещества, в которые подставляется современное распределение плотности в земных недрах. Таким путем можно определить, что потенциальная энергия современной Земли оказывается равной $-24,933 \cdot 10^{38}$ эрг. Следовательно, согласно определению, полная энергия гравитационной дифференциации Земли равна $1,684 \cdot 10^{38}$ эрг.

Найденное значение энергии гравитационной дифференциации Земли огромно и существенно превышает суммарное выделение в ее недрах всех остальных видов энергии. Большая часть этой энергии, около $1,264 \cdot 10^{38}$ эрг, переходит сначала в кинетическую энергию конвективных движений мантийного вещества, а затем и в тепло. Но заметная ее часть, около $0,42 \cdot 10^{38}$ эрг, расходуется на дополнительное сжатие земных недр, возникающее благодаря концентрации плотных фаз (железа и его эвтектического сплава с окисью железа) в центральных зонах Земли (в земном ядре).

Во время образования земного ядра в конце архея произошло радикальное перераспределение плотных масс в недрах Земли. Действительно, в позднем архее тяжелые массы расплавленного железа и его окислов из зоны дифференциации широкого (к тому времени) кольцевого пояса Земли переместились в ее центральные области (см. рис. 4.3). При этом резко изменилось распределение плотности в разрезах Земли непосредственно до и после образования земного ядра, как это изображено на рис. 5.1. Соответственно этому изменилась и потенциальная энергия Земли: до образования ядра она равнялась $-23,62 \cdot 10^{38}$ эрг, после же образования земного ядра она снизилась до $-24,31 \cdot 10^{38}$ эрг. Следовательно, процесс образования земного ядра с учетом энергии произошедшего при этом дополнительного сжатия Земли $1,403 \cdot 10^{38}$ эрг сопровождался выделением около $5,52 \cdot 10^{37}$ эрг. Половина этой энергии перешла в кинетическую энергию гравитационной дифференциации Земли, а другая половина – около $2,76 \cdot 10^{37}$ эрг – ушла на увеличение теплового запаса Земли.

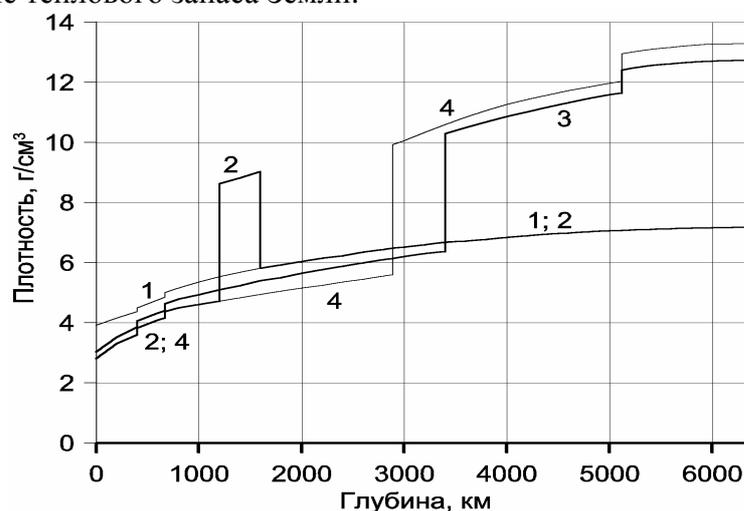


Рис. 5.1. Распределение плотности в Земле: 1 – в первичной Земле; 2 – в позднем архее непосредственно перед образованием земного ядра; 3 – после образования ядра в самом конце архея; 4 – в современной Земле

Для определения основных закономерностей выделения гравитационной энергии одним из важнейших вопросов является определение времени начала процесса формирования земного ядра. Во многих гипотезах происхождения и развития Земли, как уже отмечалось в предыдущей главе, постулируется раннее образование земного ядра. Однако там же приведен ряд геологических и геохимических данных, по нашему мнению однозначно показывающих, что такого процесса ранее 4,0 млрд лет назад в Земле не

происходило. Более того, анализируя совместное развитие системы Земля–Луна, мы старались показать, что 4,0 млрд лет назад процесс выделения земного ядра еще только начался. Однако наиболее убедительными аргументами в этом вопросе являются отношения изотопов свинца, которые также кратко рассмотрели в предыдущих разделах и в ряде специальных статей (Сорохтин, 1999).

Очевидно, что энергия гравитационной дифференциации Земли могла выделяться только после начала плавления земного вещества. Такое событие скорее всего произошло только около 4,0 млрд лет назад, когда в экваториальной зоне верхней мантии Земли на глубинах около 200–400 км впервые сформировался расплавленный слой земного вещества – астеносфера. Этот момент в истории Земли, как мы видели, четко маркируется началом базальтового магматизма на Луне. Поскольку фронту зонного плавления земного вещества требовалось некоторое время для того, чтобы подняться с глубины своего зарождения на поверхность, то с некоторым опозданием (около 100–200 млн лет) этот же момент отмечается выплавлением наидревнейших пород земной коры. Поэтому и в описываемой модели эволюции Земли принято, что *выделение энергии гравитационной дифференциации Земли началось приблизительно через 600 млн лет после ее образования* (т.е. в момент возникновения в верхней мантии астеносферы) и первоначально было связано с сепарацией расплавов металлического железа от силикатов земного вещества.

При оценке тектонической активности Земли определяющее значение для нас имеет только кинетическая (тепловая) часть энергии гравитационной дифференциации земных недр. Выделение этой энергии не оставалось постоянным на протяжении геологической истории развития Земли, а менялось со временем. В первом приближении скорость генерации энергии гравитационной дифференциации Земли оказывается пропорциональной скорости выделения из земного вещества массы тяжелой фракции, т.е. “ядерного” вещества, опустившегося затем в ядро Земли. Масса же выделившегося к данному моменту времени “ядерного” вещества определяется эволюционным параметром Земли x , определение которого было дано в разделе 4.4. Во втором приближении надо дополнительно учитывать еще и кинетическую энергию образования земного ядра $5,52 \cdot 10^{37}$ эрг, выделившуюся в конце архея. По-видимому, формирование ядра в позднем архее происходило в режиме постепенного ускорения процесса (например, по экспоненциальному закону) и в общей сложности скорее всего заняло около 400 млн лет. Учитывая приведенные соображения и результаты расчетов, теперь можно определить и саму зависимость от времени процесса выделения кинетической энергии гравитационной (химико-плотностной) дифференциации Земли (рис. 5.2).

Скорость же выделения гравитационной энергии, во многом определяющую тектоническую активность Земли, теперь легко найти дифференцированием кривой, изображенной на рис. 5.2. Результаты такого дифференцирования показаны на рис. 5.3. Как видно из этого графика, всего до нашего времени в Земле выделилось около $16,84 \cdot 10^{37}$ эрг гравитационной энергии, из которой $4,2 \cdot 10^{37}$ эрг ушло на дополнительное сжатие Земли, а энергия гравитационной дифференциации, перешедшая в кинетическую энергию конвективных течений и тепло, приблизительно равна $12,64 \cdot 10^{37}$ эрг.

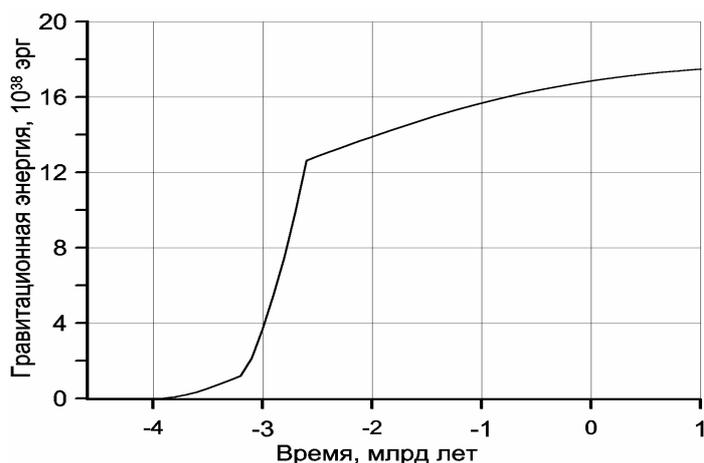


Рис. 5.2. Зависимость от времени выделившейся энергии гравитационной дифференциации Земли (ее тепловая составляющая)

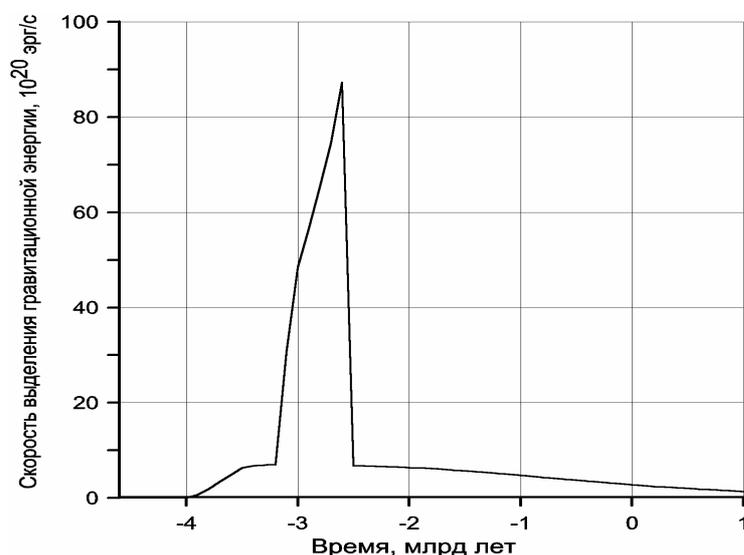


Рис. 5.3. Скорость выделения энергии гравитационной дифференциации Земли, 10^{20} эрг/с

Как видно из приведенных графиков, выделение энергии гравитационной дифференциации Земли началось достаточно резко около 4 млрд лет назад. В раннем архее выделялось в виде тепла примерно до $7 \cdot 10^{20}$ эрг/с гравитационной энергии, или почти в 2,5 раза больше, чем сейчас (около $2,77 \cdot 10^{20}$ эрг/с). После некоторого снижения скорости выделения гравитационной энергии в среднем архее в позднем архее, после перехода процесса дифференциации от сепарации металлического железа к выделению эвтектических расплавов Fe-FeO и особенно после начала процесса выделения земного ядра, вновь произошел существенный всплеск выделения гравитационной энергии. На этот раз скорость ее выделения (в среднем за поздний архей) уже приблизительно в 20 раз превышала современный уровень. В своем же пике, около 2,6 млрд лет назад, она достигала $87,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с, или почти в 32 раза превышала современный уровень выделения гравитационной энергии. В это время, как уже отмечалось, происходили катастрофические события формирования у Земли настоящего плотного ядра (см. раздел 4.2).

Обращает на себя внимание, что максимум скорости выделения энергии гравитационной дифференциации земного вещества совпадает с уникальной эпохой позднего архея, когда, судя по геологическим данным, и тектоническая активность Земли была наибольшей. Причем максимум выделения этой энергии приходится на конец архея

– на время проявления наиболее выдающейся тектонической эпохи кеноранского (беломорского) диастрофизма. При этом не следует забывать, что в раннем архее гравитационная энергия выделялась только в узком приэкваториальном поясе тектонической активности Земли. Поэтому ее удельное значение в масштабах всей планеты в целом оставалось сравнительно скромным, хотя в пересчете на площадь этого пояса она оказывается во много раз более высокой (см. раздел 5.5).

После выделения земного ядра в конце архея, скорость генерации гравитационной энергии в раннем протерозое резко и значительно снизилась приблизительно до $6,8 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Дальнейший процесс гравитационной дифференциации Земли протекал значительно спокойнее, постепенно снижаясь до современного уровня выделения энергии – около $2,8 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Продолжится затухание этого процесса и в будущем.

Отметим, что изображенные на рис. 5.2 и 5.3 графики определяют собой только осредненные показатели энерговыделения. В реальных же условиях в связи с нестационарностью гравитационной конвекции в земной мантии, а следовательно, и процессов гравитационной дифференциации Земли график скорости энерговыделения на рис. 5.3 оказывается сложнее: на него как бы накладывается колебательный процесс циклических перестроек, отвечающих тектоническим циклам. Однако возможная амплитуда таких осложняющих модуляций графика, вероятно, не очень велика.

5.2. Содержание радиоактивных элементов в Земле и энергия их распада

История становления идеи о радиогенных источниках тепла в Земле показательна и поучительна. Во-первых, она сыграла важную роль в критике и отходе геологов от бывшей когда-то очень популярной контракционной гипотезы Эли де Бомона, доминировавшей в науках о Земле почти целое столетие и дожившей до 30-х годов XX в. Напомним, что, согласно представлениям этой гипотезы, основанной на идеях Канта и Лапласа о “горячем” происхождении планет Солнечной системы, Земля образовалась из первозданно газообразного облака, а затем, после его сгущения, из перегретой огненно-жидкой магмы. По мере остывания Земля покрывалась все более толстой корой и сжималась, сокращаясь в поперечных размерах (происходила ее контракция). По представлениям сторонников этой гипотезы, такое сжатие (подобно усыхающему яблоку) приводило к возникновению морщин на поверхности земной коры, чем объяснялось образование складчатых (горных) поясов Земли и возникновение землетрясений. Прорывы же подкоровой магмы наружу создавали вулканы, а ее внедрения в земную кору формировали гранитные плутоны.

После открытия Беккерелем в 1896 г. явления радиоактивности, было выяснено, что в земной коре сосредоточено так много радиоактивных элементов, что если бы их столько же было и в земных недрах, то радиогенной энергии оказалось бы более чем достаточно для расплавления всей Земли и без привлечения гипотезы Канта–Лапласа об изначально горячем происхождении планет. Это открытие и его приложение к Земле, по-видимому, впервые высказанное Рэлеем еще в 1906 г., в корне подорвало старые представления о происхождении Земли и природе развивающихся в ней геологических процессов. Несколько позже радиогенно-изотопные методы определения возрастов горных пород опровергли прежние представления о сравнительно молодом возрасте Земли. Стало ясно, что продолжительность жизни нашей планеты исчисляется не десятками миллионов, как еще думали на рубеже XIX и XX вв., а миллиардами лет. Это окончательно подорвало престиж космогонической гипотезы Канта–Лапласа, поскольку с ее позиций и определенных ранее тепловых потоков через земную поверхность возраст Земли не превышал 100 млн лет.

Все это стимулировало разработку новых идей в планетологии, геофизике, геологии, тектонике и других смежных разделах наук о Земле. В частности, так произошло и с разработкой современной гипотезы О.Ю. Шмидта о “холодном”

происхождении Земли и других планет Солнечной системы, о чем мы уже говорили в предыдущей главе. При этом одной из причин ее появления на свет, несомненно, являлось открытие нового и мощного источника радиогенной энергии, способного не только привести к расплавлению земных недр (причем без привлечения концепции “горячего” происхождения планет), но и полностью обеспечить тектоническую активность Земли.

Все эти положительные моменты радиогенной гипотезы, безусловно, сыграли важную роль в прогрессе и развитии современной геологии. Однако и у нее были свои трудности и даже крупные издержки. В частности, при оценке мощности радиогенного источника энергии в Земле всегда оставалась полная неясность с концентрацией радиоактивных элементов в земной мантии. Эта проблема решалась в соответствии с геологическим мировоззрением ученых. Но поскольку большинство геологов и геофизиков были полностью привержены радиогенной гипотезе разогрева земных недр, то и концентрация радиоактивных элементов в мантии Земли обычно определялась по условию равенства генерируемого ими тепла со средним значением теплового потока через земную поверхность. Однако при такой методологии исследования автоматически и полностью исключались из рассмотрения все остальные возможные источники эндогенной энергии в Земле, а они могли быть большими и в сумме значительно превышать реальный вклад радиогенного тепла в энергетический баланс нашей планеты. В конце концов так оно и оказалось. Более детальные оценки показали, что за время жизни Земли в ее недрах выделилось приблизительно в шесть раз больше энергии, чем радиогенного тепла. Но такое забвение остальными более мощными источниками эндогенной энергии, безусловно, не могло не сыграть отрицательную роль в развитии современной геологической теории, задержав ее развитие на многие годы. В этом-то и заключался главный недостаток чрезмерного увлечения радиогенной гипотезой.

Наиболее слабым местом радиогенной гипотезы и одновременно самым сложным в методологическом отношении вопросом является определение содержания радиоактивных элементов в недоступных для прямого эксперимента глубинах мантии. При этом основное внимание уделяется только наиболее энергоемким и долгоживущим изотопам радиоактивных элементов, характеризующимся периодами полураспада, соизмеримыми с возрастом самой Земли. К таким изотопам относятся уран с атомными весами 235 и 238, торий 232 и калий 40 (^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K).

Оценивая содержание радиоактивных элементов в Земле, обычно учитывается, что рассматриваемые изотопы относятся к литофильным химическим элементам, преимущественно концентрирующимся в легких алюмосиликатах. Это свойство радиоактивных элементов при дифференциации земного вещества определяет направленность их миграции в те места, где возникают наибольшие концентрации алюмосиликатов с повышенными содержаниями кремнезема (SiO_2), глинозема (Al_2O_3) и щелочей (Li, Na, K, Rb и др.), т.е. в континентальную кору. Значительно меньше этих элементов должно быть в бедных алюминием, но богатых магнием плотных ультраосновных породах мантии, и они практически совсем должны отсутствовать в ядре Земли (об этом, в частности, свидетельствуют составы железных метеоритов и их сульфидной фазы – троилита).

Обычно концентрация радиоактивных элементов в земной коре оценивается по их содержанию в наиболее распространенных породах коры, а в мантии – по аналогии с их концентрацией в хондритовых метеоритах (Birch, 1958; MacDonald, 1965) или в ультраосновных породах (Tilton, Read, 1963; Любимова, 1968). Однако такой подход не приводит к определенным решениям. Это связано с тем, что принимаемые за эталон метеориты могли образоваться в других, чем Земля, частях Солнечной системы с совершенно другими чертами дифференциации протопланетного вещества. Эмпирически это убедительно показал П. Гаст (1975). Второй путь определения радиоактивности мантии по непосредственным измерениям концентрации радиоактивных элементов в

ультраосновных породах Земли тоже осложнен из-за большого разброса экспериментальных данных, особенно по урану и торию.

Неустойчивость прямых определений содержания радиоактивных элементов в мантийных породах, попадающих на поверхность Земли, объясняется тем, что такие породы практически всегда при этом испытывают сильнейшее влияние метаморфогенных факторов, существенно искажающих первичный состав в области редких и рассеянных элементов. Обычно “заражение” ультраосновных пород щелочами происходит одновременно с процессами их гидратации. Тем более это относится к таким рассеянным элементам, как уран и торий. Как показали А.В. Пейве (1969) и его коллеги, а также Р. Колман (1975) и другие специалисты, все офиолитовые покровы, в составе которых присутствуют рассматриваемые ультраосновные породы мантийного происхождения, на самом деле являются фрагментами древней океанической коры, надвинутыми на края континентов. Но формирование океанической коры обычно происходит под толщей океанских вод, насыщенных щелочами и другими растворенными в них элементами, в том числе калием, ураном и торием.

По аналогичным причинам для определения содержаний радиоактивных элементов в мантии нельзя пользоваться данными по составам ксенолитов мантийных пород из кимберлитовых трубок взрыва или из продуктов вулканических извержений в островных дугах. Связано это с тем, что ультраосновные и эцлогитовые ксенолиты кимберлитовых трубок фактически представляют собой осколки раннепротерозойской океанической коры, затянутой по зонам субдукции свекофеннского возраста глубоко под литосферные плиты архейских континентов (Сорохтин и др., 1996). Вулканы же островных дуг и активных окраин континентов сами функционируют только за счет переплавления и глубокой переработки пододвигаемой под них океанической коры. С большой осторожностью также следует подходить и к отбору для анализов ультраосновных ксенолитов из океанических вулканов гавайского типа, поскольку многие среди таких образцов имеют кумулятивное происхождение и возникают на уровнях существования промежуточных магматических очагов. Кроме того, магматические расплавы в таких вулканах часто оказываются контаминированными морскими водами, проникающими в горячую зону по напластованиям лавовых покровов стратовулканов.

Определение “наиболее вероятных” концентраций радиоактивных элементов в Земле только по эмпирическим данным в такой ситуации провести невозможно, и приходится прибегать к косвенным методам. Например, можно было бы вначале определить содержание в Земле наиболее распространенного из радиоактивных элементов – калия, а затем по отношениям K/U и K/Th определить концентрации урана и тория. Однако и этот путь недостаточно надежен, поскольку определение этих отношений в мантийных породах приводит к слишком большим разбросам данных.

Для уменьшения неопределенности расчетов при определении содержаний радиоактивных элементов в континентальной коре можно воспользоваться ограничением, накладываемым на возможную концентрацию этих элементов в коре по значению среднего теплового потока через континенты, приблизительно равного $1,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (Sclater et al., 1981). Суммарный тепловой поток через континенты складывается из двух частей – из радиогенного и мантийного (глубинного) потоков. Мантийный поток на докембрийских платформах возрастом более 1,8 млрд лет, составляющих по площади около 75% всех континентов, практически стационарен и примерно равен $0,33 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. У молодых платформ моложе 1,8 млрд лет мантийный тепловой поток должен зависеть от их возраста, но в среднем приблизительно равен $0,43 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а средний глубинный тепловой поток по всем континентам равен $0,35 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. В этом случае на долю среднего радиогенного теплового потока остается $(1,41 - 0,35) \cdot 10^{-6} = 1,06 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Тогда суммарный радиогенный тепловой поток через всю континентальную

кору площадью около $2,04 \cdot 10^{18}$ см² оказывается равным $0,91 \cdot 10^{20}$ эрг/с, что составляет примерно 21% общих теплопотерь Земли, приблизительно равных $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

Судя по работам С. Тейлора (Taylor, 1964), П. Гаста (1975), А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1978), среднюю концентрацию калия в континентальной коре разумно принять равной 2%. Примем также, что $^{40}\text{K}/(^{39}\text{K} + ^{41}\text{K}) = 1,167 \cdot 10^{-4}$ (Фор, 1989). Следовательно, при общей массе коры $2,25 \cdot 10^{25}$ г в ней содержится $4,5 \cdot 10^{23}$ г калия и $5,24 \cdot 10^{19}$ г радиоактивного изотопа ^{40}K .

Для проведения энергетических расчетов примем удельные значения энерговыделения радиоактивных изотопов равными: $^{40}\text{K} = 0,279$; $^{238}\text{U} = 0,937$; $^{235}\text{U} = 5,69$; $^{232}\text{Th} = 0,269$ эрг/г·с. Тогда часть радиогенного теплового потока, связанная с распадом радиоактивного изотопа калия, оказывается равной $0,146 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Примем теперь, что в континентальной коре среднее отношение $\text{Th}/\text{U} \approx 4$, откуда по суммарной скорости генерации радиогенной энергии в коре ($0,91 \cdot 10^{20}$ эрг/с) можно определить содержание урана $\text{U} = 0,367 \cdot 10^{20}$ г и тория $\text{Th} = 1,52 \cdot 10^{20}$ г; в этом случае отношение $\text{K}/\text{U} \approx 1,2 \cdot 10^4$ и $\text{K}/\text{Th} \approx 3,0 \cdot 10^3$.

Определить содержания радиоактивных элементов в мантии можно только косвенными методами. Один из таких косвенных способов определения содержания калия в мантии предложили независимо друг от друга П. Гаст (Gast, 1968) и П. Харли (Hurley, 1968). По их мнению, содержание в Земле радиоактивного изотопа калия ^{40}K (а следовательно, и всего калия) может быть найдено по концентрации в атмосфере радиогенного изотопа аргона ^{40}Ar , попадающего в эту геосферу при переходе калия из мантии в земную кору. При этом П. Гаст считал, что подвижность калия такая же, как и рубидия, а последнюю можно определить по стронциевым отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в коровых и мантийных породах. Пользуясь этим методом, П. Гаст пришел к выводу, что концентрация калия в мантии исключительно низкая – около $6,5 \cdot 10^{-5}$. В наших работах (Сорохтин, 1977; Сорохтин, Ушаков, 1991) этот метод был усовершенствован использованием эволюционной модели Земли и сравнением изотопных отношений радиогенных элементов в земных и лунных базальтах. В результате было определено, что наиболее вероятная концентрация калия в мантии приблизительно вдвое выше, чем это определил П. Гаст, и достигает 0,012%. Следовательно, в современной мантии содержится $4,81 \cdot 10^{23}$ г калия и $5,62 \cdot 10^{19}$ г его радиоактивного изотопа ^{40}K , а всего в Земле соответственно $9,31 \cdot 10^{23}$ и $1,086 \cdot 10^{20}$ г.

Для сравнения напомним, что, по А.П. Виноградову (1962), в мантийных породах содержится около 0,03% калия; по Г. Тилтону и Г. Риду (Tilton, Read, 1963) – 0,01; по А. Рингвуду (1981, 1982) – 0,03; по С. Тейлору (Taylor, 1979) – 0,015 и по П. Гасту (1975) – менее 0,01%. Как видно, наше определение оказывается близким к среднему из этих оценок.

Оценку содержания в мантии урана и тория можно выполнить только косвенными методами, например исходя из калий-урановых и калий-ториевых отношений. Обычно относительно тугоплавкие элементы (уран и торий) концентрируются в континентальной коре в заметно большей степени, чем щелочные металлы (Гаст, 1975). Поэтому следует ожидать, что в современной мантии калий-урановое и калий-ториевое отношения будут выше, чем в коре. С другой стороны, суммарное содержание в Земле урана и тория должно превышать их массу в континентальной коре. Отсюда можно найти пределы содержания этих элементов в Земле:

$$\begin{aligned} 3,76 \cdot 10^{19} < U_g < 7,76 \cdot 10^{19} \text{ г}, \\ 1,51 \cdot 10^{20} < Th_g < 3,10 \cdot 10^{20} \text{ г}. \end{aligned} \quad (5.1)$$

Приведенные пределы возможных изменений суммарных масс урана и тория в Земле сами по себе не очень велики, но и они в реальных условиях должны быть еще более узкими. Действительно, нижние пределы неравенств (5.1) просто нереальны, так как

из них следует вывод о полном отсутствии U и Th в мантии, что невероятно. Верхние пределы также мало вероятны, поскольку из-за большей подвижности Th и U по сравнению с K в мантии отношения K/Th и K/U должны быть заметно более высокими, а отношение Th/U – более низким, чем в коре. Но даже если пренебречь этими ограничениями и воспользоваться для определения выделяемой в Земле радиогенной энергии правыми пределами приведенных неравенств, то и тогда суммарная теплогенерация этих элементов (вместе с ^{40}K) окажется приблизительно равной $1,89 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т.е. существенно меньшей, чем общие теплопотери Земли $Q \approx 4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Отсюда с неизбежностью следует важный вывод: в недрах нашей планеты должен действовать дополнительный и весьма мощный источник эндогенной энергии, превышающий по мощности $2,41 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Таким источником энергии, как мы уже видели выше, может быть только функционирующий и сейчас процесс гравитационной (химико-плотностной) дифференциации Земли, приводящий к выделению в ее центральных областях плотного окисно-железного ядра и возбуждающий в ее мантии интенсивные конвективные течения.

В наших расчетах, более подробно изложенных в работе (Сорохтин, Ушаков, 1991), мы приняли для мантии $K/U = 4,5 \cdot 10^4$ и $K/Th = 1,7 \cdot 10^4$. Тогда содержание урана в мантии оказывается равным $U_m = 1,05 \cdot 10^{19}$ г, а тория $Th_m = 2,89 \cdot 10^{19}$ г. Вместе с калием эти элементы генерируют в мантии приблизительно $0,34 \cdot 10^{20}$ эрг/с тепловой энергии. Всего же в Земле сейчас выделяется приблизительно $1,25 \cdot 10^{20}$ эрг/с радиогенной энергии.

Как видно из приведенных оценок, в настоящее время основная масса радиоактивных элементов сосредоточена в континентальной коре. Ранее это было четко показано П. Гастом (1975). Однако надо помнить, что более или менее точно определить содержание радиоактивных элементов удастся только в земной коре, тогда как оценка их концентрации в мантии остается весьма приближенной. Тем не менее основной вывод, что в мантии рассеивается значительно меньше радиогенного тепла, чем в земной коре, все-таки можно считать достаточно надежным.

Радиоактивные элементы, выносимые из мантии в земную кору, в большей мере концентрируются в ее верхнем гранитном слое или в осадочной оболочке. Поэтому генерируемое ими тепло сравнительно быстро теряется через земную поверхность и практически не участвует в разогреве глубинных недр Земли. Следовательно, при выявлении источников эндогенной энергии, питающих собой тектоническую активность Земли, особый интерес представляет только та доля радиогенной энергии, которая выделяется в мантии. Как видно из приведенного выше расчета, в настоящее время эта часть радиогенной энергии ($0,34 \cdot 10^{20}$ эрг/с) составляет всего около 8% суммарных теплопотерь Земли ($4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с) или приблизительно 10% от генерируемого в мантии глубинного тепла ($3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с). Однако в прошлые геологические эпохи выделение радиогенной энергии в мантии могло быть более высоким.

Для нахождения этой доли энергии необходимо учитывать, что концентрация радиоактивных элементов в мантии со временем уменьшалась не только благодаря распаду этих элементов, но и за счет их преимущественного перехода в континентальную кору. Поэтому содержание в мантии любого радиоактивного элемента убывало со временем по более сложному закону. В первом приближении можно принять, что переход радиоактивных элементов в континентальную кору происходит пропорционально скорости конвективного массообмена в мантии, а последняя характеризуется удельной скоростью выделения тепловой энергии в мантии.

Учитывая закон распада радиоактивных элементов

$$N_0 = N_t \cdot e^{\lambda \cdot t}, \quad (5.2)$$

где N_0 – первоначальное число атомов радиоактивного элемента; N_t – число атомов по истечении времени t ; λ – постоянная радиоактивного распада, и основные характеристики этих элементов: $^{40}\text{K}/(^{39}\text{K}+^{41}\text{K}) = 1,167 \cdot 10^{-4}$; $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$; $\lambda_{238} = 1,551 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$; $\lambda_{235} =$

$9,849 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{232} = 4,948 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{40} = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, можно оценить начальные массы радиоактивных элементов в Земле в момент ее образования: $^{238}\text{U}_0 = 9,76 \cdot 10^{19} \text{ г}$; $^{235}\text{U}_0 = 3,22 \cdot 10^{19} \text{ г}$; $^{232}\text{Th}_0 = 2,22 \cdot 10^{20} \text{ г}$; $^{40}\text{K}_0 = 1,39 \cdot 10^{21} \text{ г}$. Используя эти и приведенные выше данные о концентрации радиоактивных элементов в континентальной коре, теперь можно определить эволюцию содержаний таких элементов в Земле, мантии и континентальной коре (рис. 5.4, 5.5 и 5.6).

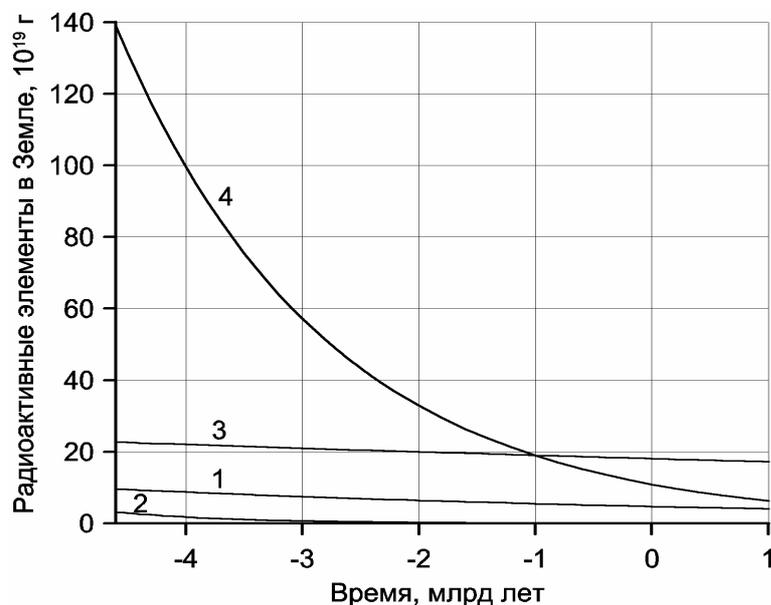


Рис. 5.4. Эволюция содержания радиоактивных элементов в Земле: 1 – ^{238}U ; 2 – ^{235}U ; 3 – ^{232}Th ; 4 – ^{40}K

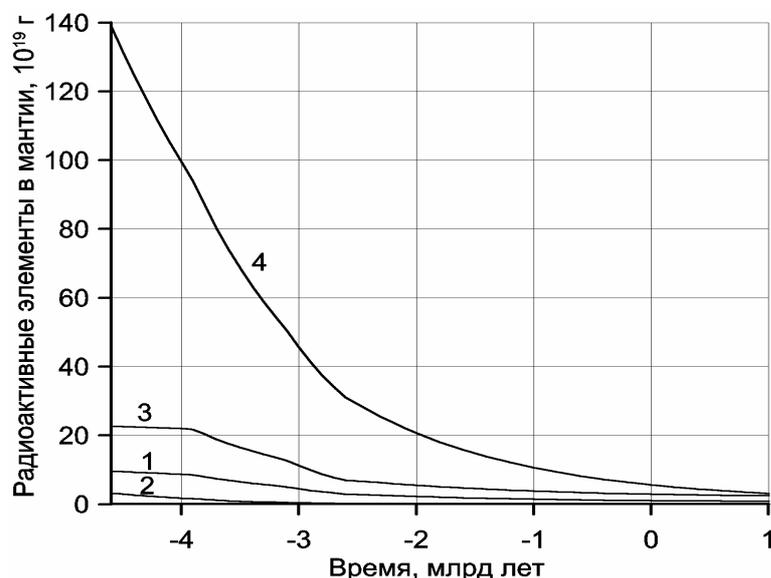


Рис. 5.5. Эволюция содержания радиоактивных элементов в мантии: 1 – ^{238}U ; 2 – ^{235}U ; 3 – ^{232}Th ; 4 – ^{40}K

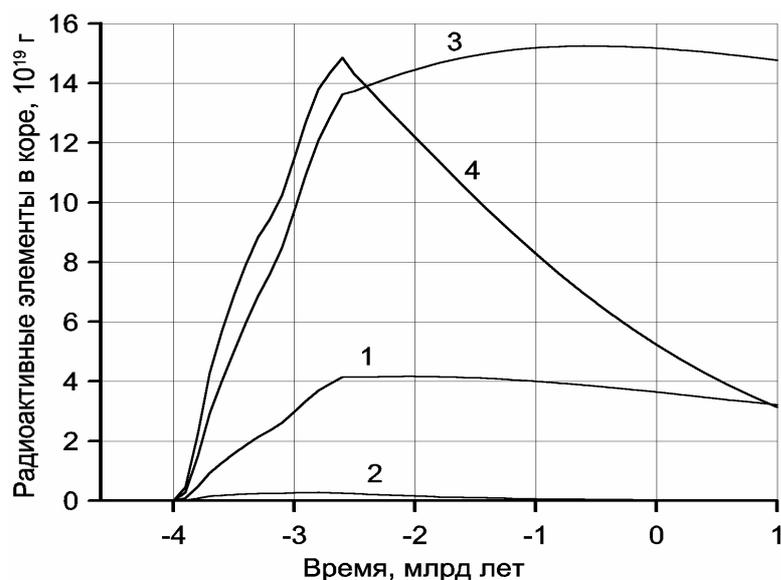


Рис. 5.6. Эволюция содержания радиоактивных элементов в континентальной коре (массы элементов даны в 10^{19} г): 1 – ^{238}U ; 2 – ^{235}U ; 3 – ^{232}Th ; 4 – ^{40}K

Как видно из приведенных графиков, содержание радиоактивных элементов в Земле постепенно снижалось в соответствии со значениями их констант распада. Скорость снижения этих же элементов в мантии оказывается несколько большей, поскольку заметная их часть переходит в континентальную кору. В континентальной же коре архея, когда эта кора формировалась с наибольшей скоростью, а в мантии еще сохранялись относительно высокие концентрации радиоактивных элементов, в коре происходило интенсивное накопление таких элементов. В связи с резким снижением тектонической активности Земли и скорости формирования континентов после образования земного ядра около 2,6 млрд лет назад в протерозое и фанерозое наблюдалась некоторая стабилизация концентраций ^{238}U и ^{232}Th в континентальной коре, тогда как содержания ^{235}U и ^{40}K из-за повышенных значений констант их распада после архея только снижались.

Интересными представляются графики относительных концентраций радиоактивных элементов в мантии и Земле, изображенные на рис. 5.7. За единицу на этих графиках принята концентрация рассматриваемых элементов в первичном земном веществе. Резкое отличие их концентраций в мантии и Земле связано с переходом этих элементов в континентальную кору.

Учитывая приведенные выше параметры рассматриваемых радиоактивных элементов и значения их удельной теплогенерации, можно определить, что в молодой Земле вначале выделялось около $7,18 \cdot 10^{20}$ эрг/с радиогенной энергии. К настоящему времени ее выделение снизилось до $1,25 \cdot 10^{20}$ эрг/с. На рис. 5.8 приведены графики эволюции скорости выделения радиогенной энергии в Земле, мантии и континентальной коре.

Как видно из этих графиков, интенсивность радиогенного энерговыделения в мантии заметно уменьшалась, особенно в архее, поскольку именно в это время радиоактивные элементы с наибольшей скоростью переходили в континентальную кору. В настоящее время выделение радиогенной энергии в мантии не превышает $0,337 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т.е. составляет всего 4,7 % от начального уровня и 8% суммарных теплотерь современной Земли. За все время жизни Земли в ее недрах выделилось около $4,33 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной энергии, причем в катархее за первые 600 млн лет, т.е. еще до начала геологического развития Земли, выделилось приблизительно $1,16 \cdot 10^{37}$ эрг. За весь архей, от 4 до 2,6 млрд лет назад, в Земле выделилось примерно $1,67 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной энергии, из них в мантии $1,35 \cdot 10^{37}$ эрг и в континентальной коре $0,32 \cdot 10^{37}$. За остальное

время геологического развития нашей планеты, т.е. за последние 2,6 млрд лет, в мантии выделилось только $0,6 \cdot 10^{37}$ эрг, или приблизительно 14% радиогенной энергии (рис. 5.9). Всего же в мантии Земли выделилось приблизительно $3,11 \cdot 10^{37}$ эрг, в континентальной коре $1,22 \cdot 10^{37}$ эрг, а в Земле в целом – $4,33 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной энергии.

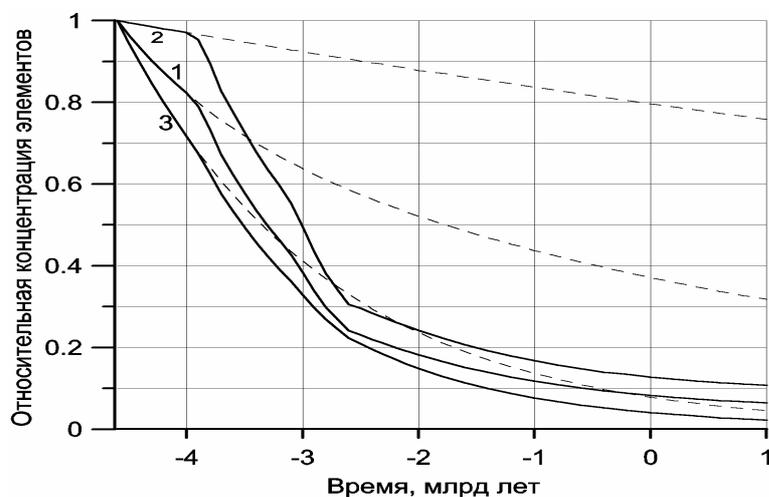


Рис. 5.7. Относительная концентрация радиоактивных элементов в мантии (сплошные линии) и в Земле (пунктирные линии). За единицу принята концентрация рассматриваемых элементов в первичном веществе Земли: 1 – суммарная концентрация ^{238}U и ^{235}U ; 2 – концентрация ^{232}Th ; 3 – концентрация ^{40}K

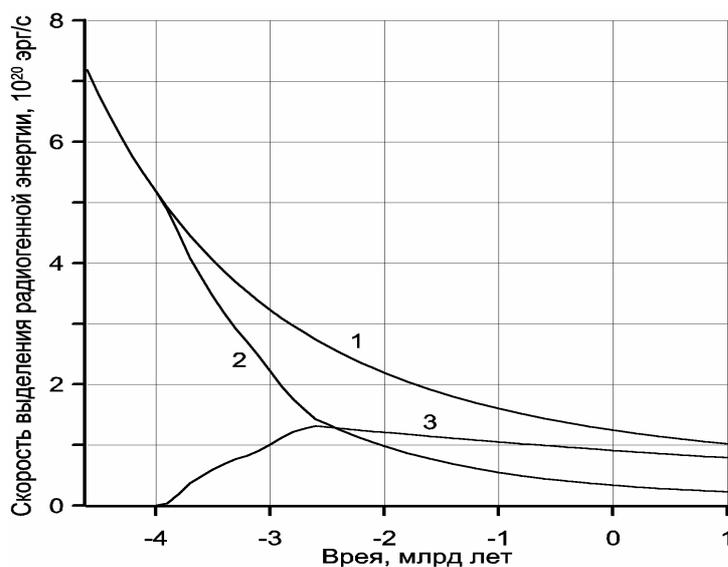


Рис. 5.8. Скорость выделения радиогенной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 – в континентальной коре

Таким образом, приведенные выше оценки, построенные по методологии, независимой от гипотезы исключительно радиогенного разогрева Земли, показывают, что вклад радиоактивных элементов в энергетику Земли оказался значительно более скромным, чем это принималось ранее (а иногда принимается и до сих пор), но все-таки заметным (табл. 5.1).

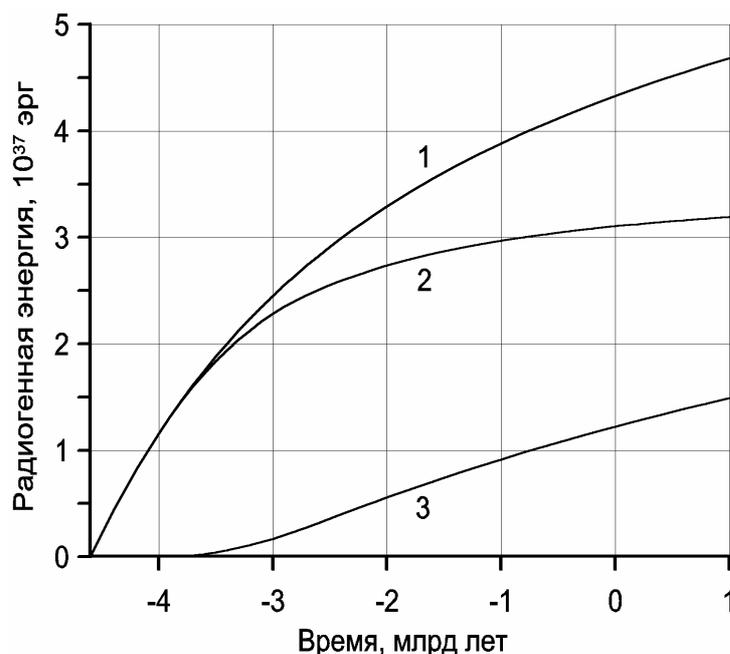


Рис.5.9. Выделение радиогенной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 – в континентальной коре

Т а б л и ц а 5.1

Содержание радиоактивных элементов в Земле

элементы	Континентальная кора, масса $2,25 \cdot 10^{25}$ г		Мантия Земли, масса $4,07 \cdot 10^{27}$ г		Земля в целом, масса $5,98 \cdot 10^{27}$ г	
	содержание элементов	выделяемая энергия, эрг/с	содержание элементов	выделяемая энергия, эрг/с	содержание элементов	выделяемая энергия, эрг/с
^{238}U	$3,64 \cdot 10^{19}$ г	$0,341 \cdot 10^{20}$	$1,047 \cdot 10^{19}$ г	$0,098 \cdot 10^{20}$	$4,69 \cdot 10^{19}$ г	$0,439 \cdot 10^{20}$
^{235}U	$0,026 \cdot 10^{19}$ г	$0,015 \cdot 10^{20}$	$0,008 \cdot 10^{19}$ г	$0,004 \cdot 10^{20}$	$0,034 \cdot 10^{19}$ г	$0,02 \cdot 10^{20}$
^{232}Th	$15,18 \cdot 10^{19}$ г	$0,408 \cdot 10^{20}$	$2,89 \cdot 10^{19}$ г	$0,078 \cdot 10^{20}$	$18,07 \cdot 10^{19}$ г	$0,486 \cdot 10^{20}$
^{40}K	$5,24 \cdot 10^{19}$ г	$0,146 \cdot 10^{20}$	$5,62 \cdot 10^{19}$ г	$0,157 \cdot 10^{20}$	$10,86 \cdot 10^{19}$ г	$0,303 \cdot 10^{20}$
K/U	$1,23 \cdot 10^4$	–	$4,6 \cdot 10^4$	–	$1,98 \cdot 10^4$	–
K/Th	$3 \cdot 10^3$	–	$1,67 \cdot 10^4$	–	$5,16 \cdot 10^3$	–
Th/U	4	–	2,74	–	3,83	–
Σ	–	$0,91 \cdot 10^{20}$	–	$0,337 \cdot 10^{20}$	–	$1,248 \cdot 10^{20}$

5.3. Энергия приливного торможения Земли

Как известно, в системе планеты со спутником, объединенных между собой гравитационно-приливными связями, суммарный момент количества движения остается неизменным, хотя при этом и происходят перераспределения моментов между планетой и спутником. Однако такие изменения возникают только под влиянием выделения и рассеяния первоначально запасенной в системе кинетической энергии.

Поскольку после образования Луны угловая скорость осевого вращения Земли всегда превышала угловую скорость орбитального движения Луны, то диссипация приливной энергии в теле Земли приводила только к уменьшению такой скорости и у планеты и у спутника, откуда, согласно третьему закону Кеплера, следует, что расстояние между Луной и Землей постоянно увеличивалось (см. раздел 3.4). При этом происходившие изменения рассматриваемых параметров системы существенно зависели от скорости диссипации приливной энергии в теле Земли.

В настоящее время большая часть приливной энергии выделяется в мелководных морях и значительно меньшая – в глубоких океанах и астеносфере Земли. По оценкам Г. Макдональда (1975), скорость выделения приливной энергии в настоящее время

приблизительно равна $0,25 \cdot 10^{20}$ эрг/с, причем около $2/3$ приливной энергии диссипирует в мелководных морях благодаря трению интенсивных придонных приливных течений о морское дно. По нашим определениям, сейчас в Земле рассеивается приблизительно $0,287 \cdot 10^{20}$ эрг/с приливной энергии, а в мантии – только $0,018 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как в гидросфере – около $0,269 \cdot 10^{20}$ эрг/с, или 94% от всей приливной энергии. Поскольку современный суммарный тепловой поток через поверхность Земли достигает приблизительно $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с (см. раздел 2.1), то получается, что в настоящее время доля приливной энергии, рассеиваемой в “твёрдой” Земле, не превышает 0,5% от полной энергии, генерируемой в ее недрах. Отсюда видно, что лунные приливы теперь играют скромную роль в питании тектонической активности Земли, хотя сами приливные деформации литосферной оболочки, достигающие по амплитуде нескольких десятков сантиметров, в некоторых случаях, по-видимому, могут выступать в качестве “спусковых механизмов” землетрясений. Тем более незначительны влияния на тектонику Земли солнечных приливов, эффект которых не превышает 20% от воздействия лунных приливов.

Однако если амплитуда солнечных приливов всегда была незначительной, то воздействия лунных приливов в прошлые геологические эпохи были значительно бóльшими. Теория приливов показывает, что интенсивность таких воздействий обратно пропорциональна шестой степени расстояния между планетами (Макдональд, 1975; Рускол, 1975). Отсюда следует, что в далекие геологические времена, когда Луна располагалась значительно ближе к Земле, ее приливные воздействия на нашу планету были значительно сильнее. Более того, можно ожидать, что на самых ранних этапах развития Земли, когда Луна еще располагалась вблизи предела Роша, амплитуда лунных приливов достигала 1,5 км, а приливная энергия превалировала над всеми остальными источниками эндогенной энергии и поэтому во многом определяла собой тектоническое развитие Земли.

Известно (Макдональд, 1975; Рускол, 1975), что выделяемое за счет приливных деформаций тепло черпается из кинетической энергии осевого вращения Земли. В настоящее время эта энергия сравнительно невелика и равна $0,214 \cdot 10^{37}$ эрг, но вначале эволюционного пути системы Земля–Луна, около $4,6 \cdot 10^9$ лет назад, была значительно бóльшей и достигала $4,019 \cdot 10^{37}$ эрг. Часть этой энергии, выделяющейся в процессе замедления вращения Земли, тратится на увеличение энергии орбитального движения Луны, а часть диссипирует в самой Земле. Учитывая, что в момент образования Луны ее расстояние от Земли составляло $1,72 \cdot 10^9$ см (см. раздел 3.4), можно определить исходную орбитальную энергию Луны: она была равной $-8,54 \cdot 10^{36}$ эрг. Заметим, что энергия орбитального движения Луны по определению потенциальная энергия и поэтому меньше нуля (т.е. отрицательная). К настоящему времени расстояние между центрами тяжести Земли и Луны увеличилось до $3,844 \cdot 10^{10}$ см, соответственно возросла и орбитальная энергия Луны до $-0,38 \cdot 10^{36}$ эрг. Таким образом, за время жизни системы Земля–Луна, т.е. за $4,6 \cdot 10^9$ лет, кинетическая энергия вращения Земли уменьшилась на $3,84 \cdot 10^{37}$ эрг, а кинетическая энергия орбитального движения Луны, наоборот, возросла на $0,76 \cdot 10^{37}$ эрг. Следовательно, за это же время в Земле диссипировало и превратилось в тепло $3,84 \cdot 10^{37} - 0,76 \cdot 10^{37} = 3,08 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии.

Для нахождения основных закономерностей выделения в Земле приливной энергии следует использовать зависимость расстояния между центрами тяжести Земли и Луны от времени и воспользоваться основными уравнениями движения планет, позволяющими определить связь между угловой скоростью вращения Земли и этим же расстоянием. В результате оказывается, что скорость выделения приливной энергии в Земле пропорциональна разности угловых скоростей осевого вращения Земли и Луны, обратно пропорциональна фактору добротности Земли и шестой степени расстояния между планетой и спутником. В этой сложной функции связь приливной энергии со временем

определяется через зависимость от времени расстояния между Землей и Луной, рассмотренной в разделе 3.4 (см. рис. 3.4). Остальные параметры постоянны или задаются принятой моделью эволюции Земли. В предыдущей главе было показано, что фактор приливной добротности Земли существенно менялся со временем на протяжении всей истории развития нашей планеты. На основании анализа геологического материала и условия равенства возрастов Земли и Луны была обоснована приближенная модель изменений этого фактора со временем (см. раздел 3.4). Учитывая эту модель, нами по уравнениям, приведенным в работе (Сорохтин, Ушаков, 1989), были рассчитаны скорость выделения в Земле приливной энергии (рис. 5.10), и ее суммарное значение (рис. 5.11).

Как видно из приведенных графиков, с наибольшей интенсивностью приливная энергия выделялась в Земле в самом начале ее развития. В те далекие времена, сразу после образования Луны около 4,6 млрд лет назад, скорость выделения приливной энергии достигала гигантской величины – приблизительно $5,2 \cdot 10^{24}$ эрг/с, что почти в 13 тысяч раз превышало скорость генерации эндогенной тепловой энергии в современной Земле. Напомним, что высота приливов в “твердой” Земле тогда приближалась к 1,5 км, а сейсмическая активность, вероятно, могла на три порядка превышать ее современный уровень (см. раздел 3.7).

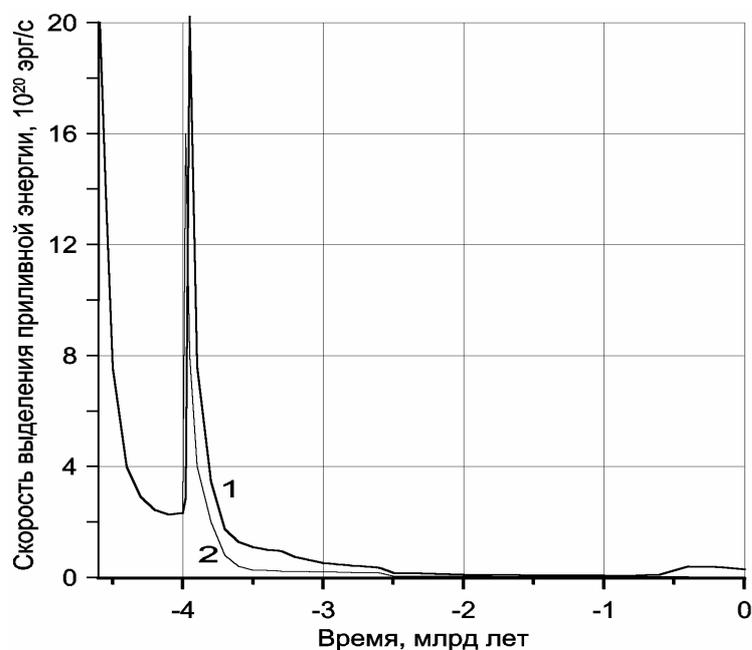


Рис. 5.10. Скорость выделения приливной энергии в Земле: 1 – суммарная скорость выделения энергии в мантии и гидросфере; 2 – выделение энергии мантии

Однако такие экстремальные условия на Земле существовали очень недолго. Уже через 1 млн лет приливная теплогенерация снизилась приблизительно в 100 раз, а еще через 100 млн лет опустилась до уровня $7 \cdot 10^{20}$ эрг/с, превышающего современную суммарную генерацию тепла в Земле всего в два раза. В дальнейшем диссипация приливной энергии продолжала плавно уменьшаться примерно до уровня $1,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с в конце катархея, около 4,0 млрд лет назад.

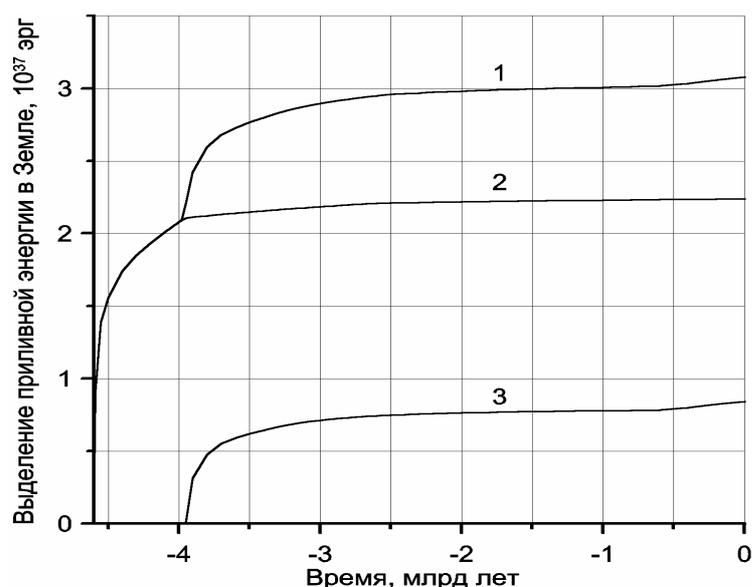


Рис. 5.11. Выделение приливной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 – в гидросфере

Как уже отмечалось, у молодой Земли в катархее еще отсутствовала астеносфера и гидросфера. Поэтому приливная энергия тогда распределялась по телу Земли более равномерно, чем в последующие эпохи, и в соответствии со значениями приливного потенциала в ее недрах. При этом амплитуда приливных деформаций уменьшались с глубиной пропорционально четвертой степени текущего радиуса в разрезе планеты. Отсюда следует, что максимальные приливные деформации в катархее происходили в приповерхностных частях Земли на экваторе и в низких широтах. На широте около 55° они обращались в ноль, на более высоких широтах деформации меняли знак, но становились более слабыми, а на полюсах их переменная составляющая вновь обращалась в ноль. Поэтому большая часть приливной энергии в катархее выделялась в экваториальном кольцевом поясе и в низких широтах на уровнях верхней и средней мантии. В результате в этом поясе Земля в катархее могла дополнительно прогреться приблизительно на $600\text{--}700^\circ\text{C}$.

Второй “тепловой удар” приливного происхождения произошел на рубеже катархей и архей, около 4,0 млрд лет назад сразу же после возникновения на экваторе Земли астеносферы и появления первых мелководных морских бассейнов. Объясняется это тем, что приливные деформации планеты в основном концентрируются в слоях с наименьшими значениями модуля жесткости и вязкости, т.е. в слоях, наиболее легко поддающихся деформациям. После же прогрева Земли в катархее и начала дегазации мантии с образованием гидросферы в раннем архее приливные деформации стали концентрироваться главным образом в мелководных морях низкоширотного кольцевого экваториального пояса и частично в астеносфере верхней мантии под этим же поясом. Выделяющаяся при этом приливная энергия приводила к дополнительному перегреву и расплавлению мантийного вещества, а также к расширению слоя астеносферы. Но это снижало приливную добротность Земли и, следовательно, еще более увеличивало скорость выделения приливной энергии. Амплитуда второго пика приливной энергии в начале архей была значительно меньше раннекатархейского, но все-таки достигала $20 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т.е. была приблизительно в 4,6 раза выше современной суммарной скорости генерации энергии в Земле. Однако эта энергия выделялась в мантии только в начале архей, но после образования гидросферы стала выделяться в основном только в морях того времени. В результате такого лавинообразного выделения приливной энергии вещество верхней мантии в приэкваториальном кольцевом поясе Земли оказалось

расплавленным и в нем запустился новый и наиболее мощный энергетический процесс гравитационной дифференциации земного вещества.

Выделение приливной энергии в позднем архее и тем более в протерозое стало более спокойным. К этому времени на Земле уже появились настоящие океаны, и поэтому большая часть приливной энергии стала рассеиваться в земной гидросфере. Скорость выделения приливной энергии вновь несколько увеличилась только в фанерозое. Однако на этот раз такая активизация приливных взаимодействий с Луной была связана только с эволюцией земной гидросферы – с развитием в эту эпоху первых широких трансгрессий океана на континенты и с формированием мелководных эпиконтинентальных морей, в которых сейчас и расходуется большая часть приливной энергии.

Всего же в катархее за первые 600 млн лет существования Земли выделилось около $2,1 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии приливного происхождения (см. рис. 5.11). За архей, протерозой и фанерозой в Земле выделилось приблизительно $1 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии, из этого количества в гидросфере выделилось около $0,84 \cdot 10^{37}$ эрг, тогда как в мантии Земли – только $0,46 \cdot 10^{37}$ эрг. Всего же с момента образования Луны на околоземной орбите, около 4,6 млрд лет назад, в Земле выделилось приблизительно $3,08 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии, из которых на мантию пришлось около $2,24 \cdot 10^{37}$ эрг (см. рис. 5.11).

Рассмотренная в разделе 3.4 модель изменения со временем эффективной добротности Земли в принципе позволяет приблизительно оценить доли энергии, диссипируемые сейчас в мелководных морях, океанах и мантии. Сейчас фактор приливной добротности Земли равен 13, поэтому можно определить, что в настоящее время в Земле рассеивается около $0,287 \cdot 10^{20}$ эрг/с приливной энергии. Пользуясь теперь условием аддитивности диссипативных функций, находим, что в гидросфере диссипирует около $0,27 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как в мантии – только $0,017 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Следовательно, в настоящее время около 94% приливной энергии рассеивается в гидросфере и только 6% – в земной мантии. Таким образом, доля приливной энергии в эндогенной энергетике Земли сейчас не превышает 0,4%.

Из приведенных расчетов видно, что приливная энергия доминировала только в катархее и в начале архея. Вклад же лунных приливов в общую энергетiku Земли в позднем архее, протерозое и фанерозое оставался скромным и никогда не превышал 1–2%.

5.4. Теплопотери Земли

За время жизни Земли в ее недрах выделилось $16,85 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии гравитационной дифференциации земного вещества, около $4,33 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной энергии и приблизительно $2,24 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии (без учета ее рассеивания в гидросфере Земли), т. е. всего около $23,42 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии. Этого тепла вполне хватило бы для дополнительного разогрева и перегрева Земли почти на 4400 °С. Однако такого перегрева Земли не произошло. Отсюда следует, что большая часть тепла была потеряна Землей с ее тепловым излучением в космическое пространство. В следующем разделе эта доля излученного тепла будет оценена количественно, здесь же мы рассмотрим только современные теплопотери Земли.

К настоящему времени накопилось более 20 тыс. экспериментальных определений теплового потока, измеренных в разных точках земной поверхности. Однако выводиться из них среднее значение потока и по нему определять суммарный поток тепла для всей Земли было бы методически неверным приемом.

Современные теплопотери Земли можно определить только полуэмпирическим, полутеоретическим методом. Это объясняется тем, что значительная часть глубинного теплового потока из мантии выносится с гидротермальными водами. Если на континентах роль гидротермального выноса тепла сравнительно невелика, то вынос тепла океанскими

водами, циркулирующими по трещинам земной коры в океанических рифтовых зонах и на склонах срединно-океанических хребтов, достигает огромных величин. По нашим оценкам, такой вынос тепла может составлять до 23% суммарных теплопотерь Земли (Сорохтин, 1974), однако экспериментально измерять суммарный конвективный тепловой поток пока не удастся. Поэтому при определении теплопотерь Земли, помимо использования эмпирических данных, приходится прибегать и к помощи теоретических оценок конвективной составляющей глубинного теплового потока.

Известно, что океанические литосферные плиты формируются за счет остывания и полной кристаллизации частично расплавленного вещества верхней мантии (Сорохтин, 1973). Непрерывное движение конвейера океанических литосферных плит от рифтовых зон на гребнях срединно-океанических хребтов, где они возникают, к зонам поддвига плит под островными дугами и активными окраинами континентов, где они вновь погружаются в горячую мантию, приводит к тому, что основные теплопотери нашей планеты происходят именно через океаническое дно (Ушаков, Федынский, 1973). При этом роль континентов и континентальных плит в процессе регулирования теплового баланса Земли значительно скромнее и в основном пассивная. Тепловой поток через океаническое дно превышает суммарный тепловой поток континентов более чем в 2,5 раза. Если же учесть, что большая часть тепла континентов генерируется распадом радиоактивных элементов, сосредоточенных в верхних слоях континентальной коры, то оказывается, что через океаническое дно теряется более 92% эндогенного (мантийного) тепла Земли.

Из кристаллизационной модели образования океанических плит следует, что тепловой поток через плиту обратно пропорционален корню квадратному от ее возраста и прямо пропорционален температуре мантии. Температуру верхней мантии под океанами на уровне астеносферы можно принять равной 1400 °С. Тогда теоретическая зависимость глубинного теплового потока от возраста океанических литосферных плит можно представить графиком (рис. 5.12).

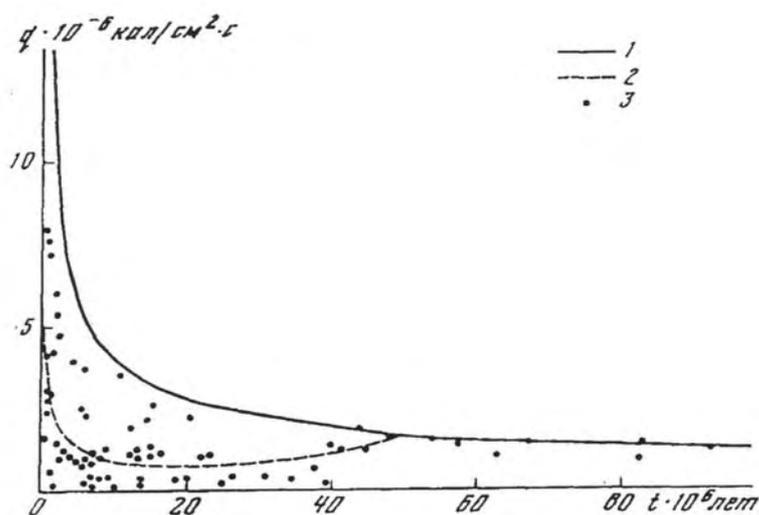


Рис. 5.12. Зависимость теплового потока через океаническое дно от возраста литосферных плит (Сорохтин, 1974): 1 — теоретическая кривая суммарного теплового потока; 2 — кондуктивная составляющая теплового потока (среднее значение по экспериментальным определениям); 3 — экспериментальные измерения теплового потока в Южной Атлантике и Тихом океане

Сравнение теоретической зависимости (см. рис. 5.12) с экспериментальными данными по измерению тепловых потоков на спокойных участках океанического дна (вне трансформных разломов и вулканических областей), приведенными в работах (Сорохтин, 1974; Anderson, Skilbeck, 1981; Lowell et al., 1994), показывает, что теоретическая кривая как бы осредняет только максимальные значения измеренного теплового потока.

Объясняется это тем, что земная кора срединно-океанических хребтов разбита густой сетью трещин и разрывных нарушений, возникающих при растяжении литосферных плит в процессе их раздвижения в стороны от рифтовых зон. По этим трещинам, дренирующим океаническую кору, свободно циркулируют океанские воды, выносящие из еще не остывших литосферных плит значительную часть тепла из коры в океаны. В результате суммарный тепловой поток через дно океанов разбивается на две составляющие: кондуктивную и конвективную. Впервые возможность конвективного выноса тепла из срединно-океанических хребтов и существование гидротермальных источников было предсказано теоретическим путем (Lister, 1972; Сорохтин, 1973, 1974), т.е. задолго до открытия самих источников на океаническом дне в 1977–1978 гг. Тогда же впервые была проведена и оценка мощности процесса гидротермального выноса тепла через океаническое дно, оказавшаяся приблизительно равной $2,4 \cdot 10^{12}$ кал/с, или $1 \cdot 10^{20}$ эрг/с, что составляет примерно 23% от суммарных теплопотерь Земли.

Появление конвективной составляющей приводит к увеличению эффективного значения коэффициента теплопроводности океанической коры, а следовательно, и к уменьшению в ней градиента температуры. Экспериментально же тепловой поток можно измерять только на участках дна, присыпанных осадками, при этом он определяется по измеренному температурному градиенту в осадках и коэффициенту теплопроводности самих осадков. Однако при наличии конвективного выноса тепла эффективная теплопроводность трещиноватой коры всегда оказывается меньше теплопроводности монолитных пород. Поэтому измеренные с помощью термозондов по обычной методике тепловые потоки в заполненных осадками карманах рельефа срединно-океанических хребтов, как правило, оказываются меньше истинных (суммарных) потоков. Только в сравнительно редких случаях (в благоприятных условиях) на участках дна с трещинами, полностью засыпанными осадками, измеренные кондуктивные составляющие отвечают суммарному тепловому потоку. По этой причине теоретические кривые тепловых потоков через океаническое дно всегда оказываются выше “облака” экспериментальных точек. Фактически же кривая, характеризующая суммарный тепловой поток через срединно-океанические хребты и дно океанов, должна осреднять максимальные значения экспериментальных измерений потока.

Для современных океанических литосферных плит их средний предельный возраст “жизни”, по-видимому, близок к 120 млн лет. В этом случае средний удельный тепловой поток через океаническое дно оказывается примерно равным $2,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Принимая суммарную площадь океанической коры (без учета площади шельфовых и окраинных морей с корой континентального или переходного типа) равной $3,06 \cdot 10^{18}$ см², получим, что суммарный тепловой поток через океаническую кору $\mathcal{Q}_{ок} \approx 7,37 \cdot 10^{12}$ кал/с = $3,09 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

Судя по эмпирическим данным, средний удельный тепловой поток через континенты приблизительно равен $1,42 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (Sclater et al., 1981). Принимая площадь континентальной коры равной $2,04 \cdot 10^{18}$ см² (на этот раз с учетом площади шельфовых и окраинных морей с корой континентального типа), найдем суммарный тепловой поток через континентальную кору $\mathcal{Q}_{кк} \approx 2,9 \cdot 10^{12}$ кал/с = $1,21 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Следовательно, общая потеря тепла современной Землей достигает $\mathcal{Q}_{\Sigma} \approx 4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Для сравнения отметим, что близкие оценки теплопотерь Земли приводились и ранее: $4,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с (Сорохтин, 1974; Sclater et al., 1981) и $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с (Городницкий, Сорохтин, 1981).

5.5. Энергетический баланс Земли

Тектоническая активность Земли полностью определяется только развивающимися в ее мантии энергетическими процессами. Влиянием же на тектоническую активность солнечной радиации или распада радиоактивных элементов в континентальной коре, можно пренебречь, поскольку выделяемое при этом тепло переходит в тепловое излучение Земли и рассеивается в космосе. Поэтому энергетический баланс Земли, управляющий после ее образования тектонической активностью, определяется простым соотношением: глубинные теплотери Земли \dot{Q} равны суммарной скорости генерации в мантии гравитационной, радиогенной и приливной энергии \dot{E} за вычетом скорости изменения теплового запаса Земли \dot{W} . В случае теплового равновесия теплозапас Земли W остается постоянным и скорость его изменения равна нулю; при разогреве Земли ее теплозапас возрастает, а при остывании, наоборот, снижается. В этом случае энергетический баланс Земли можно выразить простыми соотношениями: в интегральной форме

$$Q = E - (W - W_0), \quad (5.3)$$

где W_0 – начальный теплозапас Земли, и в дифференциальной форме

$$\dot{Q} = \dot{E} - \dot{W}. \quad (5.3')$$

Современное значение глубинного теплового потока легко найти, отняв от суммарных теплотерь Земли ($4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с) скорость генерации радиогенной энергии в континентальной коре ($0,91 \cdot 10^{20}$ эрг/с). Следовательно, современные потери глубинного тепла равны $\dot{Q}_0 = 3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Они складываются из суммарной генерации в мантии гравитационной, радиогенной и приливной энергии \dot{E}_0 и возможной добавки за счет изменения теплозапаса Земли \dot{W}_0 , т.е. происходящего сейчас дополнительного разогрева или, наоборот, остывания земных недр. Возможная поправка за изменение теплозапаса Земли невелика, и в первом приближении можно положить ее равной нулю. Однако, учитывая приведенные выше значения гравитационной, радиогенной и приливной энергии, выделившейся в мантии к настоящему времени ($E = 16,85 \cdot 10^{37} + 3,11 \cdot 10^{37} + 2,24 \cdot 10^{37} = 22,2 \cdot 10^{37}$ эрг), а также суммарный глубинный тепловой поток $\dot{Q}_0 = 3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с, удастся определить, что поправка за современное изменение теплозапаса Земли равна $\dot{W}_0 = -0,27 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Это значит, что после архейского перегрева верхней мантии, о чем уже говорилось выше, Земля все еще продолжала слабо остывать. Учитывая это, теперь можно определить и суммарную генерацию энергии в глубинных недрах – она достигает $\dot{E}_0 = 3,12 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

Из трех главных энергетических процессов, рассмотренных выше, два (распад радиоактивных элементов и приливные взаимодействия с Луной) позволяют в рамках принятых моделей непосредственно определять их вклад в энергетику Земли как по суммарной энергии, так и по скорости ее генерации в течение всей истории развития Земли (рис. 5.13). В разделах 5.2 и 5.3 было показано, что современные значения скорости генерации в мантии радиогенной и приливной энергии, соответственно равны $0,34 \cdot 10^{20}$ и $0,02 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Тогда по условию энергетического баланса находим, что генерация энергии гравитационной дифференциации Земли, в пересчете на тепло приблизительно равна $2,76 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

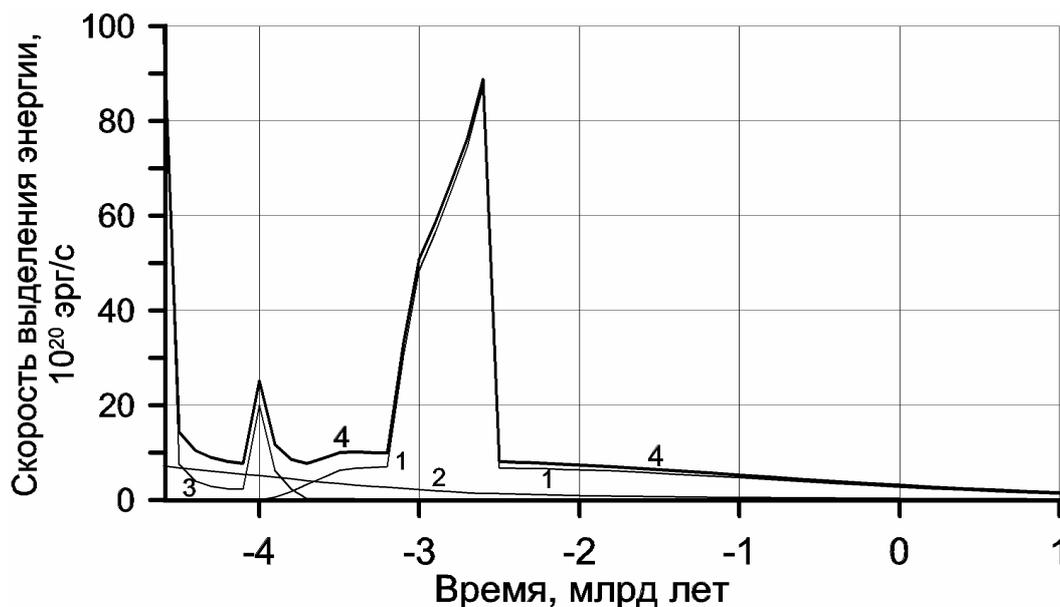


Рис. 5.13. Скорость выделения энергии в Земле: 1 – гравитационной; 2 – радиогенной; 3 – приливной; 4 – суммарной энергии E (пик скорости выделения энергии на времени 2,6 млрд лет назад соответствует моменту образования земного ядра)

Помимо дифференциального условия энергетического баланса Земли можно сформулировать и ее интегральную форму: суммарные теплотери Земли равны суммарной генерации энергии в ее недрах за вычетом полного приращения теплозапаса Земли от момента ее образования (5.3). Рассчитать выделение энергии в Земле по принятым моделям ее генерации несложно, и это было выполнено в предыдущих разделах (см. разделы 5.1–5.3). По распределениям плотности и температуры в молодой Земле (см. табл. 3.1) можно определить начальный теплозапас первичной Земли. Он оказался равным $7,12 \cdot 10^{37}$ эрг. Учитывая теперь генерацию радиогенной и приливной энергии в катархее, удастся также рассчитать теплозапас Земли на рубеже катархей и архей – $9,29 \cdot 10^{37}$ эрг. По распределениям плотности в Земле в конце архей (см. рис. 5.1) с учетом суммарной эндогенной энергии, выделившейся в архее, возможно также определить, что к рубежу архей и протерозоя теплозапас Земли вырос до $16,74 \cdot 10^{37}$ эрг. Теплозапас современной Земли, судя по данным, приведенным в табл. 2.2, оказался несколько меньшим – $15,9 \cdot 10^{37}$ эрг, поскольку Земля, как уже отмечалось выше, все еще продолжает остывать после архейского перегрева мантии, связанного с катастрофическим событием формирования земного ядра.

В первом приближении можно принять, что в процессе разогревания Земли в катархее и архее увеличение ее теплозапаса происходило пропорционально количеству выделяемой в земных недрах энергии, а при ее охлаждении после архей – по экспоненциальному закону остывания нагретых тел. В этом случае теплотери Земли легко находятся вычитанием полного приращения ее теплозапаса из значений суммарной энергии, выделившейся в земных недрах к данному моменту времени. Результаты такого расчета приведены на рис. 5.14, а на рис. 5.15 изображены кривые дифференциальной формы энергетического баланса Земли.

Как видно из приведенных графиков, на ранних этапах существования Земли в ее энергетике явно доминировала приливная энергия, а начиная с архей – только гравитационная. Радиогенная же энергия, особенно рассеиваемая в мантии, вопреки широко распространенному мнению, практически никогда не определяла энергетического режима развития Земли. Это очень важный вывод теоретической геологии, и с ним теперь не считается уже нельзя.

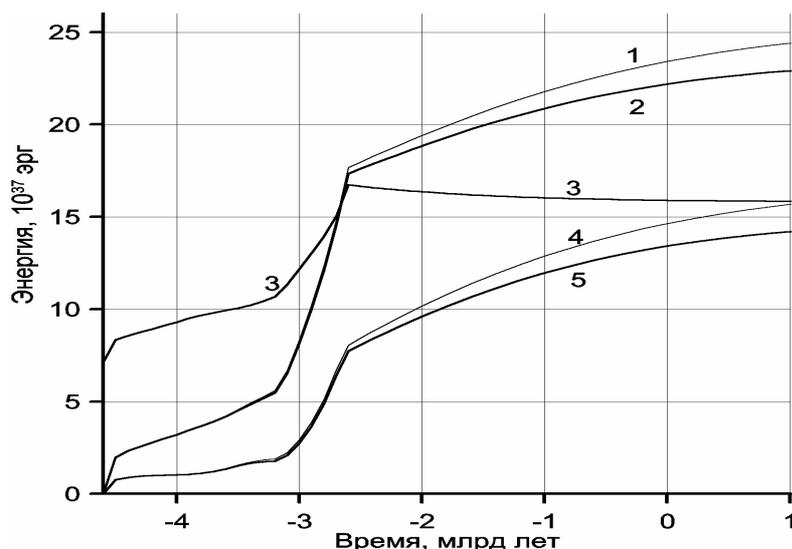


Рис. 5.14. Интегральная форма энергетического баланса Земли: 1 – суммарная энергия, выделившаяся в Земле (без учета приливной энергии, рассеянной в морях и океанах Земли); 2 – суммарная энергия, выделившаяся в земной мантии E ; 3 – тепловой запас Земли W ; 4 – суммарные теплопотери Земли; 5 – теплопотери мантии Q . Разность между кривыми 1 и 2, а также 4 и 5 определяет величину радиогенной энергии, выделившейся в континентальной земной коре

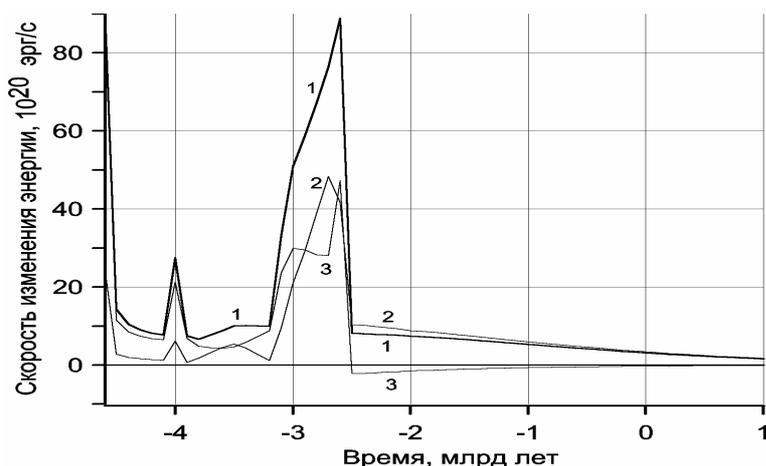


Рис. 5.15. Дифференциальная форма энергетического баланса Земли: 1 – суммарная скорость выделения эндогенной энергии в мантии Земли \dot{E}_m ; 2 – суммарное значение глубинного (мантийного) теплового потока \dot{Q}_m ; 3 – скорость изменения теплового запаса Земли \dot{W} ; (пик суммарной скорости выделения эндогенной энергии на времени 2,6 млрд лет назад соответствует моменту образования земного ядра)

Суммарная генерация энергии в катархее приблизительно равнялась $3,2 \cdot 10^{37}$ эрг, теплопотери Земли в это же время были сравнительно низкими – около $1,03 \cdot 10^{37}$ эрг, тогда как теплозапас Земли за катархей возрос на $2,17 \cdot 10^{37}$ эрг (с $7,12 \cdot 10^{37}$ эрг при образовании Земли до $9,29 \cdot 10^{37}$ эрг, около 4,0 млрд лет назад).

В архейскую эру наибольшей тектонической активности Земли в ее мантии выделилось около $14,15 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии. Из этой энергии несколько бóльшая часть $7,45 \cdot 10^{37}$ эрг ушла на дополнительный разогрев Земли, а $6,7 \cdot 10^{37}$ эрг излучилось в космическое пространство. К концу архея теплозапас Земли увеличился до $16,74 \cdot 10^{37}$ эрг. При этом наиболее интенсивно энергетические процессы развивались в позднем архее, когда экваториальный кольцевой пояс тектонической активности Земли уже расширился до умеренных и даже до высоких широт. Генерация эндогенной энергии с наибольшей скоростью, достигавшей $88,85 \cdot 10^{20}$ эрг/с и превышавшей почти в 28,5 раза современный уровень генерации этой энергии, происходила около 2,6 млрд лет назад, когда завершался

процесс образования земного ядра. Отметим здесь же, что всплеск приливно-лунной энергии в начале архея в основном рассеивался в мелководных раннеархейских морских бассейнах и поэтому он слабо влиял на эндогенное энерговыделение. Излучение глубинного тепла Землей в конце архея около 2,7 млрд лет назад достигло $48,33 \cdot 10^{20}$ эрг/с, что более чем в 14 раз превышало суммарный глубинный тепловой поток, поступающий на поверхность из современной мантии: $3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

В протерозое и фанерозое эндогенные энергетические процессы протекали уже существенно более спокойно. Так, за все это время, начиная с $2,6 \cdot 10^9$ лет назад и до наших дней, в недрах Земли (без учета радиогенной энергии, генерировавшейся в континентальной коре) выделилось около $4,85 \cdot 10^{37}$ эрг тепла от основных источников глубинной энергии и около $0,84 \cdot 10^{37}$ эрг за счет дополнительного послеперархейского остывания Земли, а всего $5,69 \cdot 10^{37}$ эрг. Вся эта энергия была потеряна с тепловым излучением Земли, которое в начале раннего протерозоя достигало $10,33 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т.е. более чем в три раза превышало современный уровень ($3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с).

5.6. Тектоническая активность Земли

Тектономагматическая активность Земли, как известно, связана с движениями земных масс и плавлением земного вещества. Проявляется эта активность в магматических внедрениях глубинного вещества в земную кору (например, в океанических рифтовых зонах Земли), в деформациях земной коры (например, в горных поясах Земли), во вторичном переплавлении коровых пород (например, в зонах поддвига плит или при образовании гранитных плутонов), при землетрясениях и во многих других случаях движения земного вещества. Однако в конце концов все эти перемещения земных масс приводят к преобразованию кинетической энергии движения вещества в тепло, которое с течением времени рассеивается в окружающем пространстве и теряется с тепловым излучением Земли. Поэтому естественным мерилom тектономагматической активности Земли является поступающий из мантии глубинный тепловой поток \mathcal{Q}_m (рис. 5.16, кривая 2). Обобщая весь круг таких явлений, мы для краткости будем говорить просто “тектоническая активность Земли” имея в виду, при этом все тектономагматические проявления на Земле. Поскольку после образования нашей планеты перемещения земных масс и их плавление впервые начались только в архее, понятие тектонической активности Земли мы распространим только на время ее развития после катархея, т.е. после 4,0 млрд лет назад. Катархей (т.е. интервал времени от 4,6 до 4,0 млрд лет назад) следует относить к криптотектонической эре. Зависимость тектонической активности Земли от времени, удовлетворяющая принятому выше определению, приведена на рис. 15.16.

Кривая 1 на рис. 15.16 характеризует тектоническую активность в среднем по всей Земле в целом. Но, как мы старались показать выше, в архее скорее всего тектоническая активность проявлялась только в широтном кольцевом поясе Земли, размеры которого со временем постепенно увеличивались. Однако только в конце архея, во время образования земного ядра, тектоническая активность охватила всю Землю. Для восстановления “локальной” тектонической активности, характеризующей интенсивность тектономагматических процессов в архейском широтном кольцевом поясе дифференциации, надо в суммарное распределение теплопотерь Земли внести поправку, учитывающую ширину этого пояса. Считая, что ширина пояса зонной дифференциации земного вещества в архее определялась выделяемой в нем энергией, а к концу архея этот пояс охватил всю Землю, такую поправку оказывается возможным рассчитать. Определенная таким путем “локальная” тектоническая активности Земли в архее изображена на рис. 5.16 кривой 2. Как видно из приведенного графика, тектоническая активность Земли в широтном кольцевом поясе раннего архея была весьма интенсивной и

около 3,7–3,5 млрд лет назад превышала современную активность нашей планеты приблизительно в 7–8 раз. В середине архея такая активность оказалась существенно сниженной, приблизительно до современного уровня. Однако в позднем архее наблюдался новый и наиболее интенсивный всплеск тектонической активности, по амплитуде превышающий современный уровень почти в 17 раз. Объясняется это переходом зонной дифференциации земного вещества к сепарации не только металлического железа, но и его окиси (см. раздел 4.2), а также начавшимся около 3 млрд лет назад процессом формирования земного ядра (см. раздел 4.4). Оба всплеска тектонической активности Земли в архее коррелируются с изменениями поверхностной температуры верхней мантии во время эпизодов ее перегрева в архее (см. рис. 4.2).

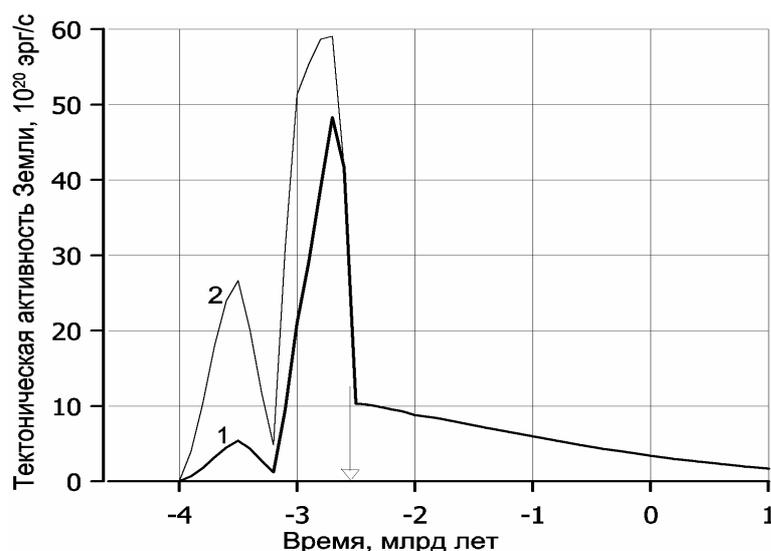


Рис. 5.16. Тектоническая активность Земли, определяемая глубинным тепловым потоком \dot{Q}_m : 1 – в среднем для Земли в целом; 2 – тектоническая активность архея в широтном кольцевом поясе над зоной дифференциации земного вещества; стрелкой отмечен момент выделения земного ядра

В протерозое и фанерозое генерация гравитационной энергии происходила в значительно более спокойном режиме по механизму бародиффузионной дифференциации мантийного вещества. Поэтому и тектоническая активность Земли стала более спокойной, хотя нельзя забывать, что приведенные на рис. 5.16 кривые характеризуют ее осредненные значения, с масштабом осреднения порядка продолжительности тектонических циклов (т.е. порядка сотен миллионов лет). Реальная зависимость тектонической активности Земли от времени может быть более сложной, хотя амплитуда наложенных на осредненную кривую колебаний тектонических циклов в относительном масштабе, по-видимому, не очень велика (пример будет рассмотрен в разделе 9.3). В связи с постепенным истощением запасов “ядерного” вещества в мантии тектоническая активность протерозоя и фанерозоя также постепенно затухает. Продолжится эта тенденция и в будущем.

Введем по аналогии с эволюционным параметром Земли x (см. раздел 4.4) тектонический параметр Земли

$$z = (Q_m - Q_{4,0}) / (Q_{m0} - Q_{4,0}), \quad (5.4)$$

где $Q_{4,0} \approx 1,03 \cdot 10^{37}$ эрг – теплопотери Земли к началу ее тектонической активности около 4 млрд лет назад; $Q_{m0} \approx 13,42 \cdot 10^{37}$ эрг – суммарные теплопотери мантии Земли к настоящему времени. В этом случае тектоническая активность Земли будет характеризоваться производной по времени от этого параметра, равной

$$\xi = \xi_m / \xi_{m0}, \quad (5.5)$$

откуда современное значение параметра $z_0 = 1$ и производной $\xi = 1$ (для сравнения напомним, что $x_0 = 0,865$ и $\xi = 0,668 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹).

Эндогенными источниками энергии возбуждается и магнитное поле Земли. Мощность этого поля сравнительно невелика и, по разным оценкам, заключена в пределах от $2 \cdot 10^{16}$ до 10^{19} эрг/с (Паркинсон, 1986). В настоящее время можно считать почти очевидным, что генерация геомагнитного поля связана с конвективными процессами, развивающимися в жидком и электропроводящем веществе внешнего (жидкого) ядра Земли. Ясно также, что магнитное поле Земли связано и с вращением Земли. Однако конкретный механизм генерации этого поля пока еще остается неясным.

Основная сложность с разработкой теории геомагнитного поля связана с тем, что в земном ядре отсутствуют заметные источники энергии, способные возбуждать это поле. Действительно, ни в окисно-железном внешнем, ни в железном внутреннем ядре не должны содержаться радиоактивные элементы, поскольку все они чисто литофильные и мигрируют из мантии только в земную кору. Об этом же свидетельствует и геохимия железоникелевых метеоритов, представляющих собой скорее всего осколки разрушенных когда-то протопланет лунного размера (см. раздел 3.3). Действительно, в таких метеоритах всегда отсутствуют даже следы радиоактивных элементов, хотя продукты их распада, например, изотопы свинца иногда встречаются в заметных концентрациях.

С точки зрения рассматриваемой здесь теории глобальной эволюции Земли наиболее вероятными источниками энергии геомагнитного поля могут быть два процесса. Первый из них – это возможно продолжающееся остывание земного ядра после этапа его перегрева, связанного с формированием ядра в конце архея: как отмечалось в разделе 5.1, тогда за сравнительно короткое время в глубинных недрах Земли выделилось около $5,52 \cdot 10^{37}$ эрг кинетической энергии. Оценка скорости остывания ядра показывает, что сейчас таким путем может выделяться около $1,8 \cdot 10^{18}$ эрг/с тепловой энергии, что соответствует отмеченным выше возможным значениям энергии геомагнитного поля.

Второй и более реальный механизм генерации геомагнитного поля может быть связан с возникновением на поверхности земного ядра струйных течений дезинтегрированного (распавшегося на отдельные гранулы и кристаллы) мантийного вещества. Течения эти замыкают собой конвективные движения мантии в единые замкнутые структуры и всегда направлены от подошвы нисходящих потоков в мантии к центрам восходящих мантийных потоков (см. рис. 4.6). Мощность этого процесса определяется амплитудой перепада рельефа подошвы нижней мантии (см. рис. 2.12), разностью плотностей ядерного и мантийного вещества, скоростью распада мантийного вещества и ускорением силы тяжести на поверхности ядра. Учитывая это, величина кинетической энергии, выделяемой на поверхности земного ядра в настоящее время, оказывается равной $9,3 \cdot 10^{19}$ эрг/с.

Приведенная оценка показывает, что гравитационная энергия, выделяемая на поверхности земного ядра, приблизительно в 50 раз превышает возможную энергию остывания ядра и намного выше энергии магнитного поля. Следовательно, процесс гравитационной дифференциации земного вещества – мощнейший источник эндогенной энергии на Земле, одновременно может питать собой и магнитное поле Земли. Этим, в частности, можно объяснить изменения частоты инверсий геомагнитного поля в прошлые геологические периоды, характеризовавшиеся различной тектонической активностью нашей планеты.

Глава 6. ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

6.1. Возможные причины тектонической активности Земли

Общие тектонические гипотезы развития Земли всегда играли важную роль в формировании естественнонаучного мировоззрения геологов. Это и понятно, поскольку роль теории как системы руководящих идей и принципов в геологии, как и в любой другой науке естествознания, прежде всего, состоит в том, что она позволяет правильно понимать сущность наблюдаемых природных явлений. Кроме того, отвечает на вопросы “почему” и “как” и, следовательно, позволяет нам выявлять причинно-следственные связи, управляющие ходом развития геологических явлений и скрытых за ними процессов.

По-видимому, первой и для своего времени научно обоснованной тектонической гипотезой, носившей явно концептуальный характер и позволявшей искать причинно-следственные связи в геологических явлениях, была знаменитая контракционная гипотеза Эли де Бомона, предложенная еще в 30-х годах XIX в. К сожалению, эта стройная гипотеза не удовлетворила требованиям современной физики и не смогла объяснить многие закономерности геологического развития Земли, обнаруженные уже в XX в. Тем не менее кажущаяся “очевидность” и внутренняя красота контракционной гипотезы буквально заорожили геологов, и благодаря этому она господствовала в науках о Земле около 100 лет, дожив до 30-х годов XX в.

Современная тектоническая теория, на этот раз строго научно обоснованная и увязанная практически со всеми геологическими данными, – тектоника литосферных плит, как уже отмечалось в гл. 1, была сформулирована только в 60-х годах XX в. Природа же глобальных процессов, управляющих тектонической активностью Земли, стала проясняться еще позже – лишь в середине 70-х годов (Геодинамика, 1979). К настоящему времени эти процессы во многом уже рассмотрены теоретически, хотя и не всегда столь глубоко изучены, как этого бы хотелось. Полученное при этом неплохое соответствие теоретических выводов геологическим данным, а также отсутствие явных противоречий и широкая проверка теории на ее соответствие современной физике позволяют нам надеяться, что уже настало время, когда можно говорить о появлении в геологии современной и строго научной теории развития Земли.

Тем не менее не следует забывать, что после краха контракционной концепции ей на смену появилась масса других чисто описательных тектонических гипотез, имеющих лишь историческую ценность. Однако некоторые из них, несмотря на явные противоречия геологическим данным и законам физики, оказались на редкость живучими у части геологов и даже стали противопоставляться теории тектоники литосферных плит. Особенно это касается гипотез расширяющейся, пульсирующей и гидридной Земли.

Критике этих гипотез посвящено много работ (Сорохтин, 1985; Сорохтин, Ушаков, 1991), поэтому, не останавливаясь подробно на их разборе, отметим лишь основные недостатки, а часто и просто несуразности таких гипотез. Так, в любых вариантах гипотез такого рода обычно не описываются и тем более количественно не рассчитываются физически приемлемые механизмы, способные обеспечить изменения объема Земли в предполагаемых масштабах. Большинство же из предлагавшихся механизмов явно противоречат законам современной физики или экспериментальным данным о поведении вещества в условиях высоких давлений и температур (например, гипотеза гидридной Земли) и поэтому сегодня не могут восприниматься как серьезные гипотезы. В частности, во многих вариантах гипотезы расширяющейся Земли, использующих предположение об изменениях значения гравитационной постоянной или самовозрастания массы небесных тел (за счет якобы “рождения массы из вакуума”), не учитывается, что эти же факторы должны были бы действовать не только на Землю, но и на Солнце. Однако любые заметные изменения определяющих параметров Солнца неизбежно приводили бы к

катастрофическим для него и Земли последствиям вплоть до взрыва Солнца и возникновения на его месте черной дыры.

Иногда для объяснения тектонической активности Земли привлекают чисто экзогенные воздействия, например вращение Солнечной системы вокруг центра тяжести Галактики или неравномерность собственного вращения Земли. Если говорить о первом из этих механизмов, то необходимо учитывать, что Земля, как и другие космические тела, движутся в пространстве только по эквипотенциальной поверхности гравитационного поля. При этом деформационные воздействия такого поля на Землю могут возникать только в случае существования заметных градиентов силы тяжести возмущающего поля, вызывающего приливные силы.

Воздействие приливных сил на Землю рассматривалось в гл. 3 и 4, где было показано, что в современную эпоху их влияние со стороны Луны (наибольшего “возмутителя спокойствия”) ничтожно мало – не превышает 1%. Тем не менее градиент ускорения силы тяжести лунных приливов $1,7 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-2}$ существенно выше солнечного градиента $7,87 \cdot 10^{-14}$ и на много порядков превышает градиенты, создаваемые галактическим полем тяготения $1,5 \cdot 10^{-30} \text{ с}^{-2}$. Следовательно, градиент силы тяжести лунных приливов приблизительно в 10^{17} раз больше градиента, создаваемого галактическим гравитационным полем, поэтому ни о каких влияниях “галактического года” на тектонику Земли и говорить не приходится.

То же самое можно сказать и о влиянии неравномерности собственного вращения Земли на ее тектоническую активность. Общая энергия вращения современной Земли, как известно, приблизительно равна $2,1 \cdot 10^{36}$ эрг. Как было показано в разделе 5.3, начиная с позднего архея плавное замедление вращения Земли практически не влияло на тектоническую активность нашей планеты. Что же касается неравномерностей ее вращения, вызываемые как самими тектоническими движениями, так и колебаниями солнечно-земных связей, то мощность таких энергетических воздействий не превышает $1,6 \cdot 10^{17}$ эрг/с. Это почти на 3,5 порядка меньше суммарной мощности эндогенных источников энергии, питающих собой тектоническую активность Земли.

Аналогичному критическому разбору можно было бы подвергнуть и некоторые другие умозрительные гипотезы, например гипотезу океанизации (базификации) континентальной коры, явно нарушающую закон Архимеда, но, по-видимому, это уже можно и не делать, поскольку за последние годы такие гипотезы и сами успели переместиться из сферы науки на полку истории.

Таким образом, кроме лунных приливов, всеми остальными факторами экзогенного воздействия на тектоническую активность Земли можно пренебрегать. Лунные же приливы, как показано в гл. 3 и разделах 5.3 и 5.5, вносили заметный вклад в общий разогрев Земли только в катархее (т.е. еще на догеологическом этапе ее истории) и в раннем архее, послужив тем самым как бы спусковым механизмом, запустившим тектоническое развитие Земли. В остальное же время вклад лунных приливов в тектонику нашей планеты оставался достаточно скромным. Следовательно, тектоническая активность Земли начиная со времени 3,8 млрд лет назад, практически всегда питалась только эндогенной энергией.

Отмечая малое влияние внешних факторов на тектоническую активность нашей планеты, одновременно нельзя забывать о большом, а часто и определяющем воздействии на общегеологическое развитие Земли солнечного излучения, т.е. чисто экзогенного фактора. Это и понятно, поскольку суммарный поток солнечной энергии на земную поверхность (около $1,75 \cdot 10^{24}$ эрг/с) приблизительно в 4000 раз превосходит величину глубинного теплового потока самой Земли ($4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с). Верхние же геосферы Земли – ее атмосфера, гидросфера, земная кора и даже литосфера находятся в постоянном массообмене друг с другом. При этом не следует забывать, что эти внешние геосферы сформировались на Земле только благодаря действию эндогенных процессов дегазации и

дифференциации земных недр. Однако существование на Земле жидкой фазы воды, комфортных климатических условий, высокоорганизованной жизни, развитие процессов выветривания горных пород, седиментогенеза, образования эвапоритов, горючих и других экзогенных полезных ископаемых связаны исключительно с солнечным излучением.

Как уже отмечалось во введении, эволюция Земли и ее тектоническая активность должны управляться наиболее мощными эндогенными процессами, в максимальной степени снижающими ее потенциальную (внутреннюю) энергию. К таким процессам относятся только химико-плотностная дифференциация земного вещества, распад радиоактивных элементов и лунные приливы. При этом лунные приливы вносили свой заметный вклад только на самых начальных этапах развития Земли. На геологическом же этапе ее развития, т.е. начиная приблизительно с 4,0–3,8 млрд лет назад, таким процессом стала химико-плотностная (гравитационная) дифференциация земного вещества, приведшая к расслоению Земли на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию.

Этот процесс сопровождается возникновением в мантии крупномасштабных конвективных движений, охватывающих всю мантию (верхнюю и нижнюю) с образованием конвективных ячеек, размеры которых соизмеримы с размерами самой мантии. Этим объясняется как сам факт дрейфа континентов, так и существование крупных литосферных плит, поперечные размеры которых часто достигают многих тысяч километров. В результате перемещения литосферных плит возникает комплекс геологических процессов и явлений, с которыми мы обычно связываем понятие тектонической активности Земли (например, землетрясения, вулканическая деятельность, горообразование и др.). Наглядной мерой тектонической активности Земли может выступать средняя скорость относительных перемещений литосферных плит (современное значение этой скорости близко к 4,5–5 см/год). Однако если учесть, что энергия любых динамических (тектонических) процессов в недрах Земли в конце концов переходит в тепло, то наиболее естественной мерой тектонической активности Земли все-таки является идущий из мантии глубинный тепловой поток, суммарное значение которого сегодня достигает значений $3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с (см. рис. 5.15).

В гл. 5 было показано, что наиболее мощным эндогенным процессом, управляющим тектонической активностью Земли, является процесс химико-плотностной дифференциации Земли, приводящий к выделению в ее глубинных недрах земного ядра и генерирующий в мантии конвективные движения вещества. По-видимому, впервые важную роль процесса образования земного ядра в тектонической активности Земли подчеркнул С. Ранкорн (Runcorn, 1962, 1965). Позднее этот вопрос рассматривался в работах О.Г. Сорохтина (1972, 1974), А.С. Мониной (1977, 1999), А.С. Мониной, О.Г. Сорохтина (1981, 1982), О.Г. Сорохтина, С.А. Ушакова (1991, 1993) и др.

В настоящее время есть много доказательств того, что тектонические процессы в литосферной оболочке Земли непосредственно связаны с конвективными движениями вещества в глубинах мантии. Главными из них можно считать дрейф континентов; молодость дна океанов; наличие глобальной системы рифтовых зон, в которых на поверхность поднимается мантийное вещество и образуется молодая океаническая кора; существование глобальных поясов сжатия, под которыми океаническая кора погружается в мантию. Имеется ряд других фактов, подтверждающих этот вывод, часть из которых будет рассматриваться подробнее в последующих разделах этой монографии.

Рассматривая природу мантийной конвекции, следует учитывать ведущую роль в ее возникновении процесса химико-плотностной дифференциации земного вещества. Однако при этом не следует забывать и о вкладе тепловой составляющей конвекции. Этот вклад определяется как разогревом вещества благодаря диссипации энергии конвективных течений в вязком веществе мантии, так и дополнительным разогревом мантийного вещества благодаря распаду радиоактивных элементов и воздействию

приливных возмущений. Судя по энергетическим оценкам, приведенным в гл. 5, вклад радиогенного тепла в энергетику конвективного массооборота мантийного вещества в настоящее время не превышает 10%, а вклад приливных деформаций в разогрев этого вещества сейчас менее 1%. Главная же часть эндогенной энергии, питающей тектоническую активность Земли (почти 90%), черпается из процесса дифференциации земного вещества. Учитывая приведенные оценки, природу тектонической (или, точнее, тектономагматической) активности Земли следует связывать не просто с гравитационной, а с гравитационно-тепловой конвекцией. В дальнейшем, как синоним этого понятия, мы будем широко использовать термин “химико-плотностная конвекция”, понимая под ним, что плотностные неоднородности в мантии возникают не только за счет изменений химического состава вещества, но и благодаря ее температурным неоднородностям.

6.2. Возможные механизмы движения литосферных плит

Рассмотрим теперь движущие силы, возникающие в самой литосферной оболочке. Если не считать боковых давлений, действующих со стороны смежных литосферных плит, то обычно выделяют две основные причины, способные вызвать перемещения плит относительно друг друга и по отношению к мантии. Первая из них – это соскальзывание океанических плит со склонов астеносферных линз, расположенных под срединно-океаническими хребтами (рис. 6.1). Вторая причина связана с погружением холодных и поэтому более тяжелых океанических плит в горячую мантию по зонам субдукции. При этом опускающийся в мантию край литосферы как бы тянет за собой и основную часть еще остающуюся “на плаву”, т.е. на земной поверхности плиты (см. рис. 6.3).

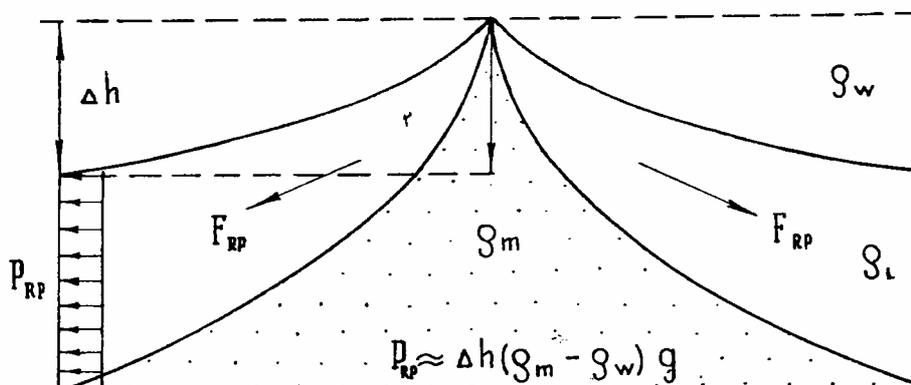


Рис. 6.1. Механизм соскальзывания океанических литосферных плит с областей подъема горячей мантии под срединно-океаническими хребтами

Соскальзывающая с астеносферного поднятия литосферная плита приводит к сжатию ее периферийных участков. Давление сжатия, создаваемое океанической плитой за счет ее соскальзывания с астеносферной линзы под срединно-океаническим хребтом при отсутствии трения на подошве плиты, можно оценить по условию гидростатического равновесия, учитывая, что на торец такой плиты давит “тяжесть” вышележащих ее участков. В этом случае давление сжатия, действующее на основание плиты, характеризующейся возрастом около 100 млн лет, достигает приблизительно 800 кг/см^2 , т.е. приближается к пределу долговременной прочности пород на скол – порядка 1 т/см^2 . По-видимому, именно такими избыточными давлениями следует объяснять несколько повышенную сейсмичность пассивных окраин океанов и континентов Атлантического типа. Особенно это явление должно проявляться в Северной Атлантике, поскольку в этом регионе под напором расположенного здесь восходящего мантийного потока океанические литосферные плиты оказались приподнятыми относительно их среднего

уровня на 2–2,5 км, а в районе Исландии океаническое дно поднимается даже выше уровня океана. Это создает дополнительное давление еще приблизительно на 200–400 кг/см², и таким образом суммарное давление на флангах срединно-океанического хребта в Северной Атлантике уже может превышать долговременную прочность пород литосферы. По-видимому, такой природой обладали известные Лиссабонские землетрясения 1531 и 1755 гг. в Португалии, а также некоторые землетрясения на восточном побережье США и в Северной Европе.

Силы затягивания океанических литосферных плит в мантию могут быть существенно бóльшими. Но для их расчета необходимо учитывать существование в мантии фазовых переходов в минеральных ассоциациях ее вещества (рис. 6.2). Сами перестройки таких ассоциаций в мантии возникают под влиянием высоких давлений и температур. Это происходит с увеличением давления благодаря перестройкам кристаллических структур минералов во все более плотные их модификации. Такие перестройки кристаллических структур минеральных ассоциаций мантии могут происходить с выделением или поглощением тепла. В первом случае переход является экзотермическим и положение его границы в плоскости давление – температура характеризуется положительным градиентом (фазовые переходы I, II, IV и V). Во втором случае переход является эндотермическим и характеризуется отрицательным градиентом давления (фазовые переходы III и VI).

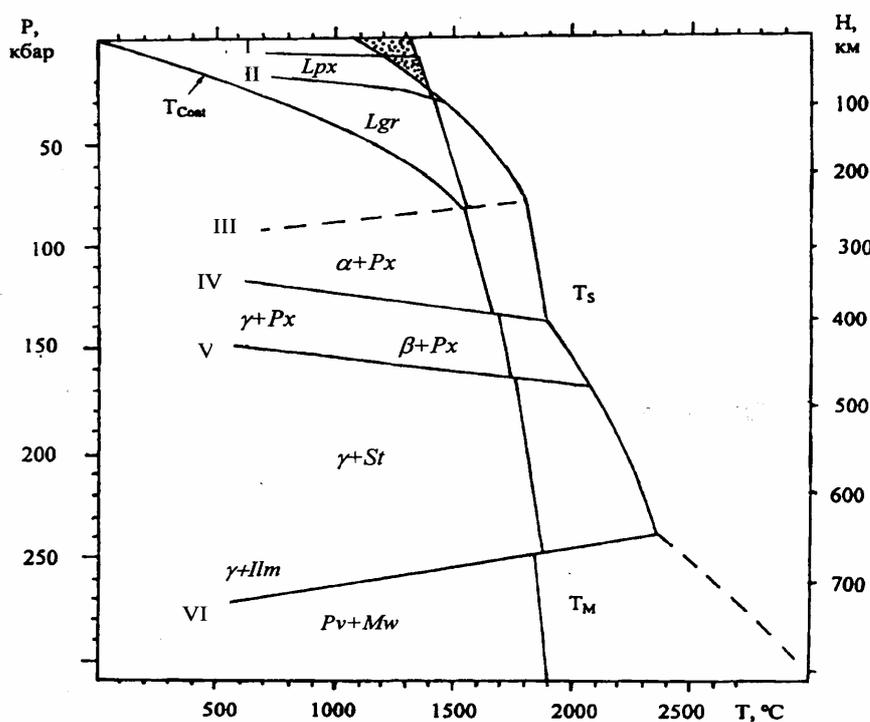


Рис. 6.2. Распределение температуры в мантии и фазовые переходы в мантийном веществе: T_s – температура солидуса мантийного вещества (с использованием данных Green, Ringwood, 1967 и Takahashi, 1986); T_m – адиабатическая температура конвектирующей мантии (Сорохтин, 2001); T_{cont} – континентальная геотерма под архейскими кратонами (Сорохтин и др., 1996); крапом показана область существования ювенильных расплавов в мантии. Экзотермические фазовые переходы: I – переход от плагиоклазовых к пироксеновым зерцолитам (Lpx); II – переход от пироксеновых к гранатовым зерцолитам (Lgr); IV – переход оливинов (α) к структурам шпинели (γ и β); V – переход кремнезема в структуру стишовита (St) и пироксенов в структуру ильменита (Ilm). Эндотермические переходы: III – предполагаемый переход от жесткого поликристаллического вещества к его пластичному состоянию (см. гл. 2); VI – переход пироксенов в структуру перовскита (Pv) и магнезиовюстита (Mw). Фазовые переходы I и II построены по данным Грина и Рингвуда (1967), обобщенные переходы IV, V и VI – по данным Кускова и Фабричной (1990)

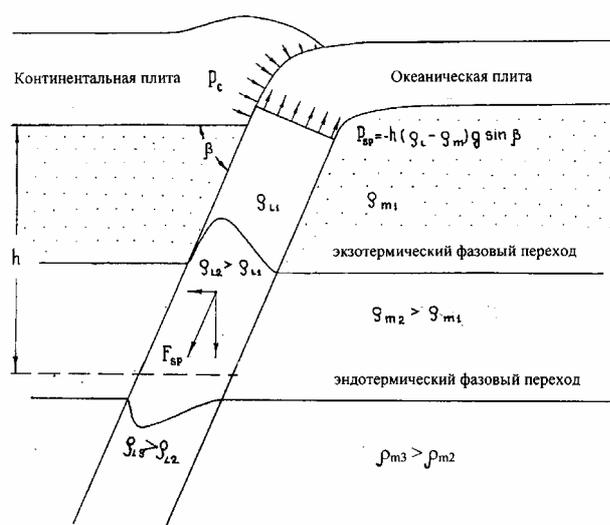


Рис. 6.3. Затягивание океанической литосферы в мантию по зонам субдукции

Если океаническая литосфера по зоне субдукции погрузилась в мантию на некоторую глубину h (рис. 6.3), то за счет большей плотности ее холодных пород по сравнению с плотностью горячего вещества мантии возникает отрицательная Архимедова сила. При отсутствии трения эта затягивающая сила создает в приповерхностном сечении литосферы напряжение растяжения. Например, если погружающаяся плита опустилась до глубины 400 км, то напряжение растяжения в океанической литосфере перед глубоководным желобом в зависимости от значения угла погружения может достигать 2–3 кбар (т/см^2). При этом надо учитывать, что погружение холодной океанической литосферы на уровень экзотермического фазового перехода в горячей мантии приводит к увеличению ее плотности над этой границей и тем самым к усилению эффекта затягивания плиты в мантию. Так, при достижении IV фазовой границы на глубине 400 км, отвечающей переходу оливина под влиянием высоких давлений из ромбической сингонии (α -фазы) в шпинелевую модификацию (β -фазу), плотность этого минерала увеличивается приблизительно на 8%. Температура опускающейся плиты на глубине рассматриваемого фазового перехода (около 400 км) еще приблизительно на 500 °С ниже температуры окружающей ее горячей мантии. Поэтому рассматриваемый полиморфный переход в ее веществе и соответствующее ему “утяжеление” плиты произойдет на несколько меньшей глубине – около 380 км (см. рис. 6.2). Следовательно, на этих глубинах возникнет дополнительное давление около 0,2 кбар, еще более усиливающее затягивание литосферной плиты в мантию. Аналогичная картина будет наблюдаться и при пересечении опускающейся плитой фазовой границы V на глубине около 470 км – давление увеличится еще приблизительно на столько же. В противоположность этому при пересечении плитой эндотермической границы на глубине 670 км ее давление снизится примерно на 0,2 кбар. Однако на этом уровне общее избыточное давление погружающейся плиты приблизительно равно 5–6 кбар. Поэтому эндотермическая граница фазового перехода на глубине 670 км хоть и ослабляет затягивающую силу тяжести океанической литосферной плиты, но вовсе не препятствует ее погружению в глубины нижней мантии.

Аналогично этому экзотермические фазовые переходы в мантийном веществе будут только способствовать подъему более горячих восходящих потоков в мантии. Так, выполненные оценки показывают, что температура восходящего потока приблизительно на 30 °С выше средней температуры окружающей мантии. В этом случае, например,

граница перехода оливина из α -фазы в β -фазу (IV граница на рис. 6.2) опустится в этом потоке приблизительно на 3 км, а в самом потоке возникнет дополнительная подъемная сила с избыточным давлением около 0,05 кбар. Граница же эндотермического фазового перехода на глубине 670 км (граница VI на рис. 6.2), наоборот, поднимется приблизительно на такую же высоту и приведет к некоторому торможению восходящего потока. Учитывая, что вязкость вещества в горячем восходящем потоке существенно ниже, чем в опускающейся и более холодной литосфере, то можно ожидать под этой границей некоторого растекания мантийного вещества с его накоплением под ней. Однако, поскольку восходящие потоки в мантии формируются все-таки на поверхности земного ядра, т.е. на глубинах около 3000 км, их подъемная сила порядка 0,5–1,0 кбар намного превышает “запирающее” воздействие эндотермической границы на глубине 670 км. Поэтому глобальная конвекция остается единой для верхней и нижней мантии, хотя “запирающее” воздействие такой границы может несколько осложнять конвекцию и приводить к пульсирующему режиму ее функционирования.

Приведенные оценки сил затягивания океанических плит в мантию позволили Д. Форсайту и С. Уеде (Forsyth, Uyeda, 1975) высказать предположение, что наблюдаемые скорости движения литосферных плит зависят от длины опоясывающих их зон субдукции. Действительно, “быстрыми” плитами оказались чисто океанические плиты с относительно малой толщиной (от 60 до 80 км) и сравнительно протяженными зонами субдукции. Но по этой же классификации в разряд “медленных” плит попадают почти все континентальные плиты, характеризующиеся большой мощностью (до 250 км), и скрепленные с ними океанические плиты. При этом выяснилась интересная закономерность: чем больше площадь континентальной плиты, тем скорость ее дрейфа оказывалась меньшей. По-видимому, это говорит о том, что мощные континентальные плиты, подобно сидящим на мели айсбергам, своими корнями погружаются в мезосферу мантии, а горизонтальные составляющие мантийных течений под такими плитами либо малы, либо их влияние на большой площади крупных континентов взаимно уравновешиваются.

По сути это все та же тепловая конвекция, движущим началом в которой является не разогрев снизу более холодного вещества, а, наоборот, охлаждение сверху более горячего вещества. Таким образом, мы видим, что гравитационная неустойчивость океанических литосферных плит сама может породить их движение и создать конвекцию в мантии. В этой связи следует вспомнить наблюдения за движениями охлажденных лавовых корок по поверхности расплавленного лавового озера вулкана Килауэ на Гавайях, проведенные более 110 лет назад преподобным О. Фишером, о которых упоминалось в разделе 1.1. Там он наблюдал, как эти охлажденные и более тяжелые корки (по сравнению с плотностью горячей магмы), подобно микролитосферным плитам, соскальзывают с поверхности огненно-жидкой лавы, образуя, с одной стороны, структуры похожие на срединно-океанические хребты, а с другой – подобие зон субдукции, в которых холодные корки вновь погружаются в раскаленную магму и полностью переплавляются в ней. Тогда, исходя из этих наблюдений, О. Фишер сделал далеко идущие обобщения о природе тектонической активности Земли. Приблизительно через 80 лет на том же вулкане эти хорошо забытые наблюдения повторил и В. Даффельд (1972), сравнив движения лавовых корок с уже открытыми к тому времени перемещениями литосферных плит.

В реальных условиях, однако, как давление сжатия океанической литосферы в месте ее контакта с пассивной окраиной континента, так и напряжение растяжения литосферы перед зоной поддвига плит могут существенно отличаться от простых оценок. Связано это с взаимодействием движущихся плит с другими плитами и с мантийным веществом. Поскольку в этой модели движения плит они перемещаются по отношению к неподвижной мантии, то обязательно должны возникать силы вязкого трения с мантийным веществом и противодействующие их перемещениям касательные

напряжения торможения. Свой тормозящий вклад вносит также трение плит в зонах субдукции и активных частях трансформных разломов. В результате движение плит оказывается значительно заторможенным, а соответствующие силы затягивания плит в мантию – существенно ослабленными. Поскольку величина сил вязкого торможения возрастает с увеличением скорости перемещения плит, их движение происходит приблизительно с постоянными скоростями – порядка нескольких сантиметров в год. В стационарном случае сумма движущих сил полностью уравнивается суммой тормозящих сил.

Рассмотрим теперь природу мантийной конвекции в более широком аспекте и попытаемся ответить на вопрос: достаточно ли для ее возбуждения описанных механизмов “самодвижения” океанических литосферных плит? Надо учесть при этом, что рассмотренный механизм перемещения литосферных плит мог действовать только начиная с 2,6 млрд лет назад, поскольку в архее, как и на Венере сейчас, скорее всего зон субдукции вообще не существовало, а их функцию выполняли зоны скупивания и надвигания базальтовых пластин на края континентальных щитов (см. раздел 6.8).

В настоящее время ежегодно по зонам субдукции в мантию погружается приблизительно $7,6 \cdot 10^{17}$ г/год, или около $230 \text{ км}^3/\text{год}$ охлажденных пород океанических литосферных плит. Анализ теплотерь Земли (см. раздел 5.4) свидетельствует, что основные потери эндогенного тепла происходят и всегда происходили через океаническую кору в процессе формирования океанических плит. Ниже, в разделе 6.5, будет показано, что тектоническое развитие Земли по законам тектоники литосферных плит началось только в раннем протерозое после выделения земного ядра около 2,6 млрд лет назад (в архее, как уже отмечалось, механизм “самодвижения” литосферных плит вообще не мого). Всего за это время таким путем было потеряно около $5,32 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии (см. раздел 5.5). В настоящее же время через океаническое дно теряется около $3,09 \cdot 10^{20}$ эрг/с (см. раздел 5.4), или приблизительно $9,75 \cdot 10^{27}$ эрг/год тепловой энергии. Но поскольку океанические литосферные плиты образуются за счет кристаллизации и охлаждения мантийного вещества, а их средняя температура при этом меняется мало, то в первом приближении можно принять, что приведенные здесь теплотери оказываются пропорциональными массам образовавшихся и погружившихся в мантию литосферных плит. Учитывая, что средняя плотность океанических литосферных плит приблизительно равна $3,3 \text{ г/см}^3$, можно оценить, что за последние 2,6 млрд лет в мантию погрузилось около $1,25 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$, или $4,13 \cdot 10^{27}$ г литосферных плит. Масса современной конвектирующей мантии (без континентальной коры) приблизительно равна $4 \cdot 10^{27}$ г. Следовательно, за время действия механизма тектоники литосферных плит, т.е. за последние 2,6 млрд лет, в мантию Земли погрузилось литосферных плит несколько больше, чем масса самой мантии. Отсюда видно, что за это же время все вещество мантии по крайней мере один раз успело полностью “прокрутиться” в конвективном цикле (в следующем разделе мы покажем, что после архея существовало шесть таких конвективных циклов).

Из приведенных оценок видно, что рассмотренные механизмы “самодвижения” литосферных плит действительно могли бы создать крупномасштабную конвекцию с заметным массообменом в мантии. Однако по сути рассмотренная конвекция является типично тепловой с тем лишь отличием от классического случая, что в ней ведущую роль играет не подъем разогретого мантийного вещества в земных недрах, а, наоборот, погружение охлажденного на поверхности пограничного слоя мантии, т.е. океанических литосферных плит.

Для длительного функционирования описанной здесь конвекции, как и любой тепловой конвекции, к веществу мантии необходимо подводить энергию не меньшую, чем связанные с ней теплотери. При этом интенсивность конвективного массообмена в мантии, а в нашем случае и средние скорости движения океанических плит (т.е. средняя

интенсивность тектонической активности Земли), по-видимому, будет полностью контролироваться скоростью генерации в мантии энергии. Связано это с сильной экспоненциальной зависимостью вязкости мантийного вещества от температуры, а следовательно, и от подвода к нему тепловой энергии: при снижении скорости генерации тепла в мантии ее вязкость будет повышаться и соответственно возрастут силы вязкого трения, препятствующие движению плит по рассмотренным здесь механизмам. И наоборот, при поступлении дополнительной энергии вязкость мантии и силы трения уменьшаются, а скорость “самодвижения” плит возрастает.

Поэтому тектоническая активность Земли в рамках рассмотренной здесь модели движения плит строго определяется генерацией тепловой энергии в глубинах мантии (без учета радиоактивной энергии, выделяющейся в континентальной коре), т.е. фактически описывается тепловым потоком через океаническое дно. Основной вклад в глубинный тепловой поток вносит главный энергетический процесс на Земле – процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию. Следовательно, и тепловая конвекция в мантии должна в основном определяться этим же процессом.

6.3. Природа крупномасштабной мантийной конвекции

Рассмотрим теперь физические механизмы, способные возбудить конвективные движения мантийного вещества. Большинство геофизиков, особенно на западе, традиционно предпочитают рассматривать только тепловую конвекцию в классической постановке, считая, что питается она энергией распада радиоактивных элементов или постепенным остыванием Земли. Среди ранних исследований еще раз следует упомянуть работу О. Фишера (1889), считавшего, что конвекция подкорового вещества вызывается общим остыванием Земли, и работу А. Холмса (1929), обратившего внимание на то, что вызывающую дрейф континентов тепловую конвекцию может порождать распад радиоактивных элементов.

Строгое решение задачи о нахождении поля скоростей конвективных движений вещества в мантии Земли может быть получено только путем совместного решения уравнения Навье–Стокса для сжимаемой жидкости с уравнениями неразрывности и состояния вещества при граничных и начальных условиях, соответствующих состоянию и строению реальной мантии Земли с учетом существующих фазовых переходов в мантийном веществе и развивающихся в мантии энергетических процессов. Однако выполнить все эти требования чрезвычайно сложно, к тому же вначале не все закономерности строения и развития Земли еще были известны с достаточной точностью. Поэтому в предпринимавшихся ранее попытках исследования процесса тепловой конвекции, начиная с фундаментальной работы С. Чандрасекара (1961) и других исследователей, это не всегда учитывалось, и находились решения задачи, может быть и корректные с точки зрения математики, но для очень грубых моделей Земли, например для моделей, в которых вязкость мантии принималась либо постоянной, либо монотонной функцией радиуса или считалось, что мантия “подогревается” снизу ядром Земли. В результате получались громоздкие решения, лишь схематически отображающие природу реальных явлений.

Применительно к механизмам тектоники литосферных плит тепловая конвекция в мантии исследовалась Ф. Рихтером (1973, 1977), Д. Маккензи, Ф. Рихтером (1976), Д. Таркотом, Дж. Шубертом (1985) и др. У нас в России наиболее обстоятельно с использованием более реальных распределений физических параметров мантии тепловая конвекция в земной мантии исследовалась В.П. Трубицыным и В.В. Рыковым (1994–2000).

Напомним, что для определения условий возникновения тепловой конвекции в мантии обычно используется критерий (число) Рэлея. Для сферического слоя критическое

значение числа Рэлея равно примерно 2000. По современным представлениям, значение эффективной вязкости мантии Земли находится в пределах от 10^{23} до 10^{24} пуаз (Ranelli, Fisher, 1894), поэтому для возникновения в ней сквозной тепловой конвекции достаточно сверхадиабатического перепада температуры всего в 1–10 °С. При этом, правда, возникает исключительно вялая конвекция, но ведь реальные значения сверхадиабатических перепадов температуры вполне могут достигать и нескольких десятков градусов.

Отсюда видно, что в мантии Земли действительно может возбуждаться тепловая конвекция в ее классическом понимании, т.е. за счет подогрева мантийного вещества снизу или в объеме самой мантии. Были бы в ней достаточные источники тепла. Радиоактивных элементов для этого слишком мало. Единственным достаточным источником энергии является процесс химико-плотностной дифференциации мантийного вещества. Однако этот процесс помимо простой генерации тепла в мантии приводит еще и к возникновению в ее теле плотностных неоднородностей, существенно превышающих эффекты теплового расширения вещества при его нагревании. Поэтому для приближения к реальным условиям необходимо рассматривать не просто тепловую или чисто химико-плотностную конвекцию в мантии, а их комбинацию в виде химико-тепловой плотностной конвекции.

Химико-плотностная конвекция на качественном уровне рассматривалась Е.В. Артюшковым (1968, 1970), приближенно – О.Г. Сорохтиным (1974) и более строго на уровне численного моделирования – А.С. Мониным и его коллегами (1980, 1987), а также Д.Г. Сеидовым и Ю.О. Сорохтиным (1994). Наконец, химико-тепловую конвекцию в мантии с эндотермическими фазовыми переходами недавно рассмотрели Л.И. Лобковский и В.Д. Котелкин (2000).

Условие, определяющее начало возникновения химико-плотностной конвекции, можно найти по аналогии с критерием Рэлея для тепловой конвекции. Действительно, безразмерное число Рэлея представляет собой отношение двух факторов: подъемной силы, возникающей при тепловом расширении вещества (т.е. фактора, вызывающего конвекцию), к силам сопротивления сдвиговым деформациям (т.е. к фактору, препятствующему конвекции и характеризующему скорость рассеивания тепловых неоднородностей среды). В качестве фактора, учитывающего скорость рассеивания тепловых неоднородностей при тепловой конвекции, обычно используется коэффициент температуропроводности, в случае химико-плотностной конвекции его заменяет коэффициент диффузии химических неоднородностей. Но коэффициенты диффузии в силикатах $D \approx 10^{-20} - 10^{-22}$ см²/с на много порядков меньше коэффициентов температуропроводности $a \approx 5 \cdot 10^{-3}$ см²/с. Из-за этого модифицированное число Рэлея R_g для химико-плотностной конвекции всегда оказывается на много порядков выше его значений для тепловой конвекции

$$R_g = \frac{\Delta\rho \cdot g \cdot H^3}{D \cdot \eta}, \quad (6.1)$$

где g – ускорение силы тяжести; $\Delta\rho$ – средний перепад плотности, образующийся за счет изменения химического состава вещества мантии в процессе его дифференциации на поверхности земного ядра; H – толщина слоя мантии; η – коэффициент динамической вязкости мантийного вещества.

Однако большие значения преобразованного числа Рэлея вовсе не означают, что химико-плотностная конвекция обязательно должна быть интенсивной. Это показывает лишь, что она определяется только вязкостью среды и перепадами плотности в ее химических неоднородностях и не зависит от процесса диффузии плотностных неоднородностей. Следовательно, при заданных значениях вязкости и перепадах плотности химико-плотностная конвекция в мантии будет всегда развиваться с предельно возможной скоростью, но она может быть и очень низкой, если вязкость мантии

достаточно большая, а перепады плотности, генерируемые на поверхности ядра, незначительные.

Если вещество мантии реагирует на медленные деформации подобно вязкой жидкости, то из приведенных рассуждений следует важный вывод: практически любые изменения химического состава мантийного вещества, возникающие при его дифференциации на поверхности ядра, неизбежно приведут к появлению в мантии конвективных движений, даже если вызванные такой дифференциацией флуктуации плотности лишь незначительно нарушают гравитационную устойчивость мантии. При этом скорость развития такого процесса будет полностью определяться перепадами плотности в мантийном веществе и его вязкостью. В реальных условиях, однако, скорость химико-плотностной конвекции, по-видимому, должна саморегулироваться таким образом, чтобы скорость снижения потенциальной энергии Земли (благодаря дифференциации ее вещества) была бы максимальной, а затрата энергии на преодоление сил вязкого трения в среде – минимальной.

Энергетический подход позволяет количественно оценить масштабы конвективного массообмена в мантии. Так, оценки показывают, что средняя разность плотности между исходным и прошедшим дифференциацию веществом мантии весьма незначительна и в среднем приблизительно равна $0,017 \text{ г/см}^3$. Скорость выделения “ядерного” вещества можно определить через производную по времени от эволюционного параметра Земли (см. рис. 4.8). В разделе 4.4 было показано, что в настоящее время из мантии в земное ядро переходит около $1,5 \cdot 10^{17} \text{ г/год}$, или около 150 млрд т в год “ядерного” вещества ($\text{Fe} \cdot \text{FeO}$). Отсюда можно найти и современную скорость конвективного массообмена в мантии: она оказывается приблизительно равной $5,95 \cdot 10^{18} \text{ г/год}$, или при средней плотности мантийного вещества около $4,5 \text{ г/см}^3$, $1320 \text{ км}^3/\text{год}$. Это приблизительно в 5,75 раза больше, чем определенная выше скорость погружения океанических плит в мантию при тепловой конвекции по механизму Форсайта–Уеды. Однако не следует забывать, что и тепловая составляющая общей конвекции, в конце концов, управляется энергией все того же главного процесса химико-плотностной дифференциации Земли. Поэтому можно утверждать, что в мантии Земли существует смешанная плотностная химико-тепловая конвекция. Если использовать энергетический подход и считать вклад различных источников энергии в конвективный массообмен Земли пропорциональным скорости генерации энергии в мантии (см. раздел 5.5), то оказывается, что современная конвекция почти на 89% является химико-плотностной.

Интенсивность конвективного перемешивания мантии со временем менялась по зависимости, близкой к тектономагматической активности Земли (см. рис. 5.15, кривая 2). В архее выделяются два периода повышенной конвективной и тектономагматической активности Земли. Первый из них, связанный с зонной дифференциацией металлического железа, приходится на начало архея. Конвективный массообмен в то время имел в основном тепловую природу и охватывал только верхнюю мантию и ее переходный слой глубиной от 400 до 800 км в достаточно узком тропическом поясе Земли. При этом первый всплеск конвективной (и тектонической) активности Земли возник в раннем архее не столько благодаря большой скорости выделения гравитационной энергии дифференциации, сколько из-за того, что вся эта энергия тогда рассеивалась в малых объемах конвектирующей мантии. В связи с этим существовавшие в раннем архее конвективные структуры должны были быть мелкими, размерами не превышающими нескольких сотен или первых тысяч километров. Следовательно, в раннем архее должно было существовать не менее 80 конвективных структур. Если же учесть, что первые зародыши (ядра) будущих континентальных щитов формировались над нисходящими потоками таких конвективных структур, то можно заключить, что в раннем архее образовалось не менее $80/2 = 40$ таких континентальных ядер. Интересно отметить, что приблизительно такое же количество первичных и наиболее древних (сложенных серыми

гнейсами, трондьемитами и тоналитами) нуклеаров континентальной коры – 37, выделяется и по геологическим данным (Глуховский, Моралев, 1994). По мере погружения фронта дифференциации размеры конвективных ячеек должны были увеличиваться, отдельные нуклеары – сливаться друг с другом, а их число – сокращаться. Поэтому к концу раннего архея число таких континентальных зародышей уже не должно было превышать 20 (рис. 6.4).

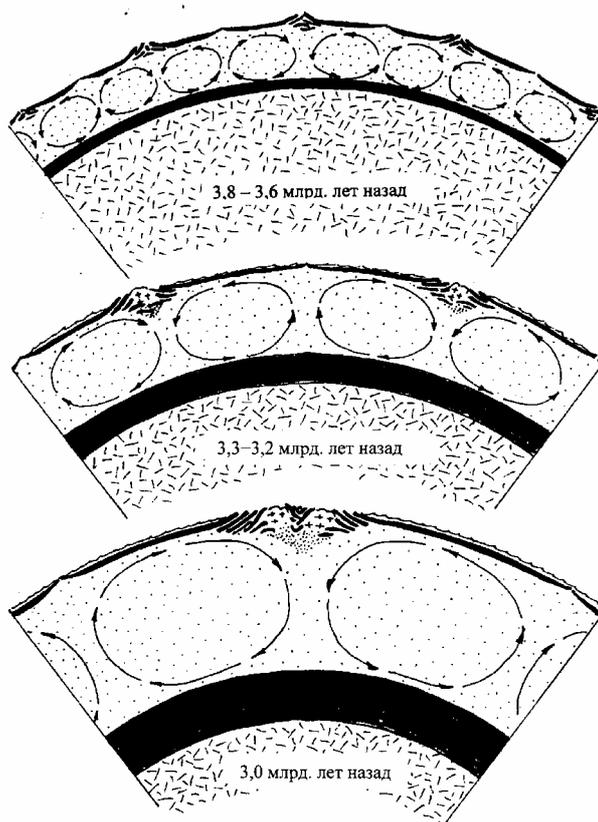


Рис. 6.4. Изменения числа ячеек в конвектирующей мантии архея и формирование зародышей (нуклеаров) архейских континентальных щитов (разрезы относятся к экваториальной зоне и даны в произвольном масштабе)

Второй период резко повышенной конвективной и тектономагматической активности Земли в позднем архее был связан с вовлечением в процесс зонной дифференциации помимо железа его окиси с формированием эвтектических сплавов Fe-FeO. Новый всплеск тектономагматической активности Земли стимулировался уже значительным повышением скорости выделения “ядерного” вещества (см. рис. 4.8) и пропорциональным этому увеличением скорости генерации гравитационной энергии дифференциации земного вещества (см. рис. 5.3). К этому времени существенно расширился пояс дифференциации, а следовательно, возросла и масса самой конвектирующей мантии, тогда как число континентальных массивов (будущих архейских щитов), вероятно, снизилось до 12–14. После такого перехода процесс дифференциации земного вещества значительно активизировался. Особенно он усилился после начала процесса формирования земного ядра во второй половине позднего архея, начиная приблизительно с 3 млрд лет назад (см. рис. 4.3). В это же время произошла и самая значительная перестройка конвективных течений в мантии – в Земле начала формироваться мощнейшая одноячейчатая конвективная структура, приведшая в конце

архея к столкновению всех возникших ранее континентальных массивов в единый суперконтинент (см. рис. 4.3). Согласно законам механики об устойчивом вращении свободных тел, упомянутым в разделе 4.2, сформировавшийся над центром нисходящего мантийного потока суперконтинент должен был располагаться на экваторе Земли. Это произошло скорее всего 2,6 млрд лет назад и отмечено в геологической летописи Земли наиболее грандиозным диастрофизмом кеноранской орогении.

По аналогии с возникшими в последующие геологические эпохи едиными континентальными массивами Мегатеей Штилле и Пангеей Вегенера этот первый в истории Земли суперконтинент мы назвали Моногеей.

Несмотря на приближенность выполненных оценок, выявленная здесь общая закономерность изменений числа конвективных ячеек в архее, по-видимому, правильно передает общую картину развития конвективных процессов в этом древнейшем эоне. В частности, из этих оценок вытекает, что в раннем архее могли формироваться только мелкие конвективные ячейки с короткими временами жизни – тектоническими циклами. В связи с мелкомасштабностью раннеархейской конвекции (порядка первых сотен километров) отдельные циклы во времени перекрывались друг другом, создавая тем самым непрерывную череду пульсирующих, но глобально не коррелируемых друг с другом процессов (по отдельным ядрам растущих континентов). Соответственно этому и многочисленные тектонические циклы раннего архея на древнейших ядрах разных континентов создали мозаичную картину проявлений отдельных и не синхронных друг с другом всплесков тектонической активности.

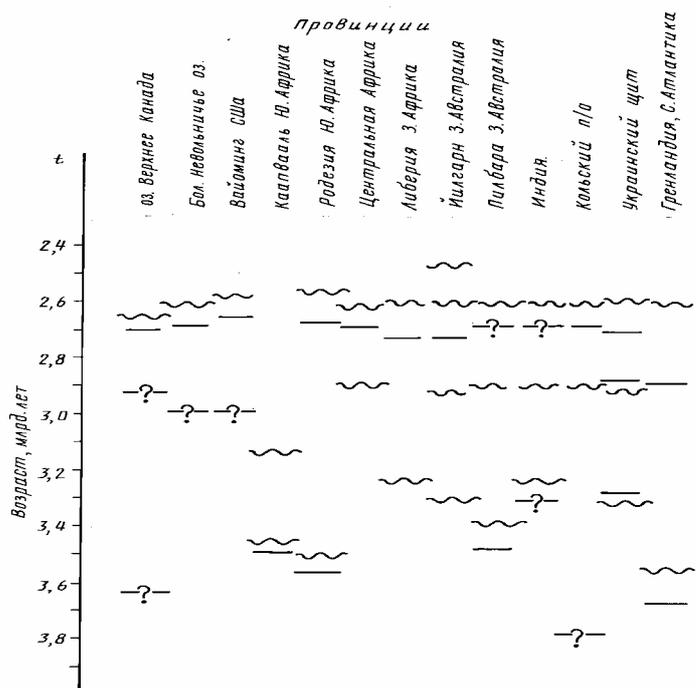


Рис. 6.5. Корреляция тектонических событий при формировании гранит-зеленокаменных поясов архея (по К. Конди, 1983, с изменениями): прямые линии отмечают время образования зеленокаменных поясов; волнистые – время складчатости

Первые глобально-синхронные тектонические циклы могли появиться только в позднем архее, когда фронт зонной дифференциации земного вещества уже погрузился на значительные глубины мантии, и в связи с этим существенно возросли размеры конвективных ячеек – до нескольких тысяч километров. Однако наиболее ярко синхронность тектонических процессов должна была проявиться лишь в самом конце архея – в момент обособления земного ядра. Как видно из геологических данных, обобщенных К. Конди (рис. 6.5), заметная глобальная корреляция тектонических событий

в гранит зеленокаменных поясах архея различных щитов проявилась только около 2,9 млрд лет назад. Однако наиболее четко она выявилась лишь на интервале возрастов 2,7–2,6 млрд лет назад. При этом последний архейский конвективный цикл, совпадающий по времени с моментом выделения земного ядра, одновременно является и первым наиболее сильным глобальным диастрофизмом кеноранской эпохи – самым грандиозным тектономагматическим событием в истории Земли.

После перехода процесса гравитационной дифференциации земного вещества от механизма зонной сепарации “ядерного” вещества к сравнительно медленно действующему бародиффузионному механизму дифференциации мантийная конвекция начиная с раннего протерозоя стала существенно более спокойной. Поэтому наступившую после бурных тектонических событий архея сравнительно спокойную и наиболее продолжительную стадию эволюции Земли по аналогии с терминологией развития звезд можно называть главной последовательностью развития планет земной группы.

С переходом процесса дифференциации земного вещества от механизма зонной сепарации железа и его соединений к медленно действующему бародиффузионному механизму выделения “ядерного” вещества (Fe-FeO) начиная с раннего протерозоя мантийная конвекция стала более спокойной. С постепенным угасанием бародиффузионного механизма дифференциации мантийного вещества за счет исчерпания запасов “ядерного” вещества в мантии происходит постепенное снижение интенсивности и мантийной конвекции. Так, судя по расчетам, активность конвективного массообмена в настоящее время по сравнению с позднеархейским пиком снизилась приблизительно в 7–8 раз. Это снижение продолжится и в будущем.

Энергетический подход позволяет оценить и суммарную массу прошедшего дифференциацию и участвовавшего в конвекции мантийного вещества. Так, выше было определено, что скорость современного конвективного массообмена в мантии приблизительно равна $6 \cdot 10^{18}$ г/год, или $1,9 \cdot 10^{11}$ г/с. За все время тектонической активности Земли (с $4,0 \cdot 10^9$ лет назад и до наших дней) ее теплотери, связанные с конвективным переносом тепла, составили приблизительно $12,4 \cdot 10^{37}$ эрг (см. рис. 5.14), а современный глубинный тепловой поток за вычетом эффекта послеархейского остывания Земли равен $3,39 \cdot 10^{20} - 0,25 \cdot 10^{20} = 3,14 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Отсюда можно определить и суммарную массу мантийного вещества, участвовавшего в конвективном массообмене: она оказывается равной $7,5 \cdot 10^{28}$ г. Массы же Земли и современной мантии соответственно равны $5,977 \cdot 10^{27}$ и $4,014 \cdot 10^{27}$ г, откуда находим, что к настоящему времени суммарная масса мантийного вещества, прошедшего через конвективный массообмен, приблизительно в 12,5 раза превышает массу самой Земли и примерно в 18,7 раз – массу современной мантии. Аналогичные оценки показывают, что за время действия бародиффузионного механизма, т.е. за все послеархейское время (с 2,6 млрд лет назад до современности), конвективный массообмен в мантии приблизительно равен $3,21 \cdot 10^{28}$ г, что почти в 8 раз превышает массу современной мантии. Приведенная оценка, несмотря на ее приближенность, все же очень наглядна и показывает, что конвективный массообмен в мантии действительно огромный, поэтому пренебрегать им нельзя.

Аналогичным путем можно приближенно оценить и число существовавших в мантии после архея конвективных циклов. Со времени образования земного ядра около 2,6 млрд лет назад его масса закономерно увеличивалась (см. раздел 4.4), тогда как масса мантии Земли соответственно уменьшалась с $4,76 \cdot 10^{27}$ г на рубеже архея и протерозоя до $4,014 \cdot 10^{27}$ г в настоящее время. Учитывая это, можно определить, что суммарная масса мантийного вещества, участвовавшего в конвекции за последние 2,6 млрд лет, приблизительно в 7,1 раза превышает среднее значение массы мантии за это же время. Если принять, что при химико-плотностной конвекции в мантии один конвективный цикл соответствует полному обороту мантийного вещества, то находим, что всего в протерозое и фанерозое существовало около 7,1 конвективного цикла.

При химико-плотностном конвективном массообмене в мантии, по-видимому, происходит чередование одноячеистых и двухъячеистых конвективных структур (Сорохтин, 1974; Монин и др., 1987). Тогда можно ожидать, что после архея существовали, например, три одноячеистые и четыре двухъячеистые структуры. Поскольку при возникновении одноячеистых конвективных структур в мантии должны формироваться единые суперконтиненты, то можно ожидать, что после архейского суперконтинента Моногея, т.е. уже в протерозое и фанерозое, должно было существовать еще три суперконтинента: Мегагея Штилле, Мезогея (или Родиния) и Пангея Вегенера (всего же за время жизни Земли с учетом Моногеи – четыре суперконтинента). Во время функционирования двухъячеистых конвективных структур, такие суперконтиненты должны были разрушаться, а их “осколки” – обособившиеся материки – должны были центростремительно дрейфовать друг от друга.

Приведенная оценка числа конвективных циклов в мантии, безусловно, является приближенной, но и она может быть уточнена, например, путем использования синергетического подхода к проблеме и согласования результатов расчета с геологическими данными. Конвектирующая мантия представляет собой открытую диссипативную систему, охваченную сильными положительными и отрицательными обратными связями. Это позволяет предполагать существование в мантии тенденции к самоорганизации конвективных процессов с возникновением промежуточных квазиустойчивых состояний, определяемых ее наиболее общими характеристиками, например массой мантии, концентрацией в ней “ядерного” вещества, генерируемой в ней энергией, а также балансом действующих в мантии положительных и отрицательных обратных связей.

Итак, будем исходить из того, что процесс конвективного массообмена в мантии регулируется действием сильных положительных и отрицательных обратных связей в системе. Примером положительных связей может служить зависимость скорости конвекции от теплогенерации: с повышением температуры мантии экспоненциально уменьшается вязкость ее вещества и соответственно возрастает скорость химико-плотностной конвекции. Одновременно увеличивается скорость диффузии окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства и, следовательно, скорость перехода “ядерного” вещества в земное ядро (см. раздел 4.3), а это, в свою очередь, приводит к возрастанию плотностных неоднородностей в мантии и к новой активизации мантийного массообмена.

Сильная отрицательная обратная связь возникает за счет теплопотерь Земли. Так, с увеличением скорости конвективного массообмена увеличиваются скорости движения океанических литосферных плит, возрастают тепловые потоки через океаническое дно и увеличиваются общие потери тепла Землей. Благодаря этому уменьшается средняя температура мантии, повышается вязкость ее вещества, а это, в свою очередь, приводит к снижению конвективного массообмена в мантии. Другой механизм отрицательной обратной связи заложен в самом процессе бародиффузионной дифференциации мантийного вещества. Диффузия окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства происходит только в нижней мантии на глубинах, превышающих 2000 км (см. раздел 4.3). Поэтому чем выше скорость конвекции, тем меньшее время мантийное вещество будет пребывать в деятельном слое нижней мантии, тем меньше за это время “ядерного” вещества успеет диффундировать из кристаллов силикатов и перетечь в земное ядро, а замедление процесса дифференциации неизбежно приведет к снижению скорости и самой конвекции.

Таким образом, тепловая машина Земли представляет собой открытую, нелинейную диссипативную систему с обратными связями, определяющими возможность возникновения в ней процессов самоорганизации геодинамических процессов. Однако химико-плотностная конвекция в мантии по своей природе – нестационарный процесс с

постоянно меняющимся распределением концентрации тяжелой фракции в мантийном веществе и связанной с этим постоянно видоизменяющейся структурой конвективных ячеек. Поэтому следует ожидать, что самоорганизация конвективных ячеек в мантии будет постоянно нарушаться нестационарностью процесса. Тем не менее такие самоорганизующиеся состояния, соответствующие минимальным скоростям рассеивания эндогенной энергии, время от времени все-таки должны возникать.

В работе О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова (1993) показано, что при постоянной массе мантии и отсутствии ее разогрева или охлаждения средняя скорость конвективного массообмена в этой геосфере на больших интервалах времени остается постоянной, хотя ее флуктуации, связанные с перестройками структуры конвективных ячеек, могут быть весьма заметными. Если же мантия после архейского перегрева в среднем все-таки остывает, то постепенно будет снижаться средняя скорость конвекции, а следовательно, постепенно станут возрастать и периоды полных конвективных циклов массообмена в мантии. В противоположном случае разогрева мантии конвективный массообмен в этой геосфере ускоряется. Отсюда следует важный геодинамический закон: энергетический баланс Земли в среднем стабилизирует развитие конвективных процессов в мантии.

Однако периоды конвективных циклов должны быть пропорциональны массе мантии. Масса же мантии после образования земного ядра в конце архея, постепенно уменьшалась за счет выделения из нее “ядерного” вещества и роста самого ядра. Это могло приводить к постепенному сокращению со временем продолжительности конвективных, а следовательно, и тектонических циклов. Как происходило в действительности и какой из факторов (остывание мантии или уменьшение ее массы) оказывался определяющим – можно определить по геологической летописи Земли. Так, моменты формирования суперконтинентов Моногея, Мегагея, Мезогея и Пангея следует сопоставлять со временами завершения кеноранской, свекофеннской, гренвильской и герцинской тектонических эр (орогений), соответственно 2600 ± 100 ; 1800 ± 100 ; 1010 ± 70 и 230 ± 10 млн лет назад. Если это так, то периодичность формирования суперконтинентов в докембрии слабо менялась от 800 до 780 млн лет. Как видно, периодичность мегациклов в послеперархейское время с точностью до определения возрастов орогений оставалась приблизительно постоянной.

Следовательно, эффект затухания тектонической активности Земли и остывания мантии в реальных условиях во многом компенсировался уменьшением массы мантии, тем самым стабилизируя периодичность тектонических событий на Земле. Однако в будущем из-за истощения энергетических запасов Земли и замедления процесса дифференциации мантийного вещества фактор остывания мантии начнет играть более важную роль. В результате замедлится конвективный массообмен в мантии и заметно увеличатся периоды тектонических мегациклов.

Как уже отмечалось, архейская история завершилась формированием у Земли настоящего плотного ядра и возникновением в ее мантии мощнейшей одноячейстой конвективной структуры. Поэтому за начало отсчета послеперархейской геологической истории, отвечающей главной последовательности развития Земли, удобно принять именно этот естественный рубеж – момент окончательного формирования в недрах нашей планеты тяжелого ядра около 2,6 млрд лет назад. Это оправдано еще и тем, что в конце архея сформировался первый в истории развития Земли суперконтинент – Моногея. Рубеж этот наиболее четко фиксируется в геологической летописи, поскольку с ним связано изменение механизмов и геохимии формирования континентальной коры и, кроме того, ему непосредственно предшествовал мощнейший тектонический процесс образования первого в истории Земли суперконтинента Моногея (см. рис. 8.2).

В этом случае с учетом чередования одноячейстых и двухъячейстых конвективных структур в мантии и приведенных геологических данных о времени образования суперконтинентов можно уточнить полученную выше оценку числа конвективных циклов в протерозое и фанерозое: оказывается, что до настоящего времени завершилось 6,58 конвективных циклов продолжительностью от 380 до 420 млн лет каждый. Если кеноранский орогенез, завершивший собой тектонические события архейской эпохи, принять за начало отсчета всех последующих конвективных циклов, то оказывается, что

при $N_0 \approx 6,58$, целочисленным значениям $N_C = 0; 1; 2; 3; 4; 5; 6$ в послепалеозойское время соответствуют возрасты 2,6; 2,22; 1,84; 1,45; 1,05; 0,65 и 0,23 млрд лет назад, близко отвечающие возрастам главных тектонических событий протерозоя и фанерозоя (рис. 6.6). В этом уточненном варианте периодичность формирования суперконтинентов слабо возрастала от 0,76; 0,79 до 0,82 млрд лет. Откуда видно, что в протерозое и фанерозое на периодичность тектонических движений в большей мере все-таки сказывались факторы истощения энергетических запасов Земли и остывания мантии. В будущем, эти факторы снижения тектонической активности Земли начнут играть еще более важную роль, что еще более существенно замедлит конвективный массообмен в мантии и как следствие этого – заметно увеличит периоды тектонических мегациклов.

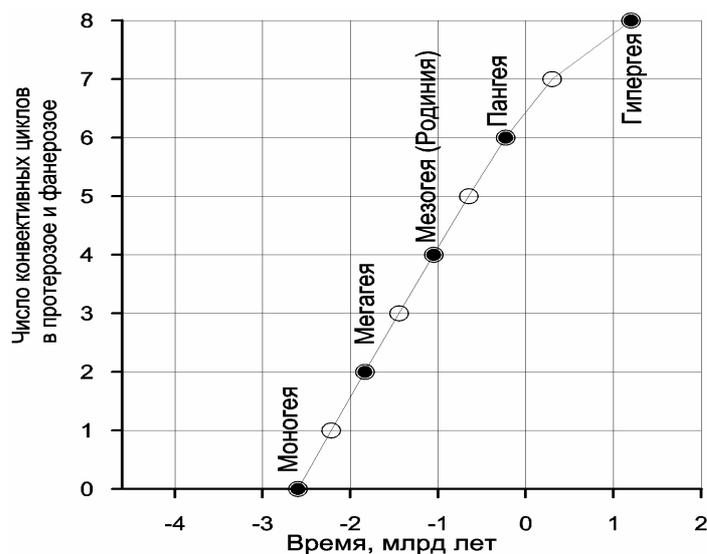


Рис. 6.6 Зависимость числа конвективных (тектонических) мегациклов в фанерозое $N_C(t)$ от времени: сплошные кружочки – одноячейстые структуры и моменты формирования суперконтинентов; прозрачные кружочки – двухъячейстые конвективные структуры и время максимального раскола суперконтинентов

Значению $N_C = 0$ отвечает время формирования первого суперконтинента Моногея (см. рис. 8.2). Однако суперконтиненты – неустойчивые образования, и после своего формирования они быстро раскалываются и дробятся на отдельные части (соответствующие возможные реконструкции суперконтинентов и материков – фрагментов их распада рассмотрены в гл. 8). Это связано с изменением структуры конвективных течений в мантии и возникновением вместо нисходящего мантийного потока под бывшим суперконтинентом нового восходящего потока – непосредственной причины его разрушения и распада (см. рис. 6.10). Поэтому можно полагать, что при $N_C = 1$ к моменту времени 2,22 млрд лет назад в мантии установилась более сложная, возможно, двухъячейстая конвективная структура. При этом в соответствии с законами механики, требующими для устойчивого вращения Земли совпадения ее главной оси момента инерции с осью ее собственного вращения (см. раздел 4.2), Земля должна была повернуться таким образом, чтобы большинство материков того времени – осколков Моногеи – оказалось в низких и умеренных широтах.

Следующий суперконтинент, Мегатея Штилле (см. рис. 8.4), начал формироваться около 2,0–1,9 млрд лет назад, но окончательно образовался только 1,84 млрд лет назад в результате глобальной свекофеннской (карельской) орогении. Следовательно, в это же время, с которым можно сопоставить значение параметра $N_C = 2$, в мантии должна была вновь функционировать одноячейстая конвективная структура. При этом, учитывая приведенный в разделе 4.2 вывод о зависимости ориентации момента инерции Земли от расположения континентальных масс на земной поверхности (Монин, 1988), можно заключить, что и второй суперконтинент, Мегатея, сформировался на низких широтах. Об этом же свидетельствуют и геологические данные (см. раздел 8.3).

Существование Мегагеи также было непродолжительным: уже начало рифея ознаменовалось общим дроблением континентальной коры. Значение же параметра $N_C = 3$ по времени (1,45 млрд лет назад) соответствует раннему рифею. Начало же раскола Мегагеи происходило несколько раньше, около 1,6 млрд лет назад, и близко совпадает со следующей выдающейся тектонической эпохой великого обновления структурного плана Земли, с которого иногда отсчитывают начало эпохи неогей.

Значение $N_C = 4$ отвечает времени 1,05 млрд лет назад, что близко соответствует столь же радикальной гренвильской эпохе тектономагматической активизации, в результате которой из осколков Мегагеи начал формироваться новый, третий по счету суперконтинент, Мезогей, или, как его иногда называют, Родиния (см. рис. 8.6). Новый суперконтинент, как и Мегагея, располагался вблизи экватора и просуществовал сравнительно недолго – около 100–150 млн лет. Вскоре после этого одноячеистая конвекция в мантии Земли сменилась на двухячеистую конвективную структуру с двумя нисходящими потоками вблизи полюсов Земли и одним кольцевым восходящим потоком под ее экваториальным поясом. Такой ситуации соответствовало значение параметра $N_C = 5$ и время 650 млн лет назад (см. рис. 8.7). Однако уже около 600 млн лет назад под северным фрагментом Мезогей – Лавразией возник вторичный восходящий мантийный поток, буквально разорвавший на части и этот суперматерик с образованием Праатлантического океана Япетус и Палеоуральского океана. Гондвана же при этом испытала лишь частичную деструкцию, но уже в катангскую (панафриканскую) орогению она вновь спаялась в единый суперматерик (см. раздел 8.5).

Четвертый раз в Земле возникла одноячеистая конвективная структура и вновь сформировался единый суперконтинент – вегенеровская Пангея (см. рис. 8.10) в конце палеозоя, около 250–230 млн лет назад. Этому событию отвечает значение параметра $N_C = 6$ и расчетное время 230 млн лет назад, а также максимум тектонической активности герцинской орогении в фанерозое. Пангея, как и все другие суперконтиненты, тоже долго не просуществовала и уже в начале мезозоя (около 200 млн лет назад) испытала первые импульсы деструкции, а приблизительно 190 млн лет назад возникли и первые трансматериковые расколы, переросшие затем в молодые океаны: Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый.

Приведенные оценки $N_C(t)$, безусловно, являются приближенными, особенно если учесть существенную нестационарность мантийной конвекции, но все-таки они, по-видимому, правильно отражают главную особенность развития тектонической активности Земли – ее цикличность. Судя по приведенным оценкам, в послепалеозойской геологической истории выделяется шесть полностью завершенных конвективных циклов: 2,6–2,22–1,84–1,45–1,05–0,65–0,23 млрд лет назад с продолжительностью соответственно около 380–420 ±10 млн лет. Если эту закономерность продлить и далее, но с учетом прогрессивного затухания конвективной активности Земли, то оказывается, что следующий полный конвективный цикл завершится приблизительно еще через 300 млн лет при $N_C = 7$. Наконец, последний, четвертый мегацикл с $N_C = 8$ может завершиться приблизительно через 1,2 млрд лет в будущем. Однако в связи с постепенным затуханием процесса бародиффузионного механизма дифференциации земного вещества и соответствующим снижением конвективной активности мантии пока не ясно, хватит ли сил у слабеющей мантийной конвекции на формирование последнего суперконтинента – гипотетической Гипергеи.

6.4. Конвекция в мантии Земли

В мантии, безусловно, существует интенсивная и крупномасштабная конвекция, возбуждаемая эндогенными энергетическими источниками, прежде всего энергией гравитационной дифференциации мантийного вещества с небольшим вкладом радиогенного тепла и незначительными (сегодня) добавками приливной энергии. При

этом граничные условия на поверхности Земли, связанные с существованием древних и мощных континентальных плит и с возникновением на поверхности конвектирующей мантии охлажденных и подвижных океанических литосферных плит, накладывают на мантийную конвекцию характерный отпечаток и часто подчиняют ее структуру плану расположения литосферных плит и зон субдукции.

Косвенными свидетельствами существования в мантии крупномасштабной конвекции, охватывающей одновременно и верхнюю и нижнюю мантию, являются расчеты плотности вещества в нижней мантии по данным ударного сжатия силикатов. Такие расчеты показали, что при соответствующих давлениях и адиабатической температуре распределение плотности в обеих частях мантии с большой точностью аппроксимируется плотностью океанических лерцолитов – пород, поднятых в трансформных разломах океанского дна. Это свидетельство однородности химического состава мантии одновременно является косвенным показателем существования в ней крупномасштабной конвекции, постоянно перемешивающей ее вещество. А есть ли какие-либо прямые доказательства такого процесса?

Таким прямым свидетельством существования единой структуры массообмена, пронизывающего собой, и верхнюю и нижнюю мантию, по-видимому, являются сейсмические наблюдения, показывающие, что шлейфы опускающихся в мантию океанических литосферных плит прослеживаются под зонами субдукции значительно глубже предельного уровня возникновения землетрясений. Они уверенно прослеживаются до 800 км и, возможно, даже до 1400 км, т.е. уже в самой нижней мантии.

Убедительными доказательствами существования глубинных мантийных конвективных течений, совершенно не связанных с “самодвижением” океанических литосферных плит по зонам субдукции, по-видимому, являются факты раскола Африканского континента по системе Красное море–Аденский залив–Восточно-Африканские рифты; отодвигание Аравии от Африки; расширение Атлантического и, частично Индийского океанов; подъем океанического дна выше поверхности океана в Северной Атлантике (о. Исландия) и на северо-востоке Эфиопии (провинция Афар) и т. д. Все эти явления никак не могут быть связаны с затягиванием тяжелых океанических плит в мантию, а требуют для своего объяснения привлечения идеи существования самостоятельных конвективных течений мантийного вещества, действующих на подошву литосферных плит снизу. Самым ярким доказательством, по-видимому, является раскол вегенеровской Пангеи на отдельные части – современные материки. Событие это произошло в середине мезозоя, но сам дрейф континентов (и раскол Африки) продолжается до сих пор. Никакими ухищрениями с “самопогружением” в мантию тяжелых океанических плит, окружавших тогда Пангею, объяснить это явление не удастся.

Что же касается уже упоминавшейся выше зависимости скорости движения литосферных плит от длины окружающих их зон субдукции, то ее можно объяснить совершенно иначе, чем это сделано в работе Д. Форсайта и С. Уеды (1975). Действительно, все быстрые плиты как бы сгруппированы в двух смежных регионах: с одной стороны, это плиты Наска, Кокос, Тихоокеанская и Филиппинская, а с другой – Индийская. Но стоит только предположить, что под юго-восточной частью Тихого океана и под центром Индийского океана в мантии существуют мощные восходящие конвективные потоки, а между ними, где-то под Индонезией и Южной Америкой, – нисходящие потоки, как тот же самый результат получается за счет простого растекания мантийного вещества под плитами отмеченных регионов. Но в этом случае вязкое зацепление мантийного вещества с подошвой литосферных плит будет уже не тормозить их движение, а наоборот, только способствовать ему. Кстати, судя по карте рельефа земного ядра (см. рис. 2.12), именно под юго-восточной частью Тихого океана и под

центром Индийского океана наблюдаются подъемы его поверхности, а это является обязательным и верным признаком восходящих конвективных потоков в мантии.

Обратим внимание, что под Северной Атлантикой также существует достаточно крупный восходящий конвективный поток. Об этом, в частности, говорит и раздвижение обрамляющих эту часть океана континентов, и подъем среднего уровня океанического дна, а также карта рельефа земного ядра, по которой четко отмечается под Северной Атлантикой заметное повышение поверхности ядра Земли, такое же, как и под юго-восточной частью Тихого океана (см. рис. 2.12). Однако плиты в этом регионе движутся очень медленно – со скоростью раздвижения океана около 2 см/год, тогда как в Тихом океане скорость раздвижения плит достигает 15–18 см/год (см. рис. 7.3).

По-видимому, такие различия в скоростях движения плит над восходящими потоками объясняются влиянием самой литосферной оболочки на процесс формирования горизонтальных ветвей конвективных течений в мантии. Так, в мантии под Тихим океаном астеносфера выражена четко и распространена под всеми без исключения океаническими плитами региона. При этом наименее вязким ее слоем является верхняя часть, в которой уже происходит частичное плавление мантийного вещества. Подошва этого слоя залегает приблизительно на глубине около 80 км и совпадает с границей перехода пироксеновых лерцолитов в гранатовые (см. рис. 6.2).

Но конвективные течения вязкого вещества обычно организуются в такие структуры, чтобы при заданной скорости общего массообмена (а она в рассматриваемой модели определяется процессом дифференциации мантийного вещества) скорость диссипации энергии вязкого трения была бы минимальной. Из этого фундаментального принципа, в частности, вытекает, что в среде с постоянной вязкостью конвективные течения всегда будут стремиться охватить как можно большие объемы пространства (т. е. будут возникать широкие потоки). В среде же с переменной вязкостью, как, например, в мантии с разной толщиной океанических и континентальных литосферных плит, конвективные течения всегда будут концентрироваться в слоях с минимальной вязкостью вещества.

По этой причине в стратифицированной мантии с четко выраженной маловязкой астеносферой конвективные течения должны стягиваться в этот слой пониженной вязкости. В результате в нижней мантии и низах верхней мантии будут доминировать вертикальные потоки вещества, а в самой астеносфере сформируются преимущественно горизонтальные течения. Это приводит к тому, что через тонкий астеносферный слой перетекает большая часть вещества конвективных потоков, формируя там сравнительно быстрые, до нескольких десятков сантиметров в год, горизонтальные астеносферные течения. Эти-то течения и влекут за собой относительно тонкие (от 10 до 80 км) океанические плиты Тихого океана от восходящего конвективного потока под Восточно-Тихоокеанским поднятием к нисходящим потокам в мантии, т. е. к зонам субдукции, окружающим этот океан. Такие течения не препятствуют движениям плит, если они вызываются механизмом затягивания океанической литосферы в мантию, ведь в рассматриваемом случае направления движения плит к зонам субдукции действительно совпадают с ожидаемыми направлениями астеносферных течений под этими плитами.

Совершенно иная картина развивается под мощными континентальными плитами, погруженными в мантию на глубину до 200–250 км. Под ними слой астеносферы практически отсутствует или существенно вырожден, поэтому под континентальными плитами должно наблюдаться более равномерное распределение вязкости и горизонтальные составляющие конвективных течений под ними формируются в существенно большем объеме средней и нижней мантии. Но в связи со значительно большими сечениями горизонтальных потоков под континентальными плитами их скорости оказываются соответственно более низкими (порядка нескольких сантиметров в год). Этим скорее всего и объясняются значительно меньшие скорости дрейфа

континентов, особенно крупных, прочно “сидящих” своими корнями в мезосфере Земли. Меньшей оказывается и скорость движения спаянных с ними океанических плит.

Отмеченные здесь различия геодинамических реакций океанических и континентальных плит на конвективные течения в мантии, по-видимому, неплохо иллюстрируются уже упоминавшейся выше зависимостью Форсайта–Уеды. Фактически эта зависимость определяет собой связь скорости движения литосферных плит с их строением, размерами континентов и расположением плит относительно восходящих и нисходящих течений в мантии, попытка реконструкции которых показана на рис. 6.7. Действительно, зависимость Форсайта–Уеды очень четко разделила крупные литосферные плиты на две различные группы – на континентальные и чисто океанические плиты Тихоокеанского региона. Индийская же плита в этой классификации занимает промежуточное положение, вероятно, потому что впаивные в нее континентальные массивы (Индия и Австралия) относятся к сравнительно небольшим материкам. К тому же Индийская плита, как и все Тихоокеанские плиты, оказались “удачно” расположенной между восходящим и нисходящим потоками в мантии, что в конце концов и обусловило относительно бóльшую скорость ее перемещения в сторону Индонезии.

В Северной Атлантике астеносфера существует только под океанским дном, а с востока и запада она оказывается перекрытой мощными континентальными плитами, играющими роль гигантских дамб, препятствующих растеканию в этих направлениях астеносферных течений от расположенных здесь восходящих потоков. Поэтому астеносферные течения в этом регионе могут распространяться только вдоль Срединно-Атлантического хребта.

Однако такое сокращение эффективного сечения астеносферы приводит к существенному увеличению ее гидродинамического сопротивления. Действительно, в гидродинамике, как известно, действует закон, аналогичный закону Ома в электротехнике. По этому гидродинамическому закону аналогом электрического напряжения является давление, увлекающее вязкое вещество в конвективный массообмен, а поток вещества, участвующий в этом массообмене, играет роль силы тока. Отсюда легко находится и гидродинамическое сопротивление среды как частное от деления давления на поток вещества. В нашем случае поток вещества задается механизмом дифференциации мантийного вещества на поверхности ядра. Поэтому увеличение гидродинамического сопротивления астеносферы неизбежно приводит к соответствующему повышению избыточного давления, действующего на вещество в этом слое.

В Северной Атлантике действие такого избыточного давления проявляется исключительно наглядно. Прежде всего, с этим явлением связан повсеместный существенный подъем уровня океанского дна в этом регионе. Амплитуда гидродинамического “вздутия” здесь такова, что Срединно-Атлантический хребет над центром восходящего потока поднимается даже выше уровня океана и выходит на дневную поверхность, образуя таким путем о. Исландия. Учитывая, что средняя глубина расположения гребней срединных хребтов обычно достигает 2,5–2,7 км ниже уровня океана, легко рассчитать, что избыточное давление восходящего конвективного потока, приподнявшего дно Северной Атлантики, не превышает 700–800 бар. Интересно отметить, что это избыточное давление в сумме с давлением океанических литосферных плит, соскальзывающих с астеносферной линзы под Атлантическим океаном, также приблизительно равным 700–800 бар, действует на краевые зоны континентальных плит Европы, Гренландии и Северной Америки, создавая там избыточные напряжения сжатия до 1–1,5 кбар. Эти напряжения часто приводят к таким нежелательным последствиям, как горные удары и выбросы в горных выработках, и даже к возникновению землетрясений в прибрежных зонах континентов, окружающих Северную Атлантику, о чем уже упоминалось выше.

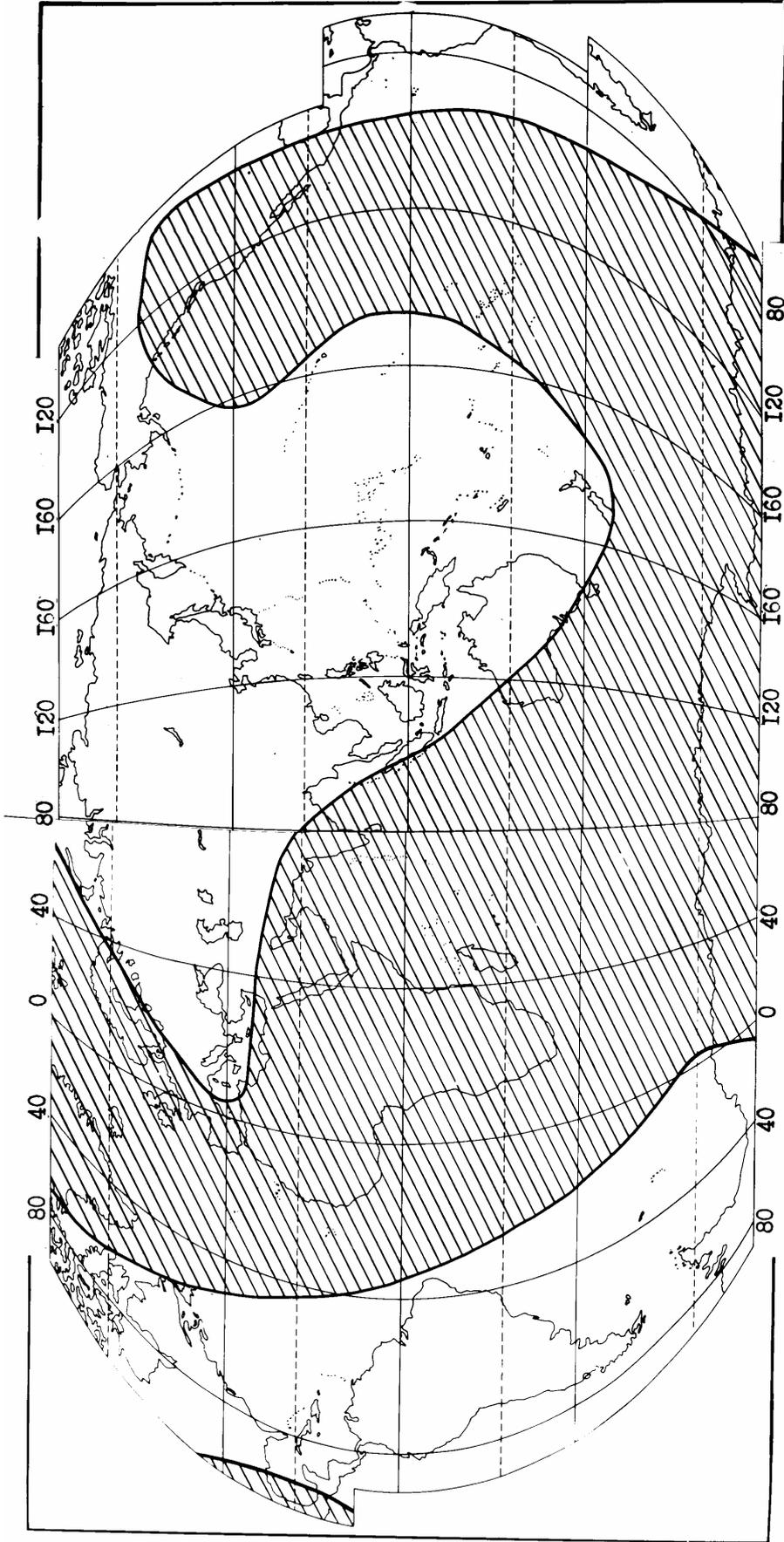


Рис. 6.7. Карта вероятного расположения восходящих и нисходящих конвективных потоков в современной мантии Земли; Заштрихованы нисходящие потоки (Океанология, Геофизика океана т. 2, 1979)

Подъем океанского дна в Северной Атлантике приводит к возникновению в этом регионе крупной положительной гравитационной аномалии. Динамическая природа этой региональной аномалии особенно четко проступает в изостатической редукции, после вычитания из нее поправки за эффект влияния “избыточного” рельефа, т.е. разности между реальным рельефом океанического дна в этом регионе и средним рельефом срединно-океанических хребтов в “невозмущенных” регионах. После выполнения такого пересчета на нормальный рельеф остаточное гравитационное поле над Северной Атлантикой становится отрицательным (рис. 6.8), отмечая тем самым дефицит массы в восходящем конвективном потоке под этим регионом.

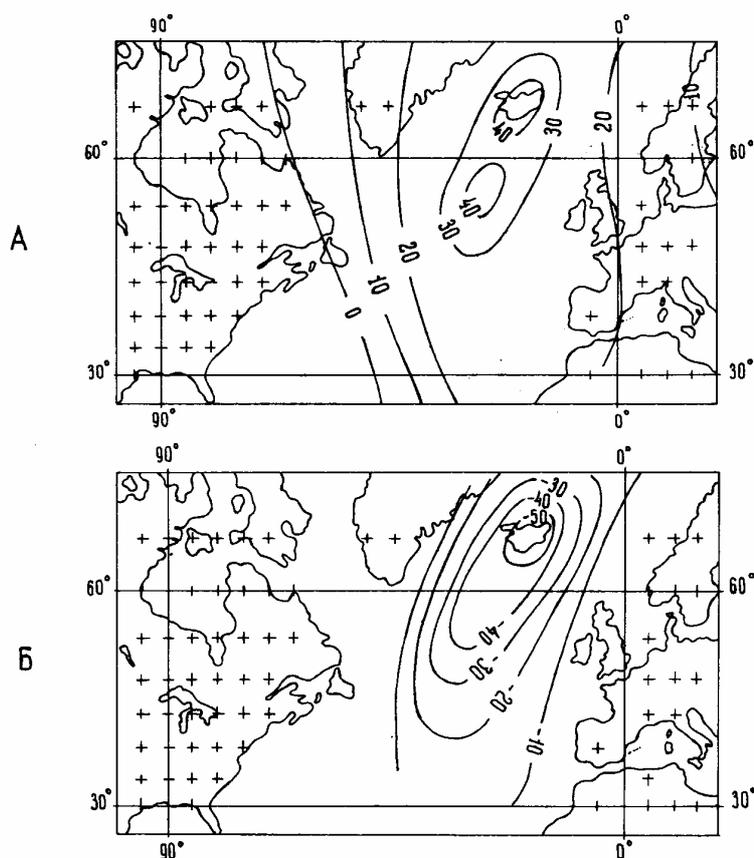


Рис. 6.8. А – Осредненная гравитационная аномалия в свободном воздухе (аномалия Фая) над Северной Атлантикой, мГал; Б – остаточное аномальное гравитационное поле после исключения влияния “избыточного” рельефа Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике – изостатическая аномалия, мГал (Сорохтин, Ушаков, 1991)

Полученный результат анализа регионального гравитационного поля над Северной Атлантикой в сочетании с данными о подъеме под этим же регионом уровня рельефа земного ядра (см. рис. 2.12) и фактом раздвижения океанского дна является веским свидетельством существования здесь мощного восходящего конвективного потока, пронизывающего собой всю мантию от поверхности ядра до поверхности Земли.

Отметим, что судить о структуре конвективных течений в мантии только по гравитационному полю Земли или формам геоида не всегда удастся. Действительно, над Северной Атлантикой, несмотря на существование под ней мощного восходящего потока легкого мантийного вещества, наблюдаются региональная положительная гравитационная аномалия и соответствующий ей подъем уровня геоида на 60 м. С другой стороны, в мантии под западной частью Тихого океана явно функционирует столь же мощный

нисходящий конвективный поток, отмечаемый серией зон поддвига плит. Тем не менее его внешнее проявление в гравитационном поле и геоиде Земли такое же, как и в Северной Атлантике, – здесь также наблюдается положительная гравитационная аномалия и “вздутие” геоида амплитудой до 80 м (см. рис. 2.1). Объясняется это, по-видимому, тем, что в первом случае доминирует “динамическая” составляющая гравитационного поля, вызванная подъемом океанского дна за счет избыточного давления восходящего потока, а во втором – “статическая” составляющая, связанная с избытком массы погружившихся в мантию холодных (и потому тяжелых) литосферных плит, хотя и здесь может присутствовать динамическая составляющая.

Если бы литосферная оболочка Земли была однородной, неподвижной и повсеместно характеризовалась постоянной мощностью, то крупномасштабные ундации (волнообразные изгибы поверхности) геоида должны были бы однозначно отражать структуру конвективных движений в мантии. Реальная ситуация, однако, значительно сложнее, поскольку гидродинамические условия в астеносфере под океанами и континентами существенно отличаются друг от друга. Но если пространство между восходящими и нисходящими потоками в мантии перекрыто только океаническими (или только континентальными) плитами, то можно ожидать, что в таких регионах крупномасштабные гравитационные аномалии и ундации геоида останутся наименее искаженными.

Так, по рельефу геоида на акватории Тихого океана и сопредельных территориях (см. рис. 2.1) можно четко выделить две положительные ундации геоида – на западе и юго-востоке океана, хорошо совпадающие с распространенными там зонами поддвига плит. Между этими “вздутиями” геоида наблюдается широкая полоса пониженных и отрицательных отметок геоида, охватывающая всю центральную и южную части океана. Такой рельеф геоида в Тихом океане, по-видимому, можно уверенно интерпретировать как свидетельство того, что под его пониженными уровнями развиваются восходящие конвективные потоки в мантии, а под положительными ундациями геоида формируются и действуют нисходящие мантийные потоки (рис. 6.9).

Сопоставление этой интерпретации с картой рельефа земного ядра (см. рис. 2.12), несмотря на всю схематичность и, вероятно, еще малую точность, лишь подтверждает правильность этой интерпретации. Действительно, под западными акваториями океана и под Южной Америкой наблюдаются отрицательные формы рельефа ядра – надежно отмечающие собой корни нисходящих потоков в мантии, тогда как под центральными и южными частями Тихого океана видны подъемы поверхности ядра – столь же надежные признаки существования над ними восходящих потоков.

Если приведенное здесь описание геодинамических обстановок Тихоокеанского сектора Земли близко к действительности, то можно ожидать, что восточно-тихоокеанская и южная ветви конвективных течений далее соединяются с мощными восходящими потоками под Индийским океаном, Африкой и Северной Атлантикой (см. рис. 6.7). В результате создается впечатление, что взаимосвязанная цепь восходящих конвективных течений как в теннисном мяче опоясывает единым широким поясом центр нисходящих потоков под западной частью Тихого океана, Индонезией и Северной Австралией.

Ясно также, что под Северной Атлантикой существует мощный восходящий поток, о чем мы уже говорили выше. Но как он связан с только что описанной системой конвективных течений: через Северную Америку или Европу? Пока это не совсем ясно. Скорее через Северную Америку, поскольку под Западной Европой и Северной Африкой (особенно вдоль Средиземноморского и Альпийско-Гималайского подвижных поясов) еще сохранились реликты некогда мощных нисходящих конвективных потоков, предопределивших в свое время закрытие океана Тетис.

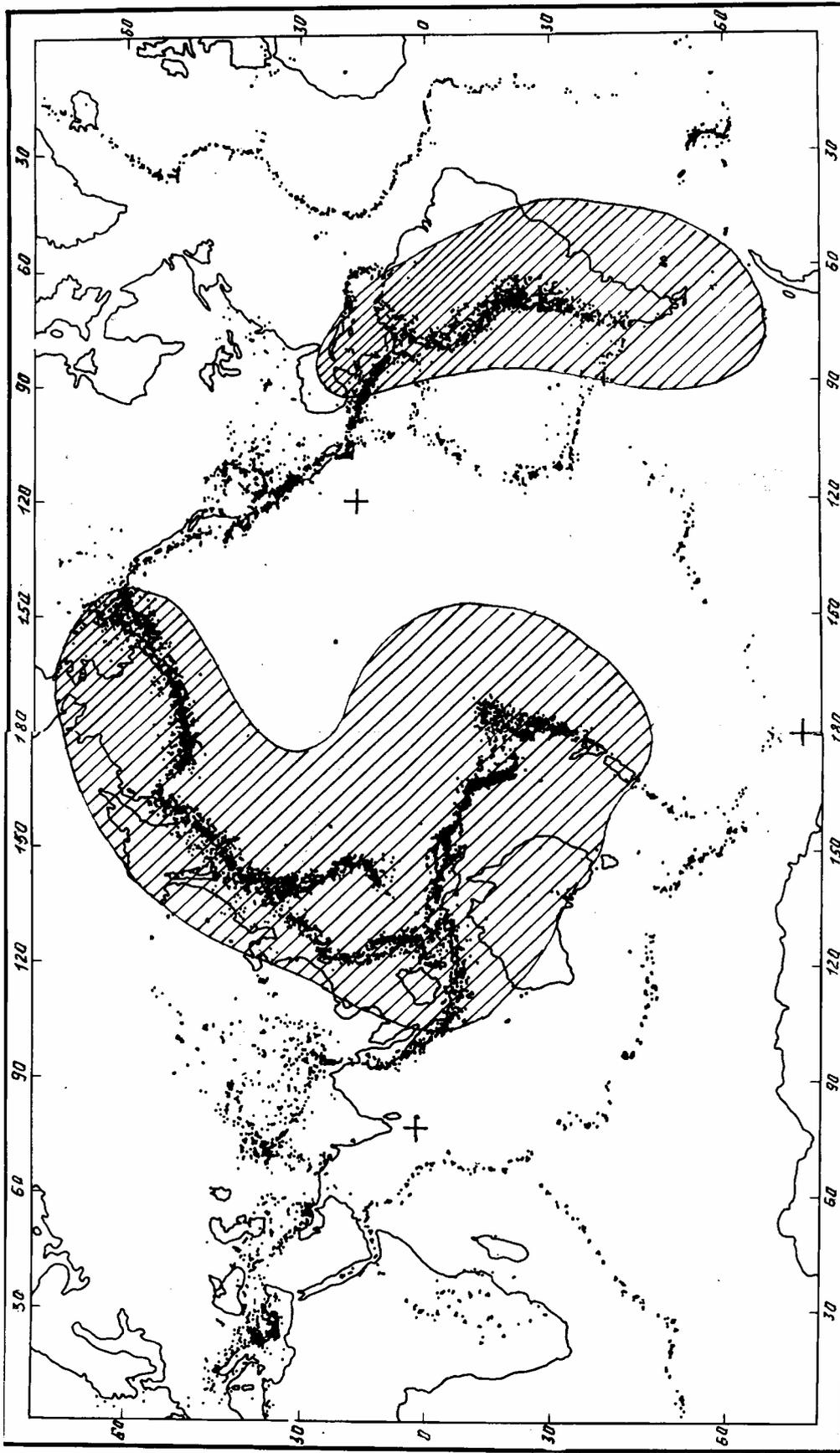


Рис. 6.9. Расположение нисходящих конвективных потоков в мантии на акватории Тихого океана и примыкающих к океану территориях на фоне карты сейсмической активности Земли (Bagazangi, Dogman, 1968), изображенной на рис.2.6; крестиками отмечены центры отрицательных ундулций геоида в Тихом, Южном и Индийском океанах (соответственно -52 , -60 и -105 м)

Остается неясной ситуация с Африкой. С одной стороны, ее сравнительно высокое стояние над уровнем океана и геологические данные определенно указывают на расколы и продолжающееся раздвижение Восточно-Африканской рифтовой зоны, что легче объяснить существованием под континентом восходящих потоков. Но, судя по карте рельефа земного ядра, оснований таких потоков здесь не обнаруживается. Поэтому остается предположить, что бóльшая (западная) часть Африканской плиты как бы отрывается от Сомалийского блока (вероятно, по ослабленным старым шовным зонам) и дрейфует на запад за счет действия на ее подошву горизонтальных мантийных течений, идущих от восходящего потока в Индийском океане к нисходящему потоку под Южной Америкой. Но это только предположение.

Вообще же литосферные плиты стремятся перемещаться под влиянием конвективных течений из областей развития восходящих потоков к местам существования нисходящих потоков мантийного вещества, обычно совпадающим с участками погружения океанических плит в мантию. Таким перемещениям плит, правда, часто препятствует их жесткость и взаимодействие плит друг с другом. Тем не менее можно ожидать, что отмеченная закономерность все же проявляется. Данные о направлениях и скоростях дрейфа плит имеют важное значение для выявления общего плана структуры мантийной конвекции. При этом необходимо помнить, что у нас нет абсолютной системы отсчета движения плит и все определения их перемещений носят только относительный характер – по отношению к другим плитам. Вероятно, такие реконструкции удобнее было бы строить в системе отсчета наименее подвижного из континентов, например Антарктиды, находящейся со времен позднего палеозоя вблизи полюса (в кайнозойское время континент уже никогда не покидал полюса).

Интересно отметить еще одну особенность конвективных движений в мантии. При возникновении одноячейковой конвективной структуры все континентальные массивы дрейфуют в сторону нисходящего потока, образуя над ним единый суперконтинент типа Моногеи, Мегагеи или Пангеи. После образования такого суперконтинента он, естественно, оказывается как бы окруженным со всех сторон зонами субдукции, по которым океанические плиты омывающего его единого океана, Панталассы, погружаются в мантию. При обычной скорости подвига плит около 5–10 см/год уже через несколько десятков миллионов лет эти плиты опускаются до уровня ядра, где подвергаются полному разрушению (дезинтеграции) благодаря действию бародиффузионного механизма дифференциации окислов железа и насыщения их расплавами межгранулярных пространств в мантийном веществе (см. раздел 4.3).

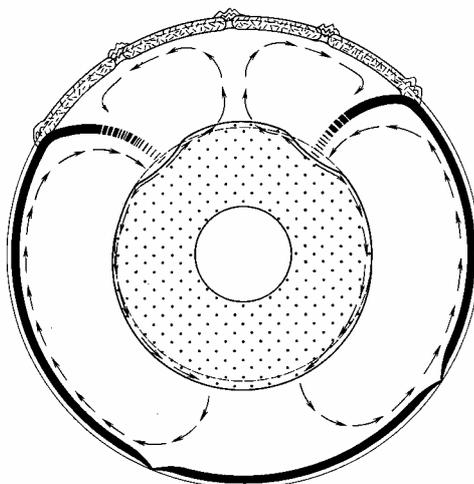


Рис. 6.10. Механизм разрушения суперконтинента за счет возникновения под ним нового восходящего мантийного потока вместо существовавшего ранее нисходящего потока

Вещество погружающихся плит всегда остается несколько более холодным, а следовательно, и более плотным по сравнению с окружающей их мантией. Поэтому естественно ожидать, что под зонами субдукции мантийное вещество будет вдавливаться в ядро, образуя там подобия корней нисходящих потоков (рис. 6.10). Отсюда следует, что после дифференциации дезинтегрированное мантийное вещество этих корней в виде жидкой “магматической каши” должно “стекать” с них (т.е. подниматься) в обе стороны от участков погружения бывших океанических литосферных плит в ядро. По этой причине под центром незадолго до этого возникшего суперконтинента постепенно начинают накапливаться крупные массы прошедшего дифференциацию и поэтому более легкого мантийного вещества. В результате через время порядка первых десятков миллионов лет под суперконтинентом на месте бывшего нисходящего потока возникает мощный восходящий конвективный поток, приподнимающий и взламывающий находящуюся над ним литосферную оболочку, а это приводит к расколу суперконтинента и центробежному дрейфу его материковых осколков в разные стороны от его бывшего центра. Однако и в этом случае “работает” рассмотренная Ю.Г. Леоновым (2001) пассивная модель континентального рифтогенеза.

Этим механизмом, по-видимому, объясняется неустойчивость всех возникавших в прошлые геологические эпохи суперконтинентов и чрезвычайно короткое время (не более 100 млн лет) их существования как единых материков. Фактически эта зависимость, являющаяся правилом, может быть объяснена лишь с точки зрения механизма глобальной химико-плотностной конвекции.

6.5. Результаты численного моделирования химико-плотностной конвекции в мантии

Приведенное выше описание мантийной конвекции носило качественный характер. Теперь желательно проверить сделанные выводы и постараться получить новые результаты путем проведения более строгого моделирования и количественного анализа основных закономерностей процесса. К сожалению, корректное описание движения сжимаемой жидкости в потенциальном поле силы тяжести, да еще в сферическом варианте строения мантии Земли, в случае переменной и зависящей от температуры вязкости жидкости с неоднородной и меняющейся плотностью является трудной задачей, поскольку соответствующие уравнения, описывающие такие движения, оказываются сложными и громоздкими.

В мантии Земли развивается сложная химико-плотностная и тепловая конвекция. Но любая конвекция вязкой жидкости в гравитационном поле может быть только плотностной независимо от причин, вызывающих ее плотностные неоднородности. Поэтому в широком понимании природы развивающейся в земной мантии конвекции ее следовало бы называть химико-тепловой или концентрационно-тепловой конвекцией, подчеркивая этим, что плотностные неоднородности в мантийном веществе возникают как за счет изменений химического состава или концентрации в нем тяжелой фракции, так и за счет эффектов теплового расширения (сжатия) вещества.

В общем случае химико-плотностной конвекции необходимо учитывать сильную экспоненциальную зависимость вязкости вещества от его температуры. По этой причине, в частности, оказывается, что вязкость вещества в восходящем потоке нижней мантии, если его температура, например, превышает на 100 °С температуру окружающей среды, будет приблизительно в 10 раз ниже вязкости нисходящих потоков. Это существенное изменение вязкости, и оно неизбежно приведет к заметному влиянию на структуру конвективных течений в мантии. Однако в большинстве ранних работ по конвекции зависимость вязкости от температуры обычно никак не учитывалась из-за больших математических сложностей, связанных с ее использованием в уравнениях движения вязкой жидкости.

В частном случае чисто тепловой конвекции принимается, что концентрация химических компонент вязкой жидкости остается постоянной, а все изменения ее плотности связаны только с изменениями температуры. С другой стороны, в строгом понимании проблемы чисто химико-плотностная конвекция в природе не встречается, поскольку она всегда сопровождается тепловыми эффектами и фактически превращается в химико-тепловую конвекцию. Отсюда видно, что моделирование химико-тепловой конвекции представляет собой более сложную задачу, чем моделирование чисто тепловой конвекции.

Несмотря на то, что в земной мантии развивается именно химико-плотностная конвекция, по традиции, идущей еще со времен А. Холмса (1928), обычно предполагается, что тектоническая активность Земли питается только энергией распада радиоактивных элементов и вызывается тепловой конвекцией. Многие геологи и геофизики до сих пор все еще придерживаются такой же точки зрения. Этим, по-видимому, объясняется, что большинство работ по конвекции в мантии ограничивается рассмотрением только ее тепловой формы. Тем не менее между тепловой и химико-плотностной конвекцией есть много общего. Объясняется это тем, что они описываются подобными уравнениями, поэтому и внешние их проявления также подобны друг другу, хотя в деталях, иногда существенных, их поведение оказывается различным. Например, различны реакции тепловых и химико-плотностных конвективных течений на перекрывающие их континентальные плиты при смене структур конвективных течений, при пересечениях границ фазовых переходов и т.д.

Наиболее обстоятельно тепловая конвекция на сегодня изучена В.П. Трубицыным и В.В. Рыковым. Существенным отличием их работ от аналогичных исследований является трехмерное моделирование и учет влияния континентов (как главных мантийных “теплоизоляторов”) на структуру самих конвективных течений. Так, оказалось, что в моделях тепловой конвекции под крупными континентальными плитами может происходить перегрев мантии, вызывающий возникновение в ней новых восходящих потоков, разрушающих такие плиты. Этим явлением, в частности, объясняется нестабильность и разрушение существовавших в прошлые геологические эпохи суперконтинентов, хотя для этого в толще мантии должны были бы существовать мощные источники радиогенной тепловой энергии, которых, как видно из раздела 5.2, практически нет (механизм возникновения восходящих потоков под суперконтинентами при химико-плотностной конвекции изображен на рис. 6.10). Тем не менее, моделирование тепловой конвекции в мантии, хоть и приближенно, но наглядно иллюстрирует существующий в ней массообмен мантийного вещества (рис. 6.11).

Учитывая большие сложности математического моделирования химико-теплого конвективного массообмена в мантии, вначале пользовались приближением чисто химико-плотностной конвекции, т. е. пренебрегали ее тепловыми эффектами. Такой подход частично оправдывался тем, что чисто тепловая конвекция была изучена достаточно полно как прямыми физическими экспериментами, так и математическим моделированием. Существующая в мантии химико-плотностная конвекция по своей природе является необратимым термодинамическим процессом, и по мере исчерпания запасов тяжелой фракции она постепенно затухает и в конце концов должна затухнуть. Поэтому такую конвекцию лучше всего изучать методами численного моделирования.

Первые работы в этом направлении были выполнены еще в 70-е годы. После же разработки современной теории процесса бародиффузионной дифференциации земного вещества (см. раздел 4.3) появилась возможность проведения новых модельных исследований химико-плотностной конвекции, основанных на более реальных представлениях физического процесса дифференциации и с привлечением более совершенных методов численного моделирования.

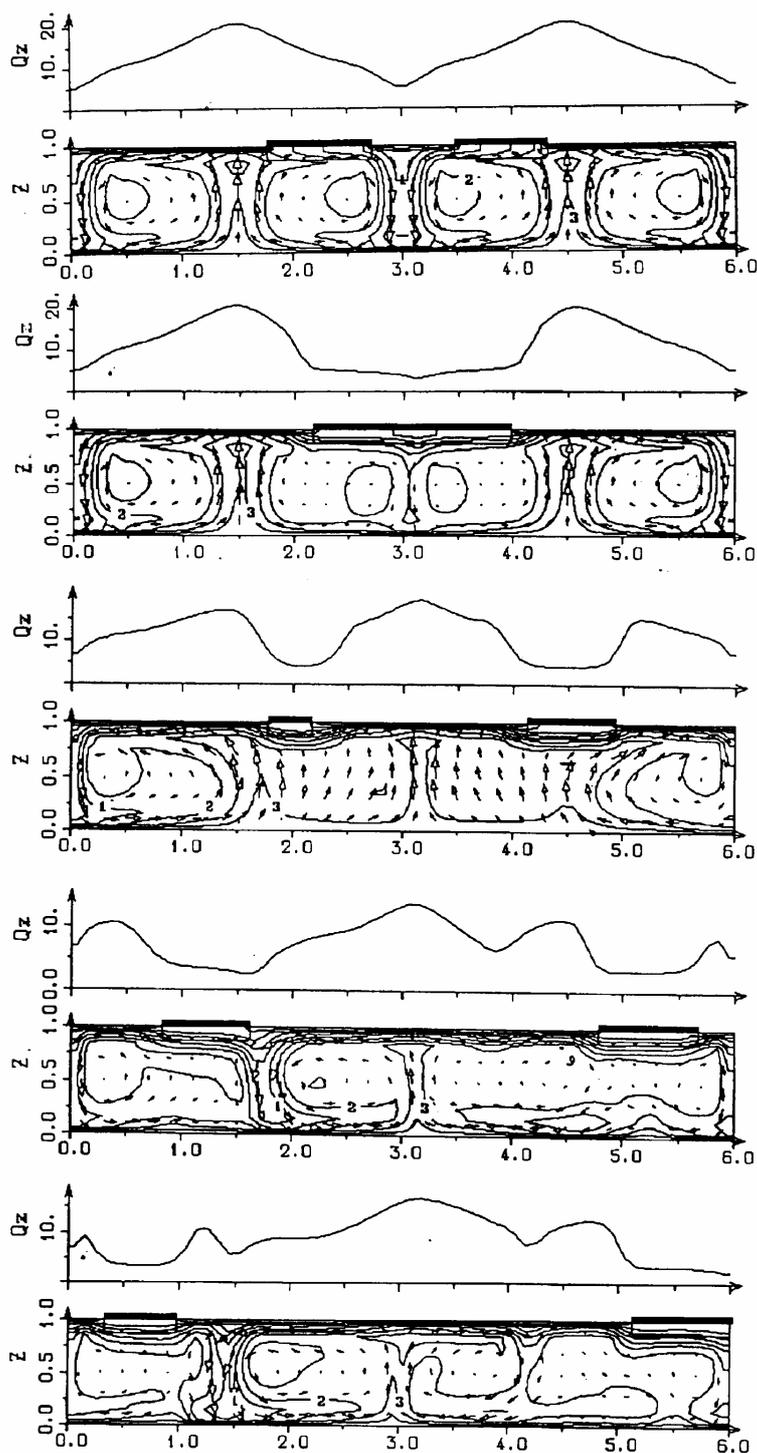


Рис. 6.11. Трехмерное числовое моделирование тепловой конвекции в мантии Земли, по В.П. Трубицыну и В.В. Рыкову (1995); разрезы приведены для времен 0; 0,2; 0,5; 1,0 и 1,2 млрд лет, на поверхности разрезов изображены дрейфующие континенты. Изолиниями на разрезах показаны распределения избыточных температур (в условном масштабе), а стрелками – векторы мантийных течений. Кривые над разрезами показывают безразмерные тепловые потоки (средний и максимальный тепловые потоки для океанов соответственно равны 75 и 120 мВт/м²)

Новая методика моделирования в основном была разработана Д.Г. Сеидовым и Ю.О. Сорохтиным (1987), ими же были проведены и первые эксперименты. Следуя этим работам, изложим полученные в них и последующих исследованиях результаты численного моделирования химико-плотностной конвекции. По этой методике в модели

задавалась концентрация плотного “ядерного” вещества, основные параметры Земли и сферические координаты. Кроме того, для каждой из компонент задавались уравнения состояния вещества, определяющие зависимость его плотности от давления и температуры. Мантийное вещество и входящие в него компоненты считались несжимаемой жидкостью. Вязкость мантии задавалась по наиболее вероятным распределениям, приведенным в разделе 2.9, а исходное распределение температуры принималось адиабатическим. Не описывая использовавшиеся при моделировании уравнения, отметим, что все необходимые выкладки такого рода приведены в работе (Монин и др., 1987). Для замыкания системы уравнений, определяющих мантийную конвекцию, к ним присоединялось еще и уравнение баланса “ядерного” вещества в мантии. Граничными условиями модели принималось условие “скольжения” конвектирующего вещества без трения по подошве мантии и на ее поверхности.

Составленные уравнения решались на равномерной сетке по радиусу и полярному углу: с шагом по радиусу 175 км и по углу 3° (всего 1037 узлов сетки). Шаг по времени выбирался из условия устойчивости итераций и в пересчете на геологическое время составлял 250 тыс. лет. В начальный момент времени задавалось однородное поле концентрации тяжелой фракции со случайными флуктуациями порядка 0,001, что соответствовало возмущениям поля плотности около $0,003 \text{ г/см}^3$.

При моделировании химико-плотностной конвекции в сферических координатах обычно возникали сложности, связанные с симметрией модели относительно их полярных осей. Учитывая это, Ю.О. Сорохтин провел моделирование такой конвекции в цилиндрических координатах, но с заменой показателя расхождения цилиндрических координат (обратно пропорциональный текущему радиусу) на показатель расхождения в сферических координатах (обратно пропорциональный квадрату текущего радиуса). В результате полученная модель оказалась эквивалентной сферической, но описывающей конвекцию в экваториальной или меридиональной плоскости (рис. 6.12).

Как видно из проведенного эксперимента, химико-плотностная конвекция действительно является нестационарной и все время меняет свою структуру. При этом четко прослеживается смена конвективных структур от одноячеистых к двухъячеистым (иногда и к более сложным), но с обязательным новым возвращением к одноячеистым структурам. При этом оказывается, что в пересчете на временные масштабы развития Земли периодичность полных конвективных мегациклов в эксперименте оказалась приблизительно равной 1 млрд. лет, тогда как для реальной Земли она близка к 0,8 млрд. лет и четко отмечается моментами формирования древних суперконтинентов – Моногеи, Мегатеи, Мезогеи и Пангеи (см. рис. 8.2–8.11).

Подчеркнем, что многочисленные эксперименты с численным моделированием химико-плотностной конвекции в мантии при широких вариациях ее параметров и вертикального распределения вязкости никогда не приводили к возникновению устойчивых многоярусных конвективных структур. Существование же в мантии границ с эндотермическими фазовыми переходами, как, например, на глубине 670 км, о которой говорилось в разделе 6.2, хоть и могут осложнять структуру конвекции, но не приводят к возникновению устойчивой “двухъярусной” конвекции. Отсюда следует, что бытующие (и ныне модные) представления о функционировании в земной мантии устойчивой двухъярусной конвекции теоретическими расчетами и численным моделированием не подтверждаются. Наоборот, все такие исследования еще раз убедительно говорят о существовании в мантии единой конвекции для верхней и нижней мантии с хорошим перемешиванием мантийного вещества.

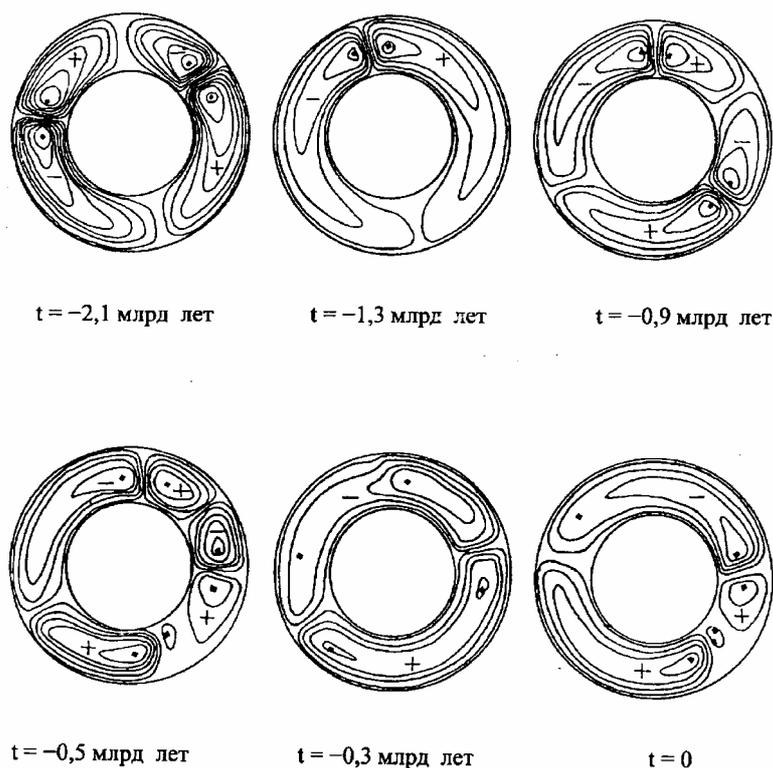


Рис. 6.12. Численное моделирование полей функции тока для химико-плотностной конвекции в цилиндрических координатах, аналог экваториального сечения в сферических координатах (по Ю.О. Сорохтину)

Обобщая рассмотренные результаты численных экспериментов мантийной конвекции, безусловно, необходимо учитывать схематичность построенных моделей химико-плотностной конвекции и не требовать от них полного количественного совпадения выявленных закономерностей с наблюдаемыми на Земле тектоническими явлениями, даже с применением соответствующих масштабных коэффициентов. Тем не менее, обращает на себя внимание соизмеримость полученных в эксперименте результатов с масштабами реальных геологических явлений. Например, неплохо совпадают друг с другом продолжительность теоретических и тектонических мегациклов, предсказанные и геологические возрасты всех четырех существовавших суперконтинентов, теоретически найденные и наблюдаемые скорости дрейфа литосферных плит и т.д. Причем все эти совпадения были получены подстановкой в модель ее параметров, либо найденных совершенно независимыми способами (например, вязкость мантии и концентрация в ней окислов железа), либо определенных ранее по бародиффузионной теории дифференциации мантийного вещества. Поэтому такие совпадения, по-видимому, нельзя считать случайными: они лишней раз подтверждают, что мантия Земли действительно охвачена химико-плотностной конвекцией.

Один из самых важных результатов моделирования состоит в доказательстве нестационарности химико-плотностной конвекции, хорошо объясняющей смену тектонических планов и режимов развития Земли, а также цикличность этих процессов. В этом отношении показательна выявленная особенность химико-плотностной конвекции время от времени создавать одноячейстые конвективные структуры с последующим их распадом на более сложные структуры. Представляется также, что этим явлением объясняются происходившие в истории Земли временные объединения разрозненных прежде материков в единые суперконтиненты типа Мегатеи Штилле (около 1,8 млрд лет назад) или Пангеи Вегенера (около 300–230 млн лет назад). Особенно хорошо изучен по палеомагнитным и геологическим данным процесс объединения материков в

вегенеровскую Пангею с последующим ее расколом и центробежным дрейфом континентов, продолжающимся до наших дней. Эти данные настолько убедительны и хорошо иллюстрированы многочисленными совпадающими реконструкциями, что сомневаться в них сегодня уже не приходится.

Чисто тепловая конвекция, управляемая подогревом мантийного вещества снизу (теплом ядра) и его охлаждением с поверхности (опусканием в мантию океанических литосферных плит), должна была бы привести к возникновению в мантии стационарной конвекции бенаровского типа с неизменными положениями в ее теле восходящих и нисходящих потоков. На такой планете положения континентов всегда оставались бы фиксированными, привязанными к нисходящим потокам, а по периферии они окружались бы со всех сторон зонами субдукции. Лишь тепловая конвекция, возбуждаемая радиоактивным разогревом самого мантийного вещества, как это принимается в моделях В.П. Трубицына и В.А. Рыкова, подобно химико-плотностной конвекции, является принципиально нестационарной. Однако для ее возбуждения с наблюдаемой в действительности интенсивностью тектонических процессов на Земле необходимо приблизительно в 10 раз увеличить содержание радиоактивных элементов в мантии по сравнению с их наиболее вероятными концентрациями в этой геосфере, поскольку современный вклад радиогенной энергии в эндогенную энергетику Земли не превышает 10% (см. раздел 5.5). Кроме того, при радиогенном механизме возбуждения тектонической активности Земли становится непонятным перегрев мантии в архее и резкий переход от архейской тектоники к тектонике литосферных плит в протерозое и фанерозое, поскольку при радиогенном разогреве мантии такой переход должен был бы быть плавным.

Таким образом, численное моделирование химико-плотностной конвекции в мантии явилось еще одним убедительным свидетельством в общей цепи доказательств, что глобальная эволюция Земли и ее тектоническая активность в основном управляются главным энергетическим процессом – химико-плотностной дифференциацией земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию. Этот процесс продолжается и сегодня.

6.6. Так называемые “горячие точки” в мантии и мембранная тектоника

Рассматривая проблему конвективного массооборота в мантии, нельзя не коснуться критики понятия так называемых “горячих точек”. Впервые высказанная Т. Вильсоном (1963) идея существования в мантии “горячих пятен”, над которыми возникают вулканы типа Гавайских островов, после работ В. Моргана (1971, 1972), попытавшегося дать ей теоретическое объяснение, неожиданно приобрела большую популярность среди многих геологов. Согласно В. Моргану, в мантии существуют горячие струи – плюмы, поднимающиеся с уровней нижней мантии к основаниям литосферных плит и проплавливающие (“прожигают”) их, в результате чего и возникают внутриплитовые вулканы. К. Бурке и Т. Вильсон (1976) предположили даже существование на Земле 122 “горячих точек”. При этом принимается, что положение “горячих точек” как бы фиксировано по отношению к нижней мантии. Отсюда появилось множество работ, в которых авторы пробуют определить “абсолютные” движения литосферных плит по цепочкам вулканов, якобы оставшихся на поверхности Земли в виде следа “прожигания” плит после их перемещения над такими “горячими точками”.

Физических основ и соответствий с геологическими данными у этой идеи не более, чем у гипотезы “расширяющейся Земли”. Начнем с геологических данных. Обычно в вулканах, ассоциируемых с “горячими точками”, изливаются щелочные базальты. Однако известно (Грин, Рингвуд, 1968, 1970), что такие базальты выплавляются в области существования шпинелевых пиролитов (лерцолитов) при околосолидусных температурах, т. е. магмы щелочных базальтов являются не горячими, а предельно остывшими расплавами, которые могут существовать только непосредственно под подошвой

литосферы при малой степени парциального плавления мантийного вещества. При высоких температурах, существенно превышающих солидус мантийного вещества, т.е. при высоких степенях парциального плавления пиролита, должны были бы выплавляться пикритовые базальты или даже коматииты. Об этом же говорят и эксперименты по фракционной кристаллизации базальтовых магм. Действительно, щелочные базальты возникают только как остаточные жидкости при охлаждении и кристаллизации исходных оливин-базальтовых магм в условиях повышенных давлений (Иодер, Тилли, 1965), соответствующих РТ-условиям, существующим непосредственно под зрелыми океаническими плитами возрастом от 20 до 100–120 млн лет и мощностью 40–80 км.

Температура щелочных лав, извергающихся в вулканах “горячих точек” обычно лежит в пределах 1100–1200 °С, тогда как приведенное к поверхности значение адиабатической температуры мантии приблизительно равно 1320 °С, а ее пересечение с экспериментально определенной температурой плавления мантийного вещества происходит на глубинах около 80 км (см. рис. 6.2). Следовательно, только в пределах этих глубин и могло происходить зарождение самих базальтов.

Если бы магматические струи – плюмы зарождались в нижней мантии, как предполагали создатели гипотезы “горячих точек”, например, на глубине 1000 км (это только верхняя часть нижней мантии), то именно на такой глубине возникали бы и сами очаги первичных расплавов. Учитывая, что на этих глубинах температура плавления силикатов достигает 3500 °С, легко определить, что, попадая на поверхность температура этих расплавов равнялась бы примерно 2100 °С, т.е. оказывалась бы перегретой приблизительно на 800 °С по сравнению с реальными температурами щелочных базальтовых лав! Такого не происходило даже в архее, когда мантия была перегретой на 300–500 °С и в обилии порождала коматиитовые расплавы.

Не увенчались успехом и все попытки установления с помощью сейсмических методов магматических струй или плюмов перегретого вещества в глубокой мантии под Гавайскими островами: никаких аномалий в подлитосферной мантии там обнаружить так и не удалось. По этому поводу Д. Браун и А. Массет, авторы книги “Недоступная Земля” (1984), отмечают, что сейсмические исследования не подтверждают существования в мантии плюмов.

Противоречит гипотеза “горячих точек” и проявлениям вулканизма на Гавайских островах, для объяснения которого она и была предложена. Так, по геологическим данным установлено, что основная фаза вулканизма, сформировавшая о. Оаху, закончилась около 3 млн лет назад. С тех пор произошла эрозия острова, сформировались поверхности выравнивания и глубокие эрозионные долины, но в течение более чем 2 млн лет никакой вулканической деятельности там больше не происходило. Однако уже в четвертичное время, около нескольких сотен тысяч лет назад, вулканическая активность внезапно вновь проявилась и закончилась лишь около 30 тыс. лет назад, сформировав свежие излияния и вулканические постройки гонолулской серии. За 2 млн лет перерыва вулканической деятельности существовавший ранее магматический канал должен был бы полностью раскристаллизоваться и прочно затампонироваться. Но чем тогда можно объяснить новую очень короткую вспышку вулканизма на о. Оаху? Новым “прожиганием” литосферы над новой “горячей точкой”? Ведь старая “горячая точка” в это же самое время продолжала “действовать” на южном острове архипелага Гавайи, тогда как о. Оаху за эти 2–3 млн лет переместился к северо-западу от места активного вулканизма приблизительно на 200–300 км. По-видимому, такой короткий импульс повторного вулканизма Гонолулской серии (после длительного перерыва вулканической активности) можно объяснить только повторным образованием трещины в литосферной плите под о. Оаху.

Теперь кратко о физических основах “горячих точек”. Начнем с того, что идея таких точек полностью несовместима с концепцией конвектирующей мантии, лежащей в

основе хорошо обоснованной теории тектоники литосферных плит. Ведь в охваченной конвективными движениями мантии, будь то тепловая или тем более химико-плотностная конвекция, распределение температуры всегда близко к адиабатическому с приведенной к поверхности температурой около 1320 °С. Следовательно, в такой мантии глубже 80 км (т.е. глубже перехода шпинелевых лерцолитов в гранатовые) никаких ювенильных расплавов существовать не должно (см. рис. 6.2). Тем более этот запрет полностью относится к нижней мантии. Кроме того, в конвектирующей мантии происходит постоянное перемешивание вещества, и поэтому совершенно исключается предположение о существовании в ее глубинах каких-либо участков локального перегрева вещества на 1000–2000 °С. Для этого потребовались бы природные радиоактивные реакторы, с ураганскими концентрациями в них радиоактивных элементов. Но в мантии таких элементов очень мало, к тому же они более или менее равномерно распределены по всему мантийному веществу, а их вклад в эндогенные энергетические процессы не превышает 8–10% (см. раздел 5.5).

Предвидя возражения, с напоминанием о генерации кимберлитовых, лампроитовых, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных магм на глубинах больших 80 км и вплоть до 250 км. Обратим внимание на то, что температуры этих магм не превышают 1000–1100 °С, а происхождение всех этих экзотических расплавов легко может быть объяснено переплавлением докембрийских водонасыщенных и богатых окислами железа карбонатно-силикатных океанических осадков, затянутых на такие глубины под архейские континенты по древним зонам поддвига плит (О. Сорохтин, Ф. Митрофанов, Н. Сорохтин, 1996). Возможность затягивания железистых (тяжелых) осадков на такие глубины была показана в работе А.С. Мониной и О.Г. Сорохтина (1986), а температура плавления водонасыщенных осадков даже при давлениях около 50–70 кбар, как известно, не превышает 600–900 °С (подробнее об этом см. гл. 11).

Для того чтобы проплавить вещество литосферы, необходимо подвести к ее подошве достаточный запас тепла. Если считать, что “прожигание” узкого магматического канала происходит теми же магмами, которые поступают в вулканический канал, то исходная температура таких магм опять должна была бы превышать температуру астеносферы на те же 1000–1500 °С, а это, как показано выше, полностью исключается. С точки зрения гидродинамики узкие плюмы не могут порождаться и самим конвективным массообменом в мантии, так как для этого опять потребовался бы перегрев их вещества на многие сотни градусов, а вместо щелочных лав в вулканах, расположенных над такими горячими плюмами, изливались бы только коматииты.

Иногда в качестве доказательства существования “горячих точек” и привноса в них вещества из более глубокого “недеплетированного” резервуара мантии приводят стронциевые отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7030\text{--}0,7036$, слегка, но все-таки заметно превышающие таковое для толеитов срединно-океанических хребтов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027$. Но эту разницу изотопных отношений легко объяснить и без привлечения таких механизмов дифференциации, как плюмы “горячих точек”. Действительно, фракционное плавление мантийного вещества на глубинах подлитосферной мантии при умеренных давлениях (от 7 до 20 кбар) и близких к солидусу температурах, прежде всего, приводит к расплавлению щелочных пироксенов, содержащих и радиоактивный рубидий ^{87}Rb . При этом в расплав переходит избыточный радиогенный ^{87}Sr , который накапливался в кристаллических решетках таких пироксенов (за счет распада ^{87}Rb) еще до момента попадания данной порции мантийного вещества на уровень астеносферы. При меньших же давлениях и большем парциальном плавлении мантийного вещества под срединно-океаническими хребтами уже в большей мере переходят в расплав кальциевые пироксены и полевые шпаты (основные носители стронция), “запомнившие” отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ со времени предыдущего цикла расплавления мантийного вещества в астеносфере, происходившего

еще в прошлом конвективном цикле, характеризовавшемся меньшими значениями таких отношений.

Таким образом, магматизм так называемых “горячих точек” на поверку оказывается предельно холодным и никак не связанным с глубокой (нижней) мантией. Поэтому все многочисленные попытки определить по “горячим точкам” абсолютные перемещения литосферных плит оказываются построенными на песке. Но в чем же тогда скрыта истинная причина появления внутриплитового магматизма? Сегодня на этот вопрос можно ответить уверенно и однозначно: внутриплитовый магматизм появляется только в тех случаях и только тогда, когда в литосферной оболочке возникают сквозные трещины, дренирующие верхние слои астеносферы и заполняемые поступающими из них расплавами. Отсюда следует, что как океанический, так и континентальный рифтогенез возникают только при расколах литосферных плит под влиянием растягивающих напряжений, как это и следует из модели пассивного рифтогенеза Ю.Г. Леонова (2001). При таком механизме возникновения внутриплитового магматизма его геохимия и термодинамика определяются только давлением и температурными условиями в подлитосферной мантии, а также глубиной проникновения в нее дренирующих трещин. С этим механизмом оказываются полностью согласованными большинство геологических данных по магматизму такого типа и экспериментальные результаты по плавлению пиролита (лерцолитов) при разных РТ-условиях. При этом не требуется привлечения каких-либо дополнительных гипотез. Единственный остающийся вопрос – это выяснение механизмов возникновения самих расколов и трещин в литосферной оболочке Земли.

Такие расколы, естественно, могут возникать и под влиянием конвективных течений в мантии (пример тому – Восточно-Африканская рифтовая система), а также под влиянием столкновения плит и давления со стороны соседних плит (как это происходит в Восточной Азии и Забайкалье). Но такие расколы не создают иллюзий стоящих на месте магматических центров типа Гавайских вулканов. В этом отношении плодотворной является гипотеза Д. Таркота и Е. Оксбурга (1978), согласно которой литосферные плиты, перемещаясь по поверхности горячей мантии, вынуждены приспособляться к переменной кривизне эллипсоида вращения Земли. И хотя радиусы кривизны литосферных плит при этом меняются несущественно (всего на доли процента), их деформация вызывает в теле крупных плит появление избыточных напряжений растяжения или сдвига порядка сотен бар. При наличии в астеносфере жидких расплавов, способных заполнять собой образующиеся трещины и принимать на себя всестороннее гидростатическое давление вышележащих пород, такие напряжения достаточны для полного раскола литосферы от ее основания и до поверхности.

Если же теперь крупная литосферная плита, например Тихоокеанская, перемещается из низких широт в более высокие, то в теле такой плиты должны постепенно нарастать напряжения растяжения (рис. 6.13). После достижения ими предела прочности пород на разрыв в литосферной оболочке, лежащей на пропитанном жидкими базальтовыми расплавами астеносферном слое, будет происходить раскол и образование заполняемой этими же расплавами трещины. В результате базальтовым магмам открывается доступ из-под подошвы литосферы на ее поверхность с образованием вначале покровных излияний, а затем и вулканических построек. При длительном действии такого механизма на критических широтах около 18–20° с. ш. (на которых напряжения растяжения достигают предела прочности пород на разрыв) возникнет “бегущая” трещина, на острие которой постоянно будут происходить излияния базальтовых лав.

В 1990 г. одному из авторов монографии (О.Г. Сорохтину) посчастливилось опускаться на глубоководном обитаемом аппарате “Мир” на дно Тихого океана к югу от действующего подводного вулкана Лоихи (расположенного южнее о. Гавайи), вблизи от начала вновь формирующейся трещины раскола литосферы. В месте погружения

совершенно свежие и еще не присыпанные осадками базальтовые лавы с подушечной текстурой залегают в виде покрова непосредственно на осадках. В центральных частях этого покрова отчетливо видны открытые трещины – гъяры метровых размеров, явные следы растяжения пород. К северо-западу площадь и мощность базальтовых покровов последовательно возрастала, пока постепенно не перешла в подножие молодого подводного вулкана Лоихи. По нашему мнению, наблюдавшаяся картина базальтовых излияний к югу от Гавайских островов практически однозначно свидетельствует о функционировании здесь механизма разрыва Тихоокеанской литосферной плиты, а не ее проплавления мантийным веществом “горячей точки”.

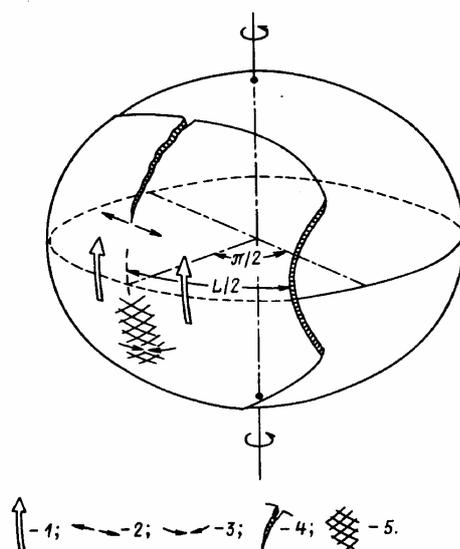


Рис. 6.13. Растяжение и раскол жесткой литосферной плиты при ее движении с юга на север по поверхности эллипсоида вращения Земли: 1 – направление движения плиты; 2 – напряжения растяжения; 3 – напряжения сжатия; 4 – “бегущая” трещина растяжения; 5 – зона сдвиговых деформаций в области сжатия плиты

Если после заживания первого разлома (благодаря охлаждению и полной кристаллизации магмы в подводящем канале) напряжения растяжения все-таки продолжают возрастать (за счет продолжающегося изменения кривизны перемещающейся литосферной плиты), то может возникнуть новая трещина и произойти повторный импульс вулканизма, как это и наблюдалось в голоцене на о. Оаху в Гавайском архипелаге.

После полного развития раскола кривизна литосферы вновь приспособляется к форме эллипсоида вращения Земли, напряжения в ней исчезают, а базальтовые магмы, когда-то внедрившиеся в образовавшиеся трещины, полностью остывают, кристаллизуются и вновь спаивают воедино расколовшуюся было литосферную плиту. Однако остающиеся на ее поверхности потухшие вулканы четко отмечают путь движения плиты над критической широтой (но не долготой и тем более не над “горячей точкой”!).

При движении плит из высоких широт в низкие вместо напряжений растяжения в них появляются напряжения сжатия (действующие в широтном направлении), и как следствие в таких плитах возникает ортогональная система сдвиговых деформаций, ориентированная под углом 45° к направлению главных сжимающих напряжений. В узлах сети сдвиговых деформаций (на пересечении сдвигов) возникают, как правило, изолированные каналы – зияния, по которым происходят вулканические извержения, создающие затем площадные группы вулканических островов. Как и в предыдущем случае, эти острова также формируются в основном на критических широтах (но не долготах!). Если взять в пример Тихоокеанскую плиту, то архипелаги таких островов возникают приблизительно на $25\text{--}30^\circ$ ю. ш. и всегда тяготеют к ослабленным зонам трансформных разломов. На этих же широтах в середине мелового периода возникли

многочисленные вулканические острова, превратившиеся в позднем мелу в плосковершинные подводные горы – гайоты (Богданов и др., 1990). К настоящему времени все гайоты этого возраста уже переместились в Северное полушарие.

Посмотрим теперь с количественной точки зрения, насколько мембранная гипотеза отвечает реальной обстановке возникновения внутриплитового вулканизма гавайского типа на Тихоокеанской плите. Для расчета используем параметры эллипсоида вращения Земли: экваториальный радиус $R_e = 6378,16$ км, полярный радиус $R_p = 6356,78$ км. Как видно из этих данных, эксцентриситет эллипсоида вращения Земли очень небольшой, всего $e = 1/298,3$. Это позволяет приближенно решать задачу о деформациях перемещающихся по поверхности Земли литосферных плит с использованием только упрощенных моделей.

Рассмотрим опять движение крупной литосферной плиты от экватора на север. При этом благодаря жесткости плиты и разности радиусов ее кривизны на экваторе и на более высоких широтах в ее центральной части возникает подобие арки амплитудой в сотни метров и более (на полюсе высота такой “арки” превышала бы 21 км). Если в качестве примера взять Тихоокеанскую плиту и учесть, что на ее флангах (по краям плиты) отсутствуют упоры, поскольку в этих местах плита по зонам субдукции погружается в мантию или только формируется в рифтовых зонах, то оказывается, что у такой плиты не может возникнуть арочный эффект сжатия. Наоборот, у такой плиты должна наблюдаться обратная картина – растяжение за счет ее соскальзывания с астеносферного выступа под аркой. Согласно расчетам (Сорохтин, Ушаков, 1993), учитывающим размеры Тихоокеанской плиты, превышающие 11 тыс. км, и ее упругое сжатие, высота такой “арки” в центре плиты могла бы превышать несколько сотен метров. Судя по широкой положительной гравитационной аномалии в свободном воздухе амплитудой около 10 мГал, протянувшейся строго по центральной зоне Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении от экватора до широты Гавайских островов, и широким депрессиям гравитационного поля (до -20 мГал) на флангах этой плиты (рис. 6.14), суммарная высота ее “арки” достигает 330 м. Возникающие при этом напряжения растяжения в своде такой “арки” на $18-20^\circ$ с. ш. (т. е. как раз в зоне развития упоминавшихся выше базальтовых покровов к югу от о. Гавайи) достигают -70 бар. Для сравнения напомним, что, судя по интенсивности большинства землетрясений и размерам их очаговых зон, подвижки (разломы) в горных породах происходят при избыточных напряжениях порядка нескольких десятков бар. В присутствии же жидкого базальтового расплава, воспринимающего на себя литостатическое давление пород, их прочность оказывается существенно сниженной.

Интересно отметить, что в южной котловине Тихого океана, где литосферная плита движется из высоких широт в низкие, как и следует из гипотезы мембранной тектоники, в центре плиты располагается пологая отрицательная гравитационная аномалия в свободном воздухе, а по ее периферии, наоборот, положительные аномалии. Общий размах аномалий достигает все тех же 30 мГал. Следовательно, относительная амплитуда прогиба плиты здесь также достигает 330 м, а напряжения сжатия (и сдвига) $+70$ бар.

Из приведенных примеров расчета видно, что возникающих за счет мембранного эффекта напряжений в Тихоокеанской плите достаточно для ее разрыва и возникновения в ней крупных трещин – подводных магматических каналов. Ширину образующихся трещин можно определить по относительным деформациям плиты с учетом ее упругих и прочностных свойств. Проведенные оценки показывают, что ширина трещины растяжения Тихоокеанской плиты на 20° с. ш. уже может достигать 1,3 км. В реальных условиях, однако, ширина трещины будет еще большей, поскольку значение “долговременного” модуля упругости (благодаря релаксационным явлениям в породах литосферы) всегда оказывается существенно меньшим принятого в расчете его “мгновенного” значения. Естественно, такие широкие трещины являются великолепными

подводящими каналами для базальтовых магм, поднимающихся из-под расколовшейся литосферы на ее поверхность, чем в конечном итоге и объясняется внутриплитовый вулканизм гавайского типа.

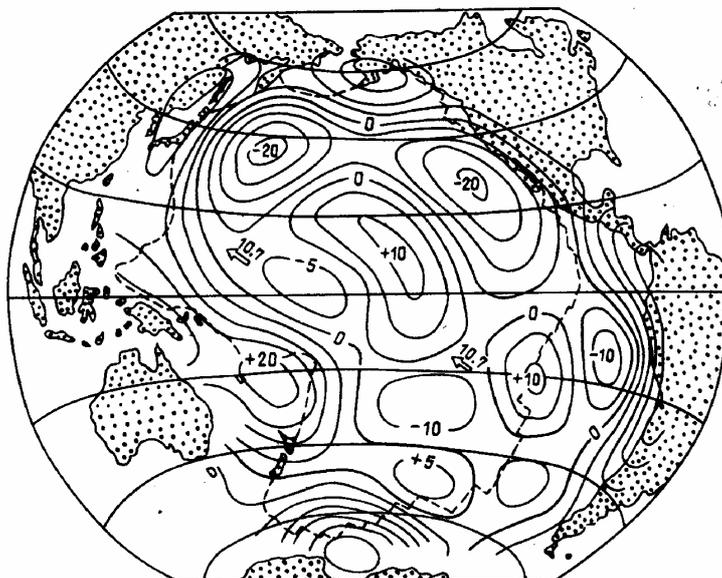


Рис. 6.14. Карта осредненных по 10-градусной сетке гравитационных аномалий в редукции свободного воздуха для Тихого океана (Geodynamic map, 1985)

С течением времени базальтовая магма, заполняющая образовавшуюся трещину, должна остывать и кристаллизоваться в габбро. Если после полной кристаллизации базальтовых расплавов в подводящем канале литосферная плита на некоторой широте φ вновь спаивается в единую упругую оболочку, то на этот раз она приобретает уже кривизну эллипсоида вращения Земли на той же самой широте φ . Поэтому при расчете возникающих в движущейся плите новых напряжений на более высоких широтах необходимо уже учитывать параметры не экваториального сечения Земли, а сечения, проходящего через широту φ и оба полюса вращения плиты. Полное восстановление единства Тихоокеанской плиты, с восстановлением ее упругих свойств в месте старого разрыва, судя по карте гравитационных аномалий, в осредненном виде изображенной на рис. 6.14, по-видимому, происходит только на широтах около $\varphi \approx 26^\circ$ с. ш. В этом случае к моменту перемещения плиты на широты около 40° с. ш. в ее теле вновь нарастают напряжения, близкие к пределу прочности литосферы (по гравитационным данным около 47 бар). Но, как мы знаем, второй раз Тихоокеанская плита все-таки не раскалывается, вероятно, из-за быстрого снятия напряжений в связи с уменьшением ее линейных размеров в северной части Тихого океана. Тем не менее не исключено, что сравнительно молодая структура Императорского трога на дне этой части океана как раз и образовалась благодаря развитию начальных стадий растяжения плиты, не дошедших, однако, до полного ее разрыва.

Таким образом, из приведенных оценок видно, что, несмотря на малость эксцентриситета эллипсоида вращения Земли, мембранный эффект, связанный с деформациями литосферных плит, перемещающихся по его поверхности, геологически весьма ощутим и может приводить к разрывам крупных плит. В дальнейшем эти плиты вновь восстанавливают свое единство (за счет охлаждения и кристаллизации заполнявших разломы магм), однако оставшиеся на их поверхности шрамы в виде цепочек потухших вулканов, действовавших когда-то на критических широтах около $18\text{--}20^\circ$, четко отмечают след “бегущих” трещин движущихся плит. Таким же путем и “бегущая” трещина в теле Тихоокеанской плиты оставила неизгладимый след в виде цепи островов Гавайского

архипелага и подводных вулканических построек Гавайского и Императорского хребтов. Но эти хребты и острова вовсе не являются следами так называемых “горячих точек”.

6.7. Общие закономерности тектонической активности Земли

Под тектонической активностью Земли будем понимать интенсивность протекания всей совокупности геологических процессов, приводящих к деформациям ее литосферной оболочки (включая земную кору) и проявлениям любых форм магматизма в пределах этой оболочки. После появления теории тектоники литосферных плит стало ясно, что наглядной оценкой средней тектонической активности Земли может служить некая мера движения ансамбля литосферных плит, например скорость их относительного перемещения. Однако наиболее общей, удобной и физически обоснованной оценкой тектонической активности Земли, по-видимому, следует все же считать ее энергетическую меру, определяемую в конечном итоге идущим из мантии глубинным тепловым потоком \mathcal{Q}_m . Действительно, любые перемещения земных масс и магматические преобразования вещества, приводящие к тектонической активности нашей планеты, в конечном итоге преобразуются в тепло и теряются Землей с ее тепловым излучением. Именно поэтому такой глубинный тепловой поток \mathcal{Q}_m и может являться естественной мерой тектонической активности Земли.

Выше было показано (раздел 5.4), что основная часть идущего из мантии глубинного тепла (см. рис. 5.16) теряется через океанические плиты. В настоящее время эта доля составляет 92%, а в прошлые геологические эпохи она была еще более высокой. Следовательно, можно считать, что после возникновения эндогенной тектонической активности Земли параметр \mathcal{Q}_m прежде всего и всегда характеризовал собой режимы формирования и разрушения океанических литосферных плит. Но тепловой поток через океанское дно пропорционален корню квадратному из произведения средней скорости движения океанических плит на их площадь S_{oc} (Сорохтин, Ушаков, 1991). Тогда средняя скорость движения океанических плит оказывается пропорциональной отношению $v_l \sim \mathcal{Q}_m^2 / (S_{oc})^{1.5}$ (площадь океанических плит будет определена ниже). Считая, что современная средняя скорость движения океанических плит равна 5 см/год, и учитывая, что площадь океанических плит в архее постепенно увеличивалась вместе с расширением низкоширотного тектонически активного пояса Земли, можно оценить и среднюю скорость движения этих плит в прошлые геологические эпохи (рис. 6.15).

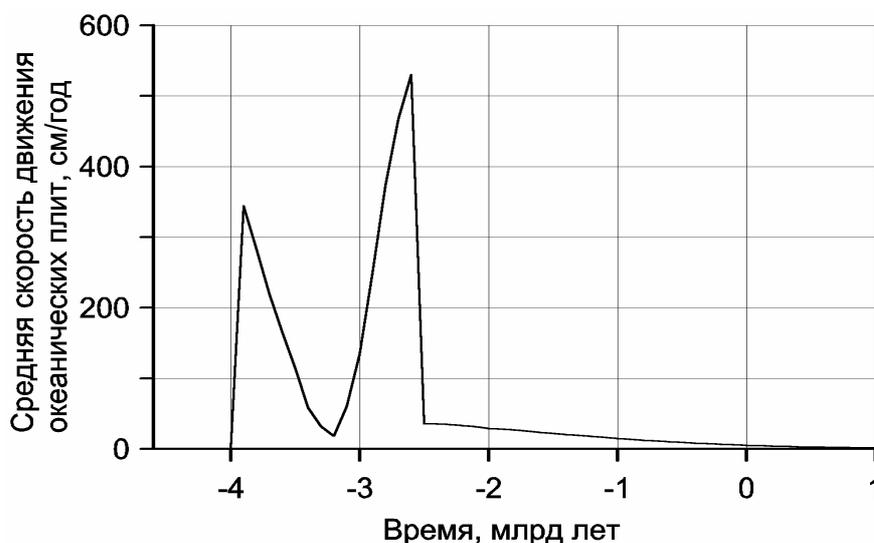


Рис. 6.15. Эволюция средней скорости движения океанических литосферных плит

Как видно из этого графика, первый существенный всплеск тектонической активности Земли произошел в раннем архее, когда начал действовать механизм зонной дифференциации железа. Средняя скорость взаимного перемещения океанических плит тогда достигала 100–300 см/год, т.е. в 20–60 раз превышала современные скорости их движения. При этом столь высокие скорости движения плит во многом определялись тем, что в раннем архее их площадь еще была незначительной и поэтому плотность теплового потока через них была, наоборот, значительной.

В середине архея, около 3,2–3,1 млрд лет назад, наблюдалось некоторое ослабление тектонической активности Земли с образованием более стабильных океанических плит. В это время скорость движения литосферных плит снижалась приблизительно до 20–25 см/год. Уменьшение тектонической активности в середине архея объясняется тем, что в это время фронт зонной дифференциации земного вещества подошел к тем глубинам (около 800–1000 км), на которых существенно возросла разность между температурой плавления металлического железа и геотермой Земли (см. рис. 4.1). В результате начиная с этого времени (приблизительно с 3,4 млрд лет назад) значительная часть гравитационной энергии, освобождавшейся при сепарации расплавов железа от силикатов, стала расходоваться не только на возбуждение конвективных движений в верхней мантии (т.е. не только на тектоническую активность Земли), но и на прогрев нижележащей и еще сравнительно холодной первозданной сердцевины молодой Земли.

В позднем архее, во время формирования земного ядра, наблюдался новый и наиболее резкий всплеск тектонической активности Земли. Скорость движения океанических плит тогда превышала 350 см/год и в пике достигала почти 400 см/год, т.е. более чем в 70 раз превышала скорость движения современных плит! Резкий всплеск тектонической активности Земли в позднем архее был связан с двумя причинами: во-первых, с переходом процесса дифференциации земного вещества от сепарации металлического железа (в раннем архее) на дифференциацию более обильных эвтектических сплавов Fe-FeO; во-вторых, с катастрофическим процессом выделения земного ядра около 2,9–2,6 млрд лет назад, сопровождавшимся высвобождением колоссальной дополнительной энергии около $5 \cdot 10^{37}$ эрг (см. гл. 5). Суммарное воздействие этих процессов вызвало колоссальный всплеск тектонической активности Земли, который оставил в ее геологической летописи неизгладимый след радикальной переработки почти всей образовавшейся к тому времени континентальной коры.

Начиная с раннего протерозоя скорость движения литосферных плит последовательно снижалась с 50 см/год до ее современного значения около 5 см/год. Снижение средней скорости движения плит будет происходить и далее, вплоть до того момента, когда благодаря увеличению мощности океанических плит и их трению друг о друга оно вообще не прекратится. Но произойдет это, по-видимому, только через 1–1,5 млрд лет.

Первое и, вероятно, главное следствие, вытекающее из рассмотренной здесь теории глобальной эволюции Земли это четкое *деление тектонического развития Земли на четыре крупных и принципиально различных этапа: 1) пассивный катархейский; 2) исключительно активный архейский; 3) умеренно активный (спокойный) протерозойско-фанерозойский и 4) будущий этап тектонической смерти Земли.*

Древнейший из этих этапов (догеологический или катархейский) продолжался около 600 млн лет, т.е. от момента образования Земли 4,6 млрд лет назад до начала ее тектонической активности в раннем архее приблизительно 4,0 млрд лет назад. В это время тектономагматические проявления эндогенного происхождения полностью отсутствовали, поскольку Земля была еще сравнительно холодным космическим телом и все вещество в ее недрах находилось при температурах существенно более низких, чем температура начала его плавления. Тем не менее Земля в эпоху катархея не была тектонически мертвой планетой. Во-первых, ее недра тогда постепенно разогревались за счет энергии распада

радиоактивных элементов и приливного взаимодействия с Луной, подготавливая тем самым условия для перехода Земли к тектонически активным этапам развития. Во-вторых, в катархее (особенно в раннем катархее) существенную роль играла экзогенная тектоника приливного происхождения. В общем же этот этап можно было бы назвать криптотектоническим или скрытнотектоническим.

Первые явные и интенсивные проявления эндогенной тектономагматической активности Земли достоверно отмечаются только в начале архея, около 3,8 млрд лет назад (Мурбат, 1980; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). При этом начало тектонической активности Земли было подготовлено радиогенным и приливым прогревом земного вещества до уровня появления в ее верхней мантии первичной астеносферы. Последовавшая за этим резкая и даже “ударная” активизация тектономагматической деятельности на Земле происходила вначале за счет “накачивания” в образовавшуюся астеносферу приливной энергии лунно-земных взаимодействий, а затем благодаря выделению гравитационной энергии дифференциации земного вещества (см. гл. 5 и раздел 4.3).

Быстрое расширение астеносферы с перегревом и почти полным расплавлением ее вещества привело в архее к столь же резкому уменьшению мощности перекрывавшей ее литосферы. Но плотность богатой железом и его окислами ($Fe \approx 13\%$ и $FeO \approx 23\%$) первичной литосферы ($\rho_0 \approx 3,9 \text{ г/см}^3$) тогда существенно превышала плотность вещества уже прошедшего к этому времени дифференциацию молодой астеносферы ($\rho_a \approx 3,3\text{--}3,4 \text{ г/см}^3$). Поэтому вся первичная литосфера в архее должна была погрузиться в расплавленную верхнюю мантию и там полностью переплавиться, стерев таким путем из геологической летописи Земли практически все прямые следы катархейского этапа ее развития.

Описывая специфику тектонических процессов в архее, важно подчеркнуть, что “накачка” приливной энергии в астеносферу происходила в основном в экваториальном поясе Земли. Поэтому и первые зародыши континентальных массивов общим числом около 40 в начале раннего архея могли возникать лишь в приэкваториальных областях (см. раздел 6.3 и рис. 6.4). Однако после начала действия нового и очень мощного энергетического источника – освобождения гравитационной энергии по механизму зонной дифференциации земного вещества пояс тектонической активности Земли постепенно стал расширяться, захватывая собой и более высокие широты, а число континентальных щитов, наоборот, стало сокращаться и одновременно увеличиваться по массе. К концу же архея, около 2,6 млрд лет назад, тектоническими движениями оказалась охваченной уже вся Земля в целом, а все возникшие в архее материки объединились в единый суперконтинент – Моногею.

Определение глубинного теплового потока \mathcal{Q}_m (см. рис. 5.16) позволяет рассчитать и другие важные характеристики тектонической активности Земли. Одной из таких характеристик является средняя продолжительность жизни океанических плит τ_l , пропорциональная квадрату отношения площади океанических плит к пронизывающему их тепловому потоку $\tau_l \sim S_{oc}^2 / \mathcal{Q}_m^2$ (рис. 6.16, кривая 1). Другой характеристикой является средняя мощность H_1 океанических плит при достижении ими предельного возраста τ_l , пропорциональная отношению суммарной площади океанических плит к тому же самому тепловому потоку $H_1 \sim S_{oc} / \mathcal{Q}_m$ (кривая 4 на рис. 6.16). Если принять, что современная средняя продолжительность жизни океанических плит приблизительно равна $\tau_l \approx 120$ млн лет и $H_{oc1} \approx 7,3 \cdot \sqrt{\tau_l} \approx 80$ км, то оказывается, что в раннем архее толщина таких плит в пике активности около 3,6 млрд лет назад снижалась до 6,2 км, а время их жизни – до 700 тыс. лет! В середине архея около 3,3 млрд лет назад предельная толщина океанических плит поднялась до 27 км, а их продолжительность жизни – почти до 14 млн лет. В позднем

архее, около 2,9 млрд лет назад, значение H_1 вновь снизилось приблизительно до 8 км, а время жизни океанических плит – до 1,2 млн лет.

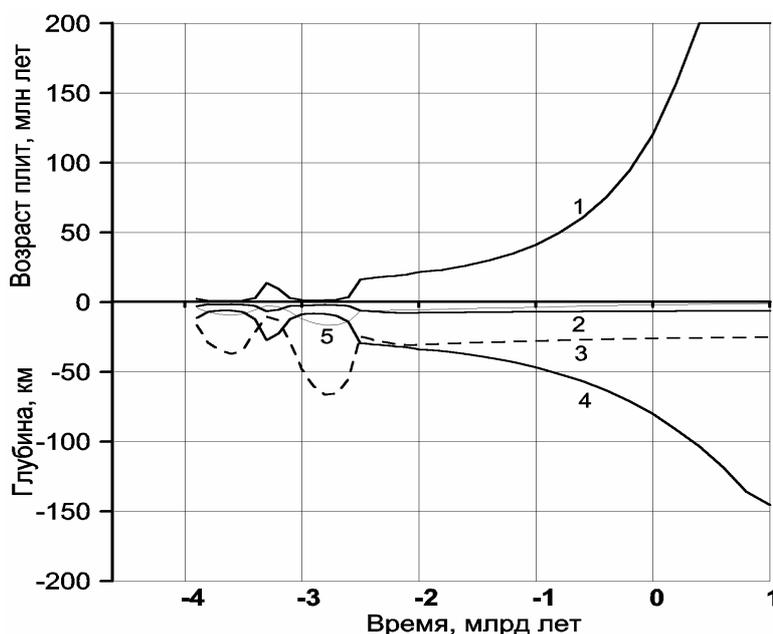


Рис. 6.16. Эволюция строения океанических литосферных плит и среднее время их нахождения на поверхности Земли: 1 – среднее время жизни плит; 2 – мощность океанической коры; 3 – критическая толщина литосферных плит, определяющая возможность погружения в мантию более мощных плит; 4 – мощность океанических плит в конце их среднего времени жизни; 5 – мощность базальтового слоя

В первом приближении средний объем базальтовых излияний на океаническом дне пропорционален пронизывающему его тепловому потоку, поэтому аналогичным путем можно определить и мощность базальтового слоя океанической коры $H_b \sim \mathcal{Q}_m$. Принимая теперь мощность этого слоя в современной океанической коре приблизительно равной 2 км (без учета слоя габбро), найдем, что в раннем архее толщина базальтового слоя могла бы достигать 9 км, а в позднем архее – превышать 32 км (рис. 6.16, кривая 5). Однако в те далекие времена толщина базальтового слоя лимитировалась не объемами базальтовых излияний, а глубиной начала плавления мантийного вещества, т.е. мощностями литосферных плит, которые в раннем и позднем архее соответственно равнялись 6,2 и 8 км. Отсюда видно, что тогда тонкие базальтовые пластины со средней плотностью около $2,8\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$ залегали непосредственно на расплавленной мантии плотностью не ниже $3,3\text{--}3,2 \text{ г/см}^3$. В начале архея и в его середине около 3,2 млрд лет назад мощность литосферных плит превышала толщину базальтового слоя. В протерозое мощность базальтового слоя (без учета слоя габбро) океанической коры постепенно снижалась с 6,5 до 2 км (рис. 6.16, кривая 5).

6.8. Общие закономерности формирования континентальной коры

Рассмотрим теперь вкратце тектономагматические процессы формирования континентальной коры в архее. Из теории тектоники литосферных плит следует, что континентальная кора сейчас формируется только над зонами поддвига литосферных плит за счет дегидратации и частичного переплавления в зонах субдукции океанической коры и перекрывающих ее осадков. Однако по зонам субдукции могут погружаться в мантию только те плиты, средняя плотность которых с учетом меньшей плотности коры ($2,9 \text{ г/см}^3$) по сравнению с литосферой ($3,3 \text{ г/см}^3$) выше плотности горячей мантии ($3,2 \text{ г/см}^3$). В настоящее время такому условию удовлетворяют плиты, мощность которых (вместе с океанической корой $H_{ок} \approx 6,5 \text{ км}$), превышает приблизительно 26 км. В прошлые

геологические эпохи значение такой критической мощности океанических плит могло быть иным (см. рис. 6.16, кривая 3). Напомним здесь же, что континентальные плиты, несмотря на свою большую мощность – около 200–250 км, вообще никогда не погружаются в мантию, так как для них благодаря малой плотности пород континентальной коры, всегда сохраняется положительная плавучесть, достигающая 0,02–0,03 г/см³.

Используя известную корневую зависимость толщины океанических плит от их возраста $H_1 \approx k \cdot \sqrt{t}$ (где H_1 выражено в км, t – в млн лет, а $k \approx 6,5–7,5$), которая будет описана в разделе 7.2, можно определить, что мощностям плит более 26–30 км соответствуют возрасты более 16–21 млн лет. Средняя продолжительность жизни современных океанических плит, судя по данным палеомагнитной геохронологии, приблизительно равна 120 млн лет, поэтому при существующих в настоящее время условиях такие плиты, древнее 16–20 млн лет, не только могут, но и действительно, в конце концов, по зонам субдукции погружаются в мантию. Как показывают расчеты эволюции мощности океанических плит (см. рис. 6.16, кривая 4), условие возможности их погружения в мантию выполнялись в течение всего протерозоя и фанерозоя. Это позволяет с уверенностью предполагать, что начиная с раннего протерозоя (во всяком случае позже 2,2 млрд лет назад) все океанические литосферные плиты после их образования в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов через интервал времени, большие 16 млн лет, обязательно погружались в мантию по существовавшим тогда зонам поддвига плит. Следовательно, тектоническое развитие Земли практически в течение всего протерозоя и фанерозоя происходило по законам тектоники литосферных плит и принципиально не отличалось от тектонического режима современности.

В противоположность этому для большей части архея средняя продолжительность жизни литосферных плит была существенно меньше 16 млн лет, а возможная критическая мощность плит значительно превышала их реальную толщину. Поэтому тонкие архейские плиты, которые лучше называть литосферными пластинами базальтового состава, в раннем и позднем архее обладали меньшей плотностью, чем плотность мантии. Следовательно, такие пластины тогда не могли погружаться в мантию. Отсюда вытекает важный тектонический вывод: *в течение большей части архея не существовало привычных нам зон субдукции, а вместо них в областях сжатия литосферной оболочки (т.е. над нисходящими конвективными течениями мантийного вещества) возникали зоны торошения и скучивания тонких океанических литосферных пластин.*

Под влиянием сил сжатия, вызываемых конвективными течениями мантийного вещества, суммарная мощность скучиваемых литосферных пластин, естественно, возрастала. Поэтому корни таких структур “скучивания” все-таки погружались в горячую мантию на глубину до 50–80 км. В архее верхняя мантия была существенно перегретой, и ее температура тогда на 400–500°С превышала современную (см. рис. 4.2). В результате погруженные в перегретую мантию корни скученных торошением тонких океанических пластин должны были повторно расплавляться. При этом плавление водосодержащих базальтов бывшей океанической коры и последующая дифференциация расплавов приводили к формированию более легких тоналитовых, трондьемитовых и плагиогранитных расплавов. Эти сравнительно легкие расплавы, естественно, должны были всплывать и подниматься вверх в виде диапиров и куполов, прорывая собой снизу всю толщу скученных океанических пластин, формируя знаменитые гранит зеленокаменные пояса архея – древнейшие участки континентальной коры (рис. 6.17). Теоретическое обоснование образования архейских материков путем скучивания и частичного плавления сравнительно тонкой (толщиной всего несколько километров) океанической литосферы авторами было дано еще в 1991 г. В 1992 г. эта модель формирования материковых щитов в архее получила фактическое подтверждение

полевыми исследованиями Каапвальского архейского кратона, проведенными южноафриканскими геологами (Wit, Roering, Hart et al., 1992).

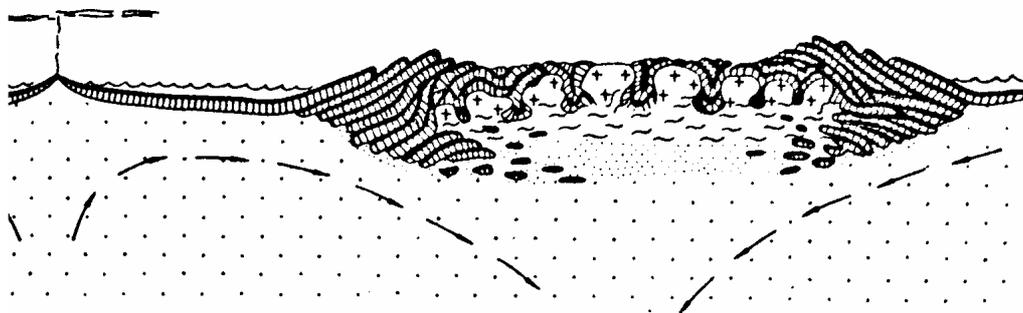


Рис. 6.17. Картина формирования континентальной коры в архее

Высокие тепловые потоки в архее приводили к тому, что нижняя часть континентальной коры древних щитов оказывалась частично расплавленной (мигматизированной), поэтому можно говорить о существовании в нижней коре того времени коровой астеносферы (см. рис. 8.1). В таком анатектическом слое должны были развиваться конвективные процессы, сопровождавшиеся образованием эвтектических расплавов гранитоидного состава и переносом их вместе с летучими, щелочными и литофильными элементами в верхнюю кору. Этими процессами, по-видимому, следует объяснять происхождение и широкое распространение гранитоидных интрузий, внедрившихся в архее в верхнюю кору, а также происхождение гранулитов нижней коры (Н. Сорохтин, 1996).

Обратим внимание на еще одну примечательную сторону формирования архейских континентальных массивов. Из-за высоких тепловых потоков в архее под континентальной корой этих массивов не могла формироваться мощная и плотная литосфера ультраосновного состава, и относительно легкая континентальная кора как бы “плавала” непосредственно на горячей мантии. Из-за этого уровень стояния континентов в течение всего архея и начала раннего протерозоя был исключительно высоким, их поверхность тогда возвышалась над уровнем океана на 4–6 км (Сорохтин, Сорохтин, 1997). Этим, в частности, объясняется и высокий уровень эрозии практически всех без исключения архейских щитов.

Таким образом, архейская континентальная кора формировалась благодаря действию двух основных тектонических процессов: образованию на первом этапе тонких базальтовых пластин океанической коры и их торошению со вторичным переплавлением на втором этапе. Этим двум тектоническим стадиям формирования континентальной коры соответствуют и два различных процесса петрогенезиса, выделенных В.М. Моралевым и М.З. Глуховским (1985) по эмпирическим данным при изучении строения и состава пород Алданского щита. Первый – это формирование первичной базитовой коры за счет частичного плавления и дифференциации мантийного вещества. Второй – частичное (15–20%) плавление материала нижней части базитовой коры при 7–8 кбар, т.е. на глубине около 25–30 км, с выделением кремнезема и щелочей в количествах, достаточных для образования первых в истории Земли высокотемпературных низкокалийевых эндербитов, т.е. пород тоналит-трондьемитовой серии. Близким петрогенезисом, по-видимому, обладают и некоторые типы древних анортозитов, образовавшихся уже на третьей стадии за счет дифференциации вторичных расплавов.

Учитывая приведенные выше соображения, тектонику архея будем определять термином “*тектоника тонких базальтовых пластин*”, подчеркивая тем самым ее

принципиальное отличие от привычных современных тектонических режимов развития Земли. Лишь в середине архея, во время резкого снижения тектонической активности Земли около 3,2 млрд лет назад, возможно, сложились условия для заложения структур типа зон поддвига плит, однако пока не ясно, были ли они реализованы в действительности.

Таким образом, в отличие от процессов тектоники литосферных плит, безраздельно господствующих на Земле, начиная с раннего протерозоя тектономагматические процессы в архее развивались по другим механизмам, по-видимому близким к тем, что сейчас происходят на Венере. Судя по радиолокационным изображениям ее поверхности, там четко выделяются рифтовые зоны и подобия срединно-океанических хребтов, но нет структур типа земных зон поддвига плит. Вместо них наблюдаются зоны сжатия и скупивания корового материала с характерными структурами мелких чешуй (тессер) или протяженных гряд, как бы обтекающих крупные и холмистые плато – аналоги архейских континентальных массивов и щитов. Характерным образованием на поверхности Венеры является область сочленения плато Лакшми с горами Максвелла (рис. 6.18). Граница между этими разными структурами фиксируется резким переходом от равнины плато, возвышающегося на 4–5 км над средним уровнем планеты, к крутому склону гор Максвелла, достигающих высоты 10–11 км и облегающих плато с востока и северо-востока. При этом в пределах гор Максвелла в рельефе хребтов склоны, обращенные к массиву Лакшми, часто оказываются более крутыми, чем противоположные им склоны, т.е. так же, как это показано и на рис. 6.17.

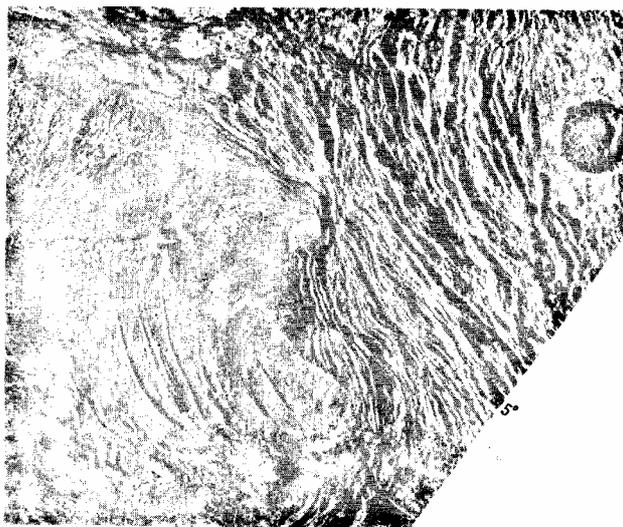


Рис. 6.18. Радиолокационное изображение участка поверхности Венеры размером 500×550 км в месте сочленения гор Максвелла – аналога зон скупивания тонких базальтовых пластин с плато Лакшми – аналогом континентального массива (в верхней правой части снимка видно изображение крупного метеоритного кратера Клеопатра)

Приведенный здесь краткий сценарий формирования архейской коры не является чем-то новым. Близкие модели описаны во многих работах (Гликсон, 1982; Конди, 1983; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Для нас же важно, что рассмотренная здесь модель тектонического развития Земли в архее неплохо описала многие из известных закономерностей формирования земной коры в ту далекую эпоху. В частности, эта модель, по-видимому, правильно объясняет бимодальность магматических пород архейской коры с доминированием в ней основных (толеитовые базальты) и кислых (гранитоиды тоналитового состава) пород с резко подчиненным значением средних вулканитов (андезитов). Модель также объясняет происхождение наидревнейших мигматитов архея – серых гнейсов, механизмы наращивания континентальной коры гранитоидным материалом снизу, заметную разность возрастов между базальтоидами и

сравнительно более молодыми гранитоидами в гранит-зеленокаменных поясах архея. Эта же модель объясняет происхождение гранулитовых массивов, формировавшихся на глубинах около 30 км, но затем всплывших к поверхности в виде гигантских куполов или надвигания нижних этажей коры по разломам на земную поверхность, а также широкое развитие в архее мигматитов и многие другие закономерности развития архейской коры.

Особо следовало бы остановиться на происхождении позднеархейских калиевых гранитоидов, несколько потеснивших характерные для всего архея натриевые гранодиориты и гранитоиды тоналит-трондьемитового состава. Вопрос о происхождении гранитоидов этого типа с геохимической точки зрения подробно рассмотрен в работе С. Тейлора и С. Мак-Леннана (1988). Воспринимая многие их выводы, рассмотрим эту проблему в аспекте описываемой здесь модели геодинамики раннего докембрия.

О мантийном происхождении основной массы этих гранитоидов свидетельствуют низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,702\text{--}0,703$, лишь немного превышающие мантийный уровень того времени $0,701\text{--}0,7015$. Само же это превышение, вероятно, можно объяснить частичным вовлечением в процессы их выплавления более древних коровых пород (включая Na-гранитоиды раннего архея) с добавлением осадочного материала (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). О мантийном происхождении позднеархейских гранитов Канады также говорят и результаты анализа присущих им отношений Sm/Nd. В такой ситуации существенное обогащение позднеархейских гранитоидов калием помимо контаминации коровым материалом можно объяснить только выплавлением соответствующих сиалических магм из водонасыщенных базальтов на больших глубинах, возможно превышающих уровень перехода базальта в эклогит или в области высоких давлений гранулитовой фации. Но для развития таких магматических процессов, естественно, необходимы были и специфические тектонические условия.

Именно в позднем архее в связи с изменением режимов дифференциации земного вещества наблюдался сильный всплеск конвективной, а следовательно, и тектонической активности Земли (см. рис. 5.16). Одновременно с этим, около 2,7–2,8 млрд лет назад, происходил и максимальный перегрев верхней мантии с подъемом температуры до 1800–1850 °C (см. рис. 4.2). Кроме того, благодаря постепенному накоплению воды в гидросфере, в течение почти всего позднего архея поверхность океана полностью перекрывала уровень гребней срединно-океанических хребтов и расположенных на них рифтовых зон, что, естественно, привело к существенному возрастанию насыщения водой базальтов позднеархейской океанической коры. Фактически гидратация океанических базальтов тогда стала предельной.

Все это, безусловно, должно было сказаться как на составе, так и на темпах роста формировавшейся в позднем архее континентальной коры. В частности, в то время должны были резко усилиться процессы торошения и сучивания литосферных пластин. Поэтому корни структур сучивания в то время могли глубоко погружаться в горячую мантию и там переплавляться. Сейчас предельная глубина существования расплавов в ювенильной мантии не превышает 80–100 км, но в позднем архее перегрев мантии достигал 400–500° C и частичное плавление мантийного вещества распространялось вплоть до глубин около 350–400 км. Поэтому если в то активное время корни сучиваемых океанических пластин вместе с насыщенными водой базальтами океанической коры погружались на глубины, превышающие 80–100 км, то выплавление сиалических магм могло происходить при давлениях, больших перехода базальтов в гранатовые эклогиты. При этом эклогиты, как тяжелая фракция, должны были опускаться в глубины мантии, унося с собой большую часть MgO, FeO, CaO, TiO₂, а также избытки Al₂O₃, обогащая тем самым остаточные расплавы кремнеземом и щелочами (Грин, Рингвуд, 1968). Не исключено также, что силикатные магмы, породившие калиевые гранитоиды, проходили дополнительную фракционную дифференциацию с отсадкой на промежуточных глубинах низов коры Na-содержащих пироксенов и амфиболов типа

омфацита, жадеита и эгирина. В результате легкой остаточный расплав обязательно обогащался бы K_2O . Кроме того, предельная гидратация базальтов океанической коры приводила еще и к тому, что в зонах торошения литосферных пластин того времени выплавление сиалических магм происходило в условиях присутствия воды – сильнейшего минерализатора, активно переносившего в расплавы все литофильные (гидрофильные) элементы, и прежде всего калий, рубидий, уран и торий. В условиях резко возросших тепловых потоков и напряженнейших тектонических деформаций уже образовавшейся континентальной коры часть корового материала, включая осадки, могла вновь попадать в зоны торошения литосферных пластин и там повторно переплавляться, проходя таким путем дополнительную дифференциацию и обогащение литофильными элементами. Все это, вместе взятое, по-видимому, и привело к формированию в позднем архее первых калиевых гранитоидов непрерывного ряда от гранодиоритов-монцонитов до адамеллитов и настоящих калиевых гранитов.

Подтверждением бóльшей глубинности выплавления основной массы калиевых гранитоидов позднего архея могут служить наблюдаемые в них спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 6.19). Так, если гранитоиды действительно выплавлялись на уровнях существования гранатовых лерцолитов, а гранаты, как известно, являются основными концентраторами тяжелых элементов этой группы, то после сепарации расплавов спектр редкоземельных элементов в самих гранитоидах должен быть обратным – существенно обедненным тяжелыми редкоземельными элементами. Но в действительности так и наблюдается – все позднеархейские граниты характеризуются сравнительно высокими отношениями $La/Yb \approx 20-30$, тогда как менее глубинные раннеархейские и протерозойские гранитоиды обладают меньшими отношениями $La/Yb \approx 5-10$.

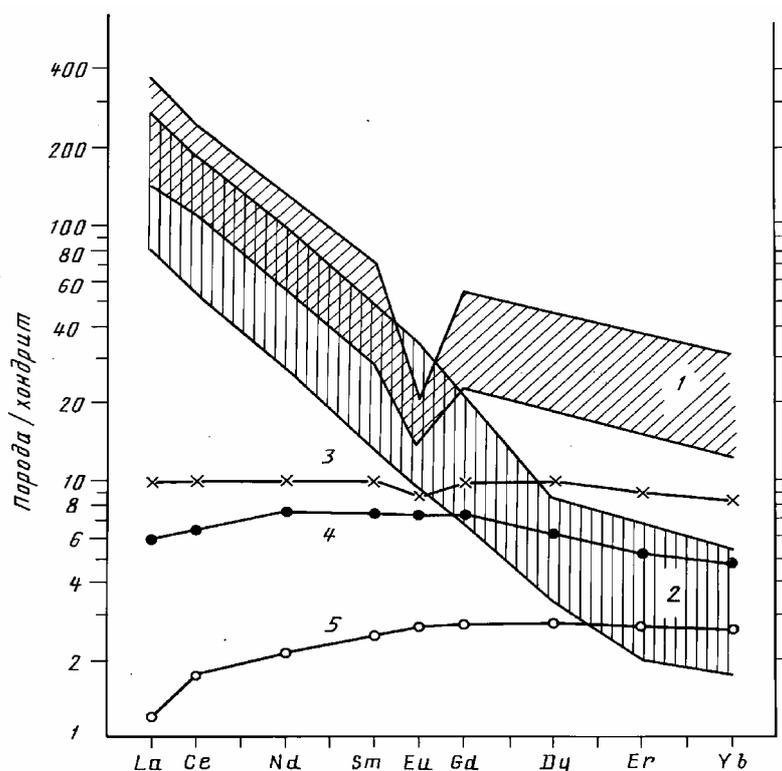


Рис. 6.19. Распределение редкоземельных элементов в архейских породах: 1 – поле раннеархейских На-гранитоидов; 2 – поле позднеархейских К-гранитоидов; 3 – толеитовые базальты Миннесоты; 4 – коматииты Онвервахт; 5 – перидотитовые коматииты (по данным Тейлора и Мак-Леннан, 1988)

Рассмотрим теперь специфику тектонических режимов формирования континентальной коры в архее. В связи с тем что тектоническая активность Земли

впервые должна была проявиться только в ее приэкваториальной зоне, то и первые объемы континентальной коры – наидревнейшие зародыши будущих континентов – могли образоваться только в низких широтах. В ранние периоды архея, когда фронт зонной дифференциации земного вещества располагался еще сравнительно неглубоко, от 400 до 1000 км, в перекрывающей этот фронт мантии должны были возникать лишь мелкие конвективные структуры, горизонтальные размеры которых не превышали нескольких сотен, максимум 1000 км. Следовательно, одновременно могло существовать и развиваться несколько древнейших зародышей континентальной коры (типа формаций Исуа в Западной Гренландии), каждый из которых обязательно располагался над центром одного из нисходящих конвективных потоков в мантии (см. рис. 6.4).

По мере углубления фронта зонной дифференциации земного вещества размеры мантийных конвективных ячеек должны были увеличиваться, а пояс тектонической активизации Земли – расширяться в область более высоких широт. В результате увеличивались по массе и раздвигались друг от друга уже возникшие к этому времени ядра будущих континентальных щитов. Судя по рассматриваемой модели (рис. 5.16 и 6.16), в середине архея, около 3,2 млрд лет назад, должно было наблюдаться некоторое успокоение тектонической активности Земли. Возможно даже, что тогда на короткое время вместо зон торошения и скучивания тонких базальтовых пластин возникали и нормальные зоны поддвига литосферных плит. Если это действительно так, то в середине архея континентальная кора могла какое-то время наращиваться за счет островодужного (андезитового) магматизма. Однако уже в начале позднего архея, около 3,0 млрд лет назад, произошла новая и на этот раз исключительно сильная активизация всех тектонических процессов.

Начиная с этого момента резко активизировались все процессы формирования континентальной коры. Особенно значительные изменения тектонических режимов формирования архейской коры произошли в конце позднего архея, 2,9–2,6 млрд лет назад, когда в недрах Земли стал развиваться катастрофический процесс образования земного ядра (см. раздел 4.4), что привело к установлению в мантии одноячейковой конвективной структуры с исключительно интенсивными течениями мантийного вещества, направленными от экваториальной зоны одного из полушарий планеты к другому, антиподному полушарию. В результате в конце позднего архея все обособленные до этого континентальные массивы стали стремительно перемещаться к центру нисходящего потока на экваторе Земли, сталкиваться друг с другом, существенно деформироваться и объединяться в единый континентальный массив (см. рис. 4.9). По-видимому, именно таким путем и возник первый в истории нашей планеты суперконтинент Моногея.

Если это было действительно так, то в конце позднего архея, около 2,6 млрд лет назад, должна была произойти практически единовременная деформация почти всех окружающих континентальные массивы зон торошения базальтовых пластин – будущих зеленокаменных поясов конца архея. Приблизительно тогда же, лишь с небольшим запаздыванием, должен был наблюдаться и мощнейший импульс гранитизации, сопровождавшийся “выжиманием” (благодаря интенсивному сжатию континентальных окраин) огромных масс гранитоидных расплавов из-под зон скучивания базальтовых пластин в верхние этажи вновь формируемой континентальной коры. Судя по данным К. Конди (1983), так и было в действительности. На рис. 6.5, заимствованном из этой работы, хорошо видно, что первая четкая корреляция рассматриваемых тектонических событий наблюдалась одновременно практически на всех архейских континентальных щитах только в конце архея, около 2,7–2,6 млрд лет назад.

Прослеживается также корреляция событий после перехода режима развития континентальной коры от раннеархейского к более интенсивному позднеархейскому этапу около 3,0 млрд лет назад. Однако здесь корреляция выражена значительно слабее и на

разных континентах тектонические события этого периода проявлялись далеко не всегда синхронно. В раннем же архее вообще трудно выделить синхронные тектонические события на всех континентах, поскольку раннеархейские зародыши континентов во многом развивались независимо друг от друга и каждый из них еще располагался в отдельной области нисходящих течений многоячейстой конвективной структуры верхней мантии. Учитывая широтную зависимость интенсивности конвективных процессов в архейской мантии, наблюдаемые различия во времена проявления тех или иных тектонических событий на разных континентах в раннем архее и первой половине позднего архея можно объяснить разным широтным положением уже существовавших тогда континентальных массивов.

А.С. Монин (1979, 2000) показал, что, согласно законам механики, вращение планеты становится устойчивым только тогда, когда “центр тяжести” суперконтинента располагается на ее экваторе. Если первоначально такой суперконтинент образовался в другом месте, например в высоких широтах, то под влиянием сил инерции все тело планеты поворачивается по отношению к оси ее вращения таким образом, чтобы “центр тяжести” такого суперконтинента попал на экватор. А это значит, что и Моногея также должна была располагаться на экваторе Земли. Тем не менее в раннем протерозое, около 2,4–2,5 млрд лет назад, на ее просторах наступило первое в истории Земли Гуронское оледенение, одновременно проявившееся на нескольких щитах – в Канаде, Южной Африке, Индии, Западной Австралии и на Балтийском щите (Чумаков, 1978). Объясняется это тем, что в раннем протерозое, после начала гидратации ультраосновных пород и образования серпентинитового слоя океанической коры, произошло связывание в карбонатах плотной углекислотной атмосферы архея, исчезновение парникового эффекта и как следствие этого резкое похолодание климата (с установлением средней по Земле температуры около 8 °С). Вместе с тем уровень стояния континентов в первой половине раннего протерозоя (после архея) оставался еще сравнительно высоким – около 2–2,5 км над уровнем океана (см. рис. 10.17). Поэтому Гуронское экваториальное оледенение, по сути, является высокогорным оледенением холодного климата (Сорохтин, Сорохтин, 1997), хотя прибрежные ледники, по-видимому, и сползали на уровень океана.

После завершения в конце архея бурного процесса выделения в недрах Земли окисножелезного ядра, в котором тогда оказалось сосредоточено до 65% массы современного ядра, дальнейший тектонический режим развития планеты стал значительно более спокойным. Резкое снижение тектонической активности Земли в протерозое привело к столь же резкому увеличению времени жизни и мощности литосферных плит (см. рис. 6.16). В результате плотность плит стала выше плотности мантии и как следствие на смену зонам торошения и скучивания тонких базальтовых пластин, столь характерных для архея, появились нормальные зоны поддвига плит современного типа. Кроме того, около 2,5 млрд лет назад существенно изменились состав и строение океанической коры, и вместо чисто базальтовой коры архея уже в начале протерозоя сформировался ее третий, серпентинитовый слой – основной резервуар связанной воды в океанической коре. Все эти изменения привели к тому, что начиная с протерозоя на Земле прочно устанавливается тектонический режим развития, описываемый теорией тектоники литосферных плит.

Остановимся теперь на основных эволюционных закономерностях главной последовательности тектонического развития Земли. В связи с изменением тектонического режима преобразования океанической коры в континентальную в послеперархейское время кардинально изменился и сам процесс формирования континентальной коры. На смену ареальному коровому магматизму в основном тоналит-трондьемитового состава, возникавшему в зонах скучивания океанической коры, пришел известково-щелочной магматизм линейных зон поддвига плит. Изменились и процессы образования гранитоидов. В послеперархейское время они, как правило, формировались из коровых источников вещества и в большей части, по-видимому, за счет повторного

переплавления терригенных песчано-глинистых осадков, например затягивавшихся в зоны поддвига плит, либо благодаря метаморфической переработке осадочных толщ в тылу зон поддвига плит перегретыми флюидами, поднимающимися из тех же зон поддвига плит, как это показано на рис. 6.20.

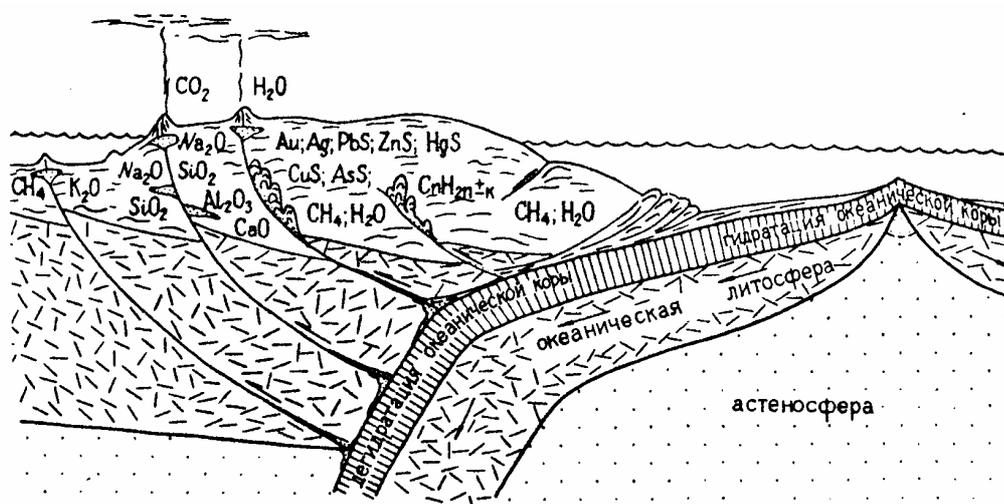


Рис. 6.20. Картина формирования континентальной коры в протерозое и фанерозое за счет частичного переплавления и дегидратации океанической коры и перекрывающих ее пелагических осадков в зонах поддвига океанических плит под островные дуги

Здесь, правда, следует обратить внимание, что в раннем протерозое происходило резкое угнетение или даже почти полное исчезновение известково-щелочного (андезитового) магматизма (Борукаев, 1985; Фролова, 1992). Вероятнее всего, это было связано со спецификой состава раннепротерозойских океанических осадков, поскольку тогда происходило массовое отложение железорудных формаций. Попадая в зоны поддвига плит, тяжелые железистые осадки уже не могли выжиматься из зазора между плитами и выполняли там роль “смазки”, препятствуя тем самым разогреву и переплавлению коренных пород пододвигаемой океанической коры за счет ее сухого трения с надвигаемой плитой. Именно поэтому известково-щелочной магматизм зон поддвига плит в современной форме проявился лишь в среднем протерозое после ослабления процессов отложения железорудных формаций.

После архея существенно снизилась температура выплавления первичных коровых расплавов. Действительно, разогрев пород океанической коры в зонах поддвига плит в основном происходит не за счет тепла, идущего из глубин мантии, а благодаря внутреннему трению, сопровождающему их сдвиговые деформации. Но этот процесс регулируется температурой начала плавления силикатов, так как их частичное плавление значительно уменьшает суммарную вязкость попавших в зоны субдукции пород океанической коры и тем самым снижает дальнейшую генерацию тепла. В результате саморегулирующийся процесс автоматически поддерживает температуру генерации известково-щелочных магм на уровне, незначительно превышающем анатексис водонасыщенных базальтов океанической коры. Именно поэтому в зонах поддвига плит никогда не происходит извержений перегретых магм: их обычная температура 1100–1200 °С (для гранитоидных магм они еще ниже – всего 800–900 °С) и никогда не превышает 1250–1300 °С, тогда как в архее выплавление коровых магм могло происходить с очень большим перегревом, вплоть до 1500–1600 °С.

Еще одной отличительной особенностью формирования состава континентальной коры в послепалеозойское время стало выплавление коровых магм и протекание

метаморфических процессов регионального метаморфизма в условиях избытка воды, поступающей из зон поддвига плит при дегидратации там серпентинитов океанической коры. Можно подсчитать, что за весь протерозой и фанерозой через зоны поддвига плит профильтровалось около $2,3 \cdot 10^{25}$ г воды, что приблизительно в 16 раз превышает ее массу в современном Мировом океане! Это очень важный фактор, поскольку вода является сильным химическим реагентом и минерализатором, активно переносящим в континентальную кору все литофильные и гидрофильные элементы.

Изменившиеся условия формирования континентальной коры в послепархейское время четко проявляются в геохимических соотношениях однотипных пород разного возраста. Показательны данные Я. Вейзера (1980) по изменению отношений K_2O/Na_2O в коровых изверженных породах разного возраста (рис. 6.21). Все изверженные породы раннего архея действительно характеризуются типично базальтовыми отношениями $K_2O/Na_2O \approx 0,5$. В позднем архее эти отношения постепенно возрастали (в связи с началом выплавления калиевых гранитоидов). Однако особенно быстро накопление калия в коровых породах происходило в раннем протерозое, когда вновь образованный серпентинитовый слой океанической коры начал насыщаться водой, но уже к концу раннего протерозоя в связи с предельным насыщением к этому времени океанической коры водой отношения K_2O/Na_2O достигли равновесного значения 1,2–1,5. Локальный минимум рассматриваемых отношений в мезозое скорее всего связан с глобальной трансгрессией моря на континенты и как следствие этого с уменьшением сноса корового материала в океан и далее (вместе с осадками) в зоны поддвига плит.

Не менее показательны и отношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках океанического происхождения (рис. 6.22). Связано это с тем, что в океанской воде происходит эффективное осреднение изотопных меток континентальных пород, подвергающихся в данное время выветриванию и сносу речным стоком в океан. Поэтому изотопный состав таких осадков, отложение которых происходит в равновесных с водой условиях, должен отражать изотопный состав источников поступления вещества, в данном случае – средний изотопный состав континентальной коры и океанических базальтов, изливающихся в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

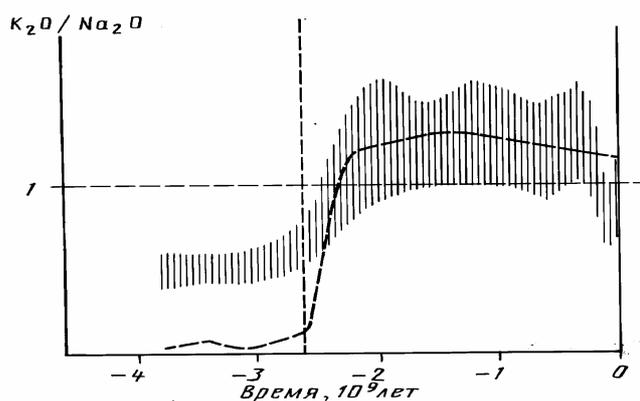


Рис. 6.21. Эволюция отношений K_2O/Na_2O в породах континентальной коры (по Я. Вейзеру, 1980) в сопоставлении с кривой концентрации связанной воды в океанической коре (пунктирная линия)

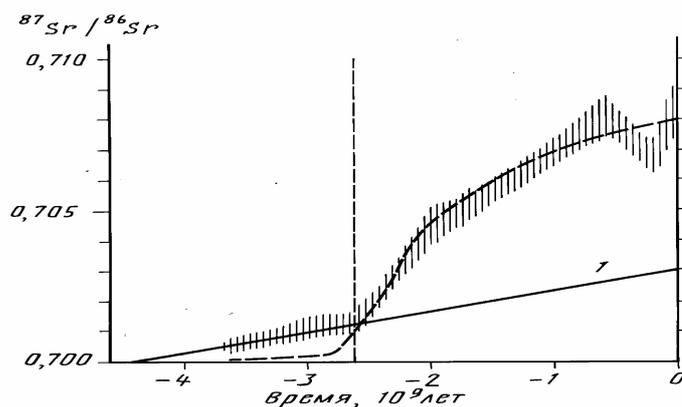


Рис. 6. 22. Эволюция отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанических осадках (по Я. Вейзеру, 1980) в сопоставлении с возрастным трендом этого отношения в мантийных породах (I) и с кривой концентрации связанной воды в континентальной коре (пунктирная линия)

Как и в предыдущем случае, изображенная на рис. 6.22 зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наглядно показывает, что в раннем архее первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ коровых пород полностью совпадали с мантийным источником. В позднем архее в связи с выплавлением калиевых гранитоидов и начавшимся рециклингом корового материала (приводившим к преимущественному накоплению в коре калия и рубидия) значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в коровых породах несколько поднялись. Однако вклад этого процесса в общий состав позднеархейской коры еще оставался незначительным, и в целом она по-прежнему характеризовалась приблизительно мантийным уровнем первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Только начиная с раннего протерозоя, т.е. после перестройки тектонического режима развития Земли, возникновения серпентинитового слоя океанической коры и, главное, после появления зон субдукции, в которые теперь стали затягиваться смываемые с континентов осадки, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ резко повысились, отмечая тем самым усиленное накопление в коре того времени рубидия, а следовательно, и калия. Как и в случае отношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, мезозойский минимум на кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для морских известняков определяется уменьшением сноса карбонатного материала с континентов в океаны во время фанерозойских трансгрессий моря.

Для границы архей–протерозой характерны резкие изменения концентраций рассеянных элементов (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Например, отношение суммы концентраций легкой части группы редкоземельных элементов к их тяжелой части в тонкозернистых осадках на этом рубеже резко увеличилось, приблизительно от 6 до 11; отношение Th/Sc возросло от 0,4 до 1,1; La/Sc – от 1 почти до 3, а концентрация тория поднялась от $1,5 \cdot 10^{-6}$ до $3,5 \cdot 10^{-6}$.

Как видно из приведенных примеров, геохимические индикаторы четко отмечают рубеж перехода от архея к протерозою. Учитывая же тектонические факторы, а также приведенные здесь теоретические построения, сегодня можно с большой вероятностью утверждать, что природа крупнейшего геологического рубежа архей–протерозой связана с завершением процесса формирования в центре Земли плотного ядра. В земном ядре тогда оказалось сосредоточенным около 65% его современной массы, а после выделения молодого ядра произошел еще и переход эндогенного режима дифференциации земного вещества от механизма зонной сепарации железа и его окислов к более спокойному механизму их бародиффузионной дифференциации. Непосредственной же причиной произошедших между археем и протерозоем резких изменений геохимических и тектонических условий формирования земной коры служил переход от тектоники тонких базальтовых пластин архея с характерными для того времени зонами торшения и скупивания океанической коры к тектонике литосферных плит с зонами субдукции в протерозое и фанерозое. В связи с образованием в раннем протерозое серпентинитового

слоя океанической коры существенно изменился и водный режим выплавления континентальной коры: после архея она стала формироваться в условиях избытка поступающей из зон поддвига плит перегретых водных флюидов. Большую роль в выплавке коровых магм, особенно гранитоидного и щелочного состава, в это время стали играть и затягиваемые в зоны субдукции осадки.

Развиваемая здесь теория глобальной эволюции Земли позволяет определить и основные закономерности роста континентальной коры. Поскольку в архее континентальная кора формировалась за счет переработки всей массы океанических базальтовых пластин, скорость роста ее массы была пропорциональна средней скорости торошения (скупивания) литосферных пластин и их мощности или, что то же, пропорциональна глубинному тепловому потоку $\dot{m}_{AR} \sim \dot{Q}_m$ (см. рис. 5.16, кривая 1). В последующие эпохи континентальная кора формировалась только за счет переработки океанической коры, мощность которой со временем менялась сравнительно мало, поэтому для послеоархейского времени $\dot{m}_{PR+PH} \sim \dot{Q}_m^2 / S_{oc}$. Следовательно, сама масса континентальной коры m_{kk} определяется интегрированием этих соотношений.

Для определения параметров интегрирования необходимо учесть значения массы континентальной коры в конце архея m_{AR} и в современный момент времени m_0 . По данным многих исследователей докембрия, в архее образовалась существенно бóльшая часть континентальной коры. В наших расчетах вслед за С. Тейлором и С. Мак-Леннаном (1988) мы приняли, что в архее образовалось около 70% континентальной коры, а массу современной континентальной коры определяли по данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1967) – $m_0 \approx 2,25 \cdot 10^{25}$ г. Площадь океанических плит в послеоархейское время определялась по разности $S_{ol} = S_G - S_{kk}$, где S_G – площадь поверхности Земли и S_{kk} – площадь континентальной коры, причем $S_{kk} \sim m_{kk}$.

Полученная таким путем теоретическая кривая роста массы континентальной коры изображена на рис. 6.23 в сравнении с наиболее популярной моделью роста континентальной коры, предложенной С. Тейлором, С. Мак-Леннаном (1988) с учетом геохимических данных, оценок скоростей осадконакопления в океанах и скоростей поглощения этих же осадков в зонах субдукции плит.

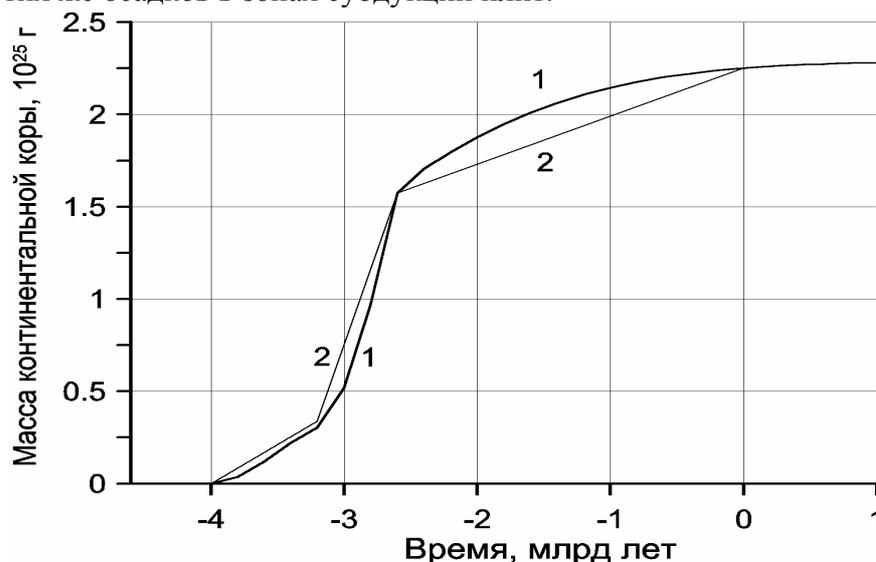


Рис. 6.23. Накопление массы континентальной коры: 1 – рассматриваемая энергетическая модель; 2 – модель Тейлора – Мак-Леннана (1988)

Как видно из рис. 6.23, теоретическая зависимость, построенная по нашей геодинамической модели (кривая 1), очень неплохо соответствует эмпирической модели С. Тейлора и С. Мак-Леннана (кривая 2). Поскольку эти модели, хотя и совмещенные в

двух точках, были построены на базе разных подходов с использованием независимых предпосылок и данных, но привели тем не менее к близким результатам, их соответствие друг с другом можно рассматривать как свидетельство в пользу справедливости обеих моделей. Это важно, поскольку излагаемая в данной работе теория тектонической активности Земли, безусловно, еще требует проверки и доказательства, а приведенное на рис. 6.23 сопоставление кривых является одним из примеров такой проверки.

На рис. 6.24 изображена теоретическая зависимость скорости формирования континентальной коры от времени, построенная путем дифференцирования кривой роста коры (рис. 6.23, кривая 1). Как видно из приведенного графика, в начале раннего архея эта скорость была сравнительно высокой и достигала почти $6 \cdot 10^{15}$ г/год, или около $2,1 \text{ км}^3/\text{год}$ и со временем постепенно уменьшалась в связи с опусканием в глубины мантии фронта зонной дифференциации земного вещества. В середине архея, около 3,3–3,2 млрд лет назад, в период общего уменьшения тектонической активности Земли (см. рис. 5.16), снижалась и скорость образования земной коры. Не исключено, что в этот короткий интервал времени, который можно было бы назвать литоплитным периодом развития коры в архее, кое-где могли возникать характерные для тектоники литосферных плит геодинамические обстановки с нормальными зонами поддвига плит и островодужным известково-щелочным магматизмом, близким к современным аналогам. Вместе с тем в этот же литоплитный период должно было прекратиться (или резко сократиться) формирование архейских зеленокаменных поясов, а вместо них могли возникать даже отдельные офиолитовые покровы, обычные для фанерозоя.

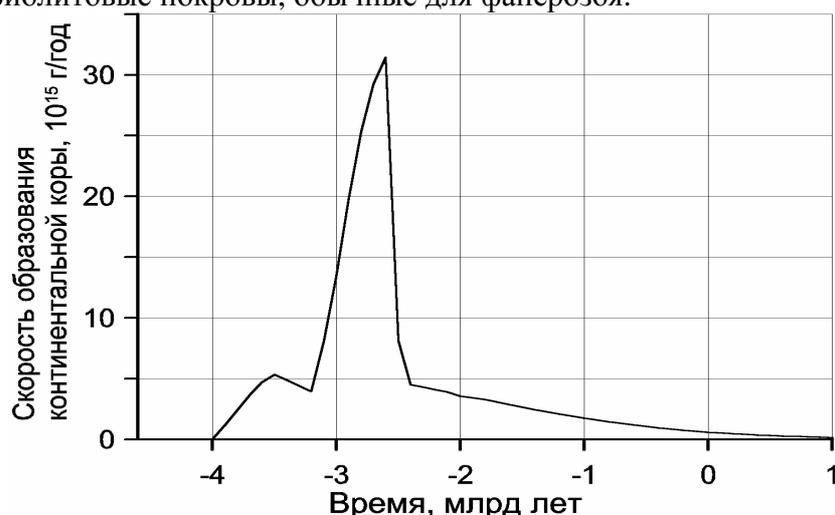


Рис. 6.24. Эволюция скорости роста континентальной коры

Характерной особенностью архейской тектоники был резкий всплеск ее активности в позднем архее, приблизительно около 2,8–2,7 млрд лет назад, вызванный начавшимся процессом формирования земного ядра и переходом дифференциации земного вещества от высокотемпературного режима сепарации металлического железа к более энергетически выгодному механизму выделения эвтектических расплавов Fe-FeO (см. раздел 4.2). Судя по расчетам, в пике этого всплеска скорость образования земной коры поднималась до $30 \cdot 10^{15}$ г/год, или до $10 \text{ км}^3/\text{год}$.

В этот же период должна была существенно увеличиться скорость формирования зеленокаменных поясов и связанных с ними гранитоидных интрузий в основном еще тоналит-трондьемитового состава. В это же время должны были значительно возрасти тепловые потоки, пронизывавшие океанические пластины, и, как следствие этого — увеличиться объем выплавления коматиитовых лав с одновременным возрастанием основности их состава. Тогда же резко увеличилась интенсивность тектонических деформаций, четко выявляемых в строении многих позднеархейских зеленокаменных поясов древних щитов практически всех континентов. При этом, по-видимому, впервые в

истории Земли $(3,0-2,9) \cdot 10^9$ лет назад наблюдалась приблизительно синхронная корреляция тектонических деформаций и магматических проявлений на большинстве из древних щитов (см. рис. 6.5).

Однако максимального напряжения тектонический режим формирования континентальной коры должен был достигнуть только в конце архея – в момент развития катастрофического процесса выделения земного ядра (см. раздел 4.4). Судя по геологическим данным (см. рис. 6.5), это событие произошло где-то между 2,7 и 2,6 млрд лет назад. Сопровождалось оно на всех континентах практически одновременной очень интенсивной активизацией всех тектономагматических процессов на Земле: формированием огромных по площади зеленокаменных поясов, выплавлением гигантских объемов гранитоидов, среди которых заметную роль уже играли калиевые граниты, образованием напряженных складчатых деформаций и др. (Конди, 1983; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). При этом главным тектоническим следствием процесса выделения земного ядра должно было быть формирование около 2,6 млрд лет назад первого в истории Земли единого суперконтинента – Моногеи. На рис. 6.5 этому моменту отвечает очень четкая корреляция практически синхронно возникших во всех древних щитах наиболее интенсивных тектонических деформаций, сопровождавшихся резкой активизацией гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма. В совокупности тектономагматические формирования этого возраста характеризуют собой проявления наиболее древней и самой интенсивной на Земле кеноранской или беломорской глобальной эпохи диастрофизма.

С окончанием процесса формирования молодого ядра Земли около 2,6 млрд лет назад, в раннем протерозое тектоническая активность Земли снизилась, а вместе с ней уменьшилась и скорость образования континентальной коры – до $6 \cdot 10^{15}$ г/год, или приблизительно до $2 \text{ км}^3/\text{год}$. В протерозое и фанерозое скорость наращивания массы континентальной коры продолжала снижаться и в настоящее время она, судя по расчетам, не превышает $0,8 \cdot 10^{15}$ г/год ($0,28 \text{ км}^3/\text{год}$), а в фанерозое она в среднем составляла $1,4 \cdot 10^{15}$ г/год ($0,5 \text{ км}^3/\text{год}$).

Приведенные здесь скорости образования (роста) коры представляют собой осредненные значения этого параметра по периодам порядка продолжительности полных тектонических мегациклов 10^8 лет (см. раздел 6.3). Одновременно с процессом выплавления коровых пород в зонах поддвига плит, т.е. с наращиванием массы коры, всегда действует противоположный процесс денудации континентальной коры, приводящий к ее разрушению и сносу терригенного осадочного материала в океаны. После завершения полного цикла развития данного океана (от его раскрытия до полного закрытия) весь попавший в океанический бассейн осадочный материал в конце концов обязательно вновь перерабатывается в зонах поддвига плит или сминается в складки, надвигается на окраины континентов, консолидируется и вновь причленяется к континентальной коре. Однако этот процесс весьма неравномерный. В течение большей части цикла скорость денудации континентов существенно превышает скорость наращивания континентальной коры в зонах поддвига плит. Так, судя по данным о современном сносе терригенного материала (Гаррелс, Маккензи, 1974), общее количество вещества, поступающего сейчас в океаны, приблизительно равно $25 \cdot 10^{15}$ г/год (около $10 \text{ км}^3/\text{год}$). Вместе с тем современная скорость наращивания коры в зонах поддвига плит составляет всего $0,5-1,1 \text{ км}^3/\text{год}$ (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Сносимый с континентов материал в основном отлагается в зонах континентальных склонов и на шельфах, т.е. по-прежнему сохраняет связь с континентальной корой и формально может рассматриваться как ее часть. На долю же пелагических осадков, полностью оторванных от континентальной коры, приходится всего около $3 \cdot 10^{15}$ г/год, или по эквиваленту коровых пород $1,1 \text{ км}^3/\text{год}$. Поэтому масса современной континентальной коры в настоящий момент скорее уменьшается, чем возрастает. В конце же тектонических циклов при

закрытии океанов Атлантического типа все отложившиеся до этого на дне океанические осадки оказываются вовлеченными в процесс корообразования, смятия, гранитизации, метаморфизма и консолидации. В такие фазы орогенеза резко возрастают скорости формирования коры, и ее прирост становится доминирующим. В фанерозое так происходило, например, при закрытии Палеоатлантического океана (Япетус) в каледонское время, Палеоуральского океана в герцинскую эпоху или океана Тетис в кайнозой при образовании Альпийско-Гималайского складчатого пояса. По нашим теоретическим оценкам, прирост массы континентальной коры, осредненный в масштабе времени порядка 1 млрд лет, в настоящее время все-таки положительный и приблизительно равен $0,65 \cdot 10^{15}$ г/год ($0,26 \text{ км}^3/\text{год}$).

В результате осреднения эффектов формирования континентальной коры по разным фазам этого процесса и в предположении полного возвращения (рециклинга) осадочного материала в кору примерно за 800 млн лет можно считать, что до сих пор баланс роста континентальной коры оставался положительным. Более того, до середины фанерозоя это условие, по-видимому, выполнялось практически полностью. В будущем в связи с уменьшением тектонической активности Земли баланс между накоплением осадков в океанах и их рециклингом в процессах корообразования должен все более и более нарушаться. Этому будет способствовать и увеличение базиса эрозии суши, поскольку средний уровень стояния океанов в дальнейшем будет только прогрессивно снижаться (см. гл. 9). Поэтому в будущем, особенно после почти полного замирания тектонической активности Земли, масса континентальной коры должна будет только уменьшаться.

Таким образом, как видно из рис. 6.24, по рассматриваемой здесь модели тектонической активности Земли образование континентальной коры с наибольшей скоростью происходило в позднем архее. В результате большая часть массы современной коры (около 70%) была сформирована к концу архея, т.е. уже 2,6 млрд лет назад. При этом в раннем архее за 800–600 млн лет (от 4,0–3,8 до 3,2 млрд лет назад) возникло только 15% коры, а в позднем архее приблизительно за такой же период времени (от 3,2 до 2,6 млрд лет назад) образовалось приблизительно 50% коры. За всю остальную и наиболее продолжительную историю Земли (за 2,6 млрд лет) образовалось около 30% коры, а за ее последнюю часть в фанерозое (около 600 млн лет) – немногим более 3% (с учетом рециклинга осадков). В дальнейшем рост континентальной коры прекратится и наступит фаза необратимого разрушения, но произойдет это еще очень не скоро.

Последний, завершающий этап в геологической истории Земли будет связан с ее предстоящей тектонической смертью приблизительно через 1,6 млрд лет в будущем, после почти полного исчерпания источников энергии в земных недрах. Но еще ранее, примерно через 600 млн лет, на Земле должен будет возникнуть исключительно сильный парниковый эффект за счет поступления в атмосферу глубинного (абиогенного) кислорода, освобождающегося в мантии при формировании “ядерного” вещества (см. раздел 10.6). С прекращением тектонической активности и возникновением сильного парникового эффекта неизбежно уменьшатся эндогенные теплопотери Земли, поскольку после этих событий они будут происходить только за счет кондуктивной составляющей теплового потока, а это может привести даже к некоторому, правда, не очень большому перегреву земных недр. Тем не менее и это не спасет Землю от остывания, а лишь несколько задержит процесс общего ее увядания. Несмотря на прекращение взаимных перемещений литосферных плит, еще достаточно длительное время на Земле будут проявляться остаточные тектонические подвижки. Но магматических проявлений на Земле уже больше не должно происходить. В это же время усилятся воздействующие на земную поверхность экзогенные факторы выветривания пород.

Глава 7. ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ

В результате проведения в 50–60-е годы XX в. геолого-геофизических исследований и объединения усилий международного сообщества геологов и геофизиков в середине 60-х – начале 70-х годов была создана новая геологическая теория, получившая название тектоники литосферных плит. Описанию этой теории посвящено много специальных и обзорных работ (Тектоника плит, 1974; Ле Пишон и др., 1977; Унксов, 1981; Сорохтин, 1984; Хаин, Ломизе, 1995; и др.). Поэтому лишь кратко остановимся на освещении этой теории и постараемся показать, что она органически вписывается в рассматриваемую здесь более широкую и общую теорию развития Земли.

7.1. Основные положения теории

Слово “тектоника” в буквальном переводе с древнегреческого значит строительное искусство, строение. В науках о Земле под этим термином обычно понимают геологическое строение и закономерности развития земной коры, а под литосферой – каменную (т. е. твердую и прочную) оболочку Земли. В современном понимании термин “литосфера” включает в себя не только земную кору, но и часть верхней мантии, в которой мантийное вещество настолько остыло, что полностью раскристаллизовалось и превратилось в горную породу. Слово “плиты” в названии новой теории показывает, что литосферная оболочка Земли разбита на отдельные блоки, вертикальные размеры которых обычно много меньше горизонтальных.

Таким образом, под тектоникой литосферных плит мы будем понимать геологическую теорию, которая рассматривает строение, образование и взаимные перемещения литосферных плит, сопровождаемые их деформациями, магматическими проявлениями и другими процессами, приводящими к формированию земной коры и связанных с ней полезных ископаемых. В этом определении ничего не говорится о причинах движения литосферных плит, поскольку эту задачу решает смежная дисциплина – геодинамика, о ней речь велась в предыдущих главах (см. гл. 6).

Особенностью литосферных плит является их долговременная жесткость и способность при отсутствии внешних воздействий длительное время сохранять неизменными форму и строение. Для того чтобы литосферную плиту разрушить или деформировать, необходимо приложить к ней дополнительные механические напряжения, превышающие предел прочности слагающих ее пород, примерно равный 1 т/см^2 .

В процессе изучения верхней, жесткой оболочки Земли – литосферы – было установлено, что она состоит из земной коры и подстилающей ее подкоревой части литосферы. Как уже отмечалось в разделе 2.3, земная кора континентов в основном сложена гранитоидами и породами среднего состава, сверху континентальная кора обычно бывает перекрыта осадками. Суммарная мощность коры меняется от 30 до 80 км (в среднем близка к 40 км). Консолидированная океаническая кора более тонкая – обычно достигает 6,5–7 км – и сложена (сверху вниз) базальтами, габбро и серпентинитами. Мощность осадочных отложений на океанической коре не постоянная: она увеличивается в береговых зонах океанов и выклинивается на гребнях срединно-океанических хребтов. В среднем же мощность океанических осадков достигает 500 м. Снизу океаническая кора подстилается массивными ультраосновными породами – перидотитами и лерцолитами. Суммарная мощность океанических литосферных плит меняется в пределах от 2–3 км в районе рифтовых зон океанов до 80–90 км вблизи океанических берегов. Толщина древних континентальных плит достигает 200–250 км.

С глубиной, как известно, температура в Земле постепенно возрастает. Под океаническими плитами температура мантии достигает температуры плавления мантийных пород (см. рис. 2.19). Поэтому за подошву литосферы под океанами принимается поверхность начала плавления мантийного вещества с температурой его

солидуса. Ниже океанической литосферы мантийное вещество оказывается частично расплавленным и пластичным с пониженной вязкостью. Пластичный слой мантии под такой литосферой обычно выделяется в качестве самостоятельной оболочки – астеносферы. Последняя четко выражена только под океаническими плитами (под океанами она и была впервые обнаружена как слой, образующий сейсмический волновод). Под мощными континентальными плитами астеносфера фактически отсутствует, хотя они также подстилаются пластичным веществом верхней мантии (см. рис. 2.19).

Астеносфера играет определяющую роль в формировании базальтового магматизма океанических плит и при взаимодействии конвективного массообмена мантии с литосферной оболочкой. Базальтовый же магматизм континентальных плит может проявиться только в том случае, когда горячее мантийное вещество благодаря расколу плиты может подняться до уровня начала плавления этого вещества (приблизительно на глубинах около 80–100 км).

В отличие от литосферы астеносфера не обладает пределом прочности, и ее вещество может деформироваться (течь) под действием даже очень малых избыточных давлений, хотя этот процесс из-за высокой вязкости астеносферного вещества – порядка 10^{18} – 10^{20} П развивается чрезвычайно медленно (для сравнения отметим, что вязкость воды равняется 10^{-2} П, жидкой базальтовой лавы – 10^4 – 10^6 , льда – около 10^{13} и каменной соли – порядка 10^{18} П). Под влиянием господствующих в недрах Земли высоких гидростатических давлений температура плавления силикатов с глубиной возрастает быстрее, чем сама температура мантии. Следовательно, глубже астеносферы частичное плавление мантийного вещества уже не должно происходить, хотя по свойствам оно остается пластичным, напоминая супервязкую жидкость с вязкостью около 10^{22} – 10^{23} П (см. раздел 2.9).

На Земле выделяют семь крупных плит: Тихоокеанскую, Евразийскую, Индо-Австралийскую, Антарктическую, Африканскую, Североамериканскую и Южноамериканскую, и столько же плит средних размеров: плиты Наска и Кокос на востоке Тихого океана, Филиппинскую, Аравийскую, Сомалийскую, Карибскую и плиту Скотия, расположенную между Южной Америкой и Антарктидой. Иногда в пределах крупных континентальных плит выделяют как самостоятельные средние плиты, например Амурскую, Южно-Китайскую, Индонезийскую, и множество мелких: Панонскую, Анатолийскую, Таримскую и др. Все плиты перемещаются относительно друг друга, поэтому их границы обычно четко маркируются зонами повышенной сейсмичности (см. рис. 2.6).

Перемещения литосферных плит по поверхности астеносферы происходят под влиянием конвективных течений в мантии. Отдельные литосферные плиты могут расходиться, сближаться или скользить относительно друг друга. В первом случае между плитами возникают зоны растяжения с рифтовыми трещинами вдоль границ плит, во втором – зоны сжатия, сопровождаемые надвиганием одной из плит на другую, в третьем – сдвиговые зоны, трансформные разломы, вдоль которых и происходит смещение соседних плит.

В соответствии с разным характером деформаций, возникающих по периферии плит, различают три типа границ. К первому, или дивергентному, относятся границы плит, вдоль которых происходят раздвижения (спрединг) литосферных плит с образованием рифтовых зон (см. рис. 2.5). В океанах этим границам отвечают гребни срединно-океанических хребтов: в Северном Ледовитом океане – хр. Гаккеля, Книповича, Мона и Кольбенсей; в Атлантическом – хр. Рейкьянес, Северо-Атлантический, Южно-Атлантический и Африканско-Антарктический; в Индийском океане – хр. Западно-Индийский, Аравийско-Индийский, Центрально-Индийский и Австрало-Антарктическое поднятие; в Тихом океане – Южно-Тихоокеанское и Восточно-Тихоокеанское поднятия. На континентах к границам такого типа относятся Восточно-Африканская рифтовая зона

и Байкальский рифт в Азии. Примером рифтовых зон, лишь сравнительно недавно превратившихся из континентальных в океанические, могут служить рифты Красного моря и Аденского залива Индийского океана.

Дивергентным границам плит в океанах соответствует мощнейший базальтовый вулканизм, формирующий океаническую кору в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, и мелкофокусная сейсмичность. На континентах дивергентные границы плит отмечаются излияниями трапповых базальтов и контрастным бимодальным базальто-сиалическим и щелочным магматизмом и несколько более глубоководными землетрясениями (до 200 км).

К границам второго, или конвергентного, типа относятся зоны поддвига плит (зоны субдукции), в которых океанские литосферные плиты пододвигаются под островные дуги либо под континентальные окраины Андийского типа. Этим границам обычно соответствуют характерные формы рельефа: сопряженные структуры глубоководных желобов (глубины дна в которых иногда превышают 10 км) с цепью вулканических островных дуг или высочайших горных сооружений (высотой достигающих 7–8 км), если подвиг происходит под континенты. Примерами таких границ в океанах могут служить глубоководные желоба перед Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Марианской, Филиппинской островными дугами, глубоководные желоба у подножий Новой Британии, Соломоновых островов, островов Новые Гебриды, Тонга-Кермадек, а также у подножий западных побережий Центральной и Южной Америки в Тихом океане. В Индийском океане это желоба Андоманских, Больших и Малых Зондских островов. В Атлантическом океане это желоба Кайман и Пуэрто-Рико перед Большими и Малыми Антильскими островами в Карибском море и Южно-Сандвичев желоб перед одноименными островами в Южной Атлантике. Зоны подвига литосферных плит всегда наклонены (“падают”) под островные дуги или континентальные окраины и обычно хорошо выделяются по цепочкам очагов землетрясений. Погружающиеся в мантию плиты характеризуются также повышенными значениями фактора сейсмической добротности Q , поскольку в опускающейся холодной литосферной плите затухание сейсмических волн всегда оказывается меньшим, чем в окружающей эту плиту горячей и частично расплавленной мантии. Зонам поддвига плит свойствен известково-щелочной магматизм андезитового состава. Андезитовые вулканы обычно располагаются в тыловых частях островодужных структур (см. рис. 2.7).

Пододвигание океанических плит под континенты, если оно не компенсируется их раздвижением в срединно-океанических хребтах, обычно приводит к постепенному закрытию океана, сопровождающемуся столкновением обрамлявших его континентов, и возникновению вдоль зоны поддвига плит коллизионного складчатого пояса. Таким путем, например, на месте древнего океана Тетис возник Альпийско-Гималайский горный пояс. Процесс поддвига плит здесь продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует повышенная сейсмичность этого региона, поэтому Альпийско-Гималайский пояс также можно рассматривать как конвергентную или коллизионную границу плит.

Детальными исследованиями срединно-океанических хребтов установлено, что их гребни и рифтовые долины протягиваются вдоль хребтов не непрерывно, а как бы разорваны на отдельные участки трансформными разломами, по которым обычно происходят только сдвиговые смещения плит. Это и есть границы плит третьего типа, или трансформные разломы. Как правило, они всегда располагаются перпендикулярно к простиранию рифтовых трещин. При этом активными участками разломов являются только их отрезки, соединяющие две смежные рифтовые зоны (трансформирующие одну из них в другую). За пределами этих активных участков никаких смещений плит по трансформным разломам не происходит. Амплитуда смещений по большинству таких

разломов не превышает десяти или нескольких десятков километров, но иногда она достигает и сотен километров.

Трансформные разломы иногда пересекают зоны поддвига плит или протягиваются от них к рифтовым зонам, но все же большинство их рассекает только срединно-океанические хребты. Наиболее крупными из них являются разломы Гиббс, Атлантис, Вима и Романш в Атлантическом океане; разломы Оуэн и Амстердам в Индийском океане; разломы Элтанин и Челленджер в Тихом океане. Кроме того, в северной половине Тихого океана остались следы ныне отмерших, но некогда гигантских разломов, смещения по которым происходили на многие сотни и даже на 1200 км. Это так называемые великие разломы дна Тихого океана: Мендосино, Пионер, Меррей, Молокаи, Кларион и Клиппертон. Примером границ третьего типа на континентах может служить разлом Сан-Андреас в Калифорнии. В рельефе океанические трансформные разломы четко фиксируются сопряженными параллельными структурами узких хребтов и ложбин с крутой общей стенкой (рис. 7.1). При этом благодаря “спаиванию” друг с другом литосферных плит на пассивных флангах трансформных разломов и более быстрому погружению молодых плит всегда трансформные разломы обрамляются узкими хребтами только со стороны более молодых плит и, наоборот, ложбины возникают только со стороны более старых плит. Как правило, трансформные разломы амагматичны, хотя в некоторых случаях (при наличии раздвиговой составляющей в движении плит) на их флангах могут возникать базальтовые вулканы со щелочной ориентацией.

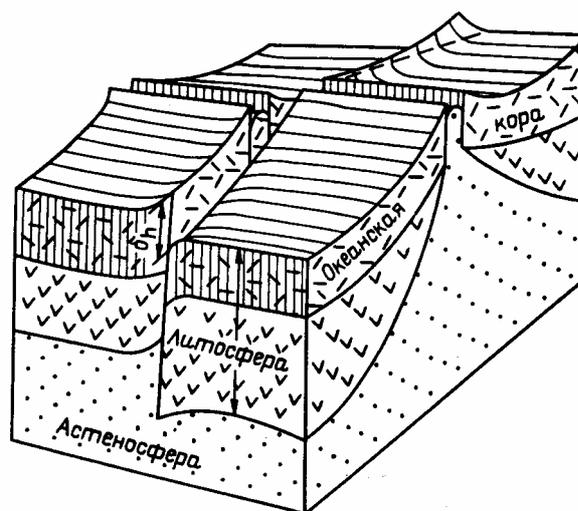


Рис. 7.1. Блок-диаграмма трансформного разлома океанической литосферы

Перемещения литосферных плит сопровождаются их трением друг о друга и возникновением по границам плит землетрясений. Поэтому границы литосферных плит можно выделять не только по геоморфологическим признакам, но и по зонам повышенной сейсмичности. При этом разным границам плит соответствуют и разные механизмы землетрясений. Так, в океанских рифтовых зонах все землетрясения, расположенные под гребнями срединно-океанических хребтов, мелкофокусные с глубиной очага до 5–10 км и характеризуются механизмами растяжения. Глубина землетрясений в трансформных разломах достигает 30–40 км, а их механизмы чисто сдвиговые. Сейсмически наиболее активными являются зоны поддвига плит. В этих зонах встречаются как мелкофокусные землетрясения с глубиной очага до 30 км, промежуточные землетрясения на глубинах от 30 до 150–200 км, так и глубокофокусные землетрясения с глубиной очага до 600–700 км. Главная сейсмофокальная поверхность зон поддвига плит опускается обычно под углом около 30–50° от оси глубоководного желоба под островную дугу или континентальную окраину, оконтуривая собой тело погружающейся в мантию пододвигаемой океанической

плиты. В зонах поддвига плит происходят землетрясения разного типа, но среди мелкофокусных землетрясений преобладают сдвиговые и взбросо-надвиговые механизмы, а на средних и больших глубинах – механизмы сдвига и сжатия.

Как правило, предельная глубина глубокофокусных землетрясений соответствует положению эндотермической фазовой границы на глубине около 670 км (см. рис. 6.2). Глубже этой границы происходит нарушение кристаллических связей в мантийном веществе, и оно, по-видимому, приобретает свойства аморфного вещества. Тем не менее, судя по данным сейсмической томографии, следы опускающихся океанических плит прослеживаются и глубже в нижней мантии, вплоть до земного ядра. Видно это и по рельефу его поверхности: везде под зонами поддвига плит, обрамляющими, например, Тихий и Индийский океаны, прослеживаются депрессии на поверхности ядра амплитудой до 4 км, а под восходящими потоками в центрах этих же океанов, а также под Северной Атлантикой, наоборот, наблюдаются подъемы его рельефа амплитудой до 6 км (см. рис. 2.12).

Обращает на себя внимание, что многие плиты включают в себя как континентальные массивы, так и припаянные к ним участки океанической литосферы. Например, в Африканскую плиту входит сам континент Африка и примыкающие к нему восточные половины Центральной и Южной Атлантики, западные части дна Индийского океана, а также примыкающие к континенту участки дна Средиземного и Красного морей. Помимо плит смешанного континентально-океанического строения, существуют плиты, состоящие только из океанической литосферы с океанической корой на поверхности. К такому типу относятся Тихоокеанская, Наска, Кокос и Филиппинская плиты.

В первом приближении литосферные плиты можно рассматривать как фрагменты жесткой сферической оболочки, перемещающиеся по поверхности Земли. В этом случае для количественного описания перемещений литосферных плит по сферической поверхности Земли обычно используют теорему Эйлера, сформулированную им еще в 1777 г. Применительно к задаче определения параметров движения жестких сферических оболочек – литосферных плит по поверхности земного шара эта теорема утверждает, что в каждый данный момент времени любое такое движение может быть представлено поворотом плиты с определенной угловой скоростью относительно оси, проходящей через центр Земли и некоторую точку на ее поверхности, называемую полюсом вращения этой плиты.

В процессе подробного изучения тектонического строения океанского дна выяснилось одно замечательное правило. Оказалось, что практически все рифтовые разломы всегда ориентированы на соответствующие полюса раздвижения плит, а сопряженные с ними трансформные разломы всегда перпендикулярны этим направлениям. Следовательно, сеть рифтовых и трансформных разломов, возникающих между двумя раздвигающимися плитами, всегда ориентирована по меридианам и широтным кругам, проведенным из полюса взаимного вращения плит. Из теории Эйлера следует, что скорость взаимного смещения двух литосферных плит будет меняться с удалением от полюса вращения по закону синуса полярного угла данной точки, отсчитываемой от этого же полюса вращения плит. В результате учета особенностей движений плит теорема Эйлера позволила по палеомагнитным аномалиям на океанском дне количественно рассчитывать перемещения всего ансамбля литосферных плит по поверхности Земли и строить палеогеодинамические реконструкции положений древних океанов и континентов в прошлые геологические эпохи.

Для определения скоростей движения литосферных плит обычно используют данные по расположению полосчатых магнитных аномалий на океанском дне (см. рис. 2.8). Напомним еще раз, что эти аномалии, как теперь установлено, появляются в рифтовых зонах океанов благодаря намагничиванию излившихся на них базальтов тем магнитным полем, которое существовало на Земле в момент излияния базальтов. Но, как

известно, геомагнитное поле время от времени меняло направление на прямо противоположное. Это приводило к тому, что базальты, излившиеся в разные периоды инверсий геомагнитного поля, оказывались намагниченными в противоположные стороны. Но благодаря раздвижению океанского дна в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов более древние базальты всегда оказываются отодвинутыми на большие расстояния от этих зон, а вместе с океанским дном отодвигается от них и “вмороженное” в базальты древнее магнитное поле Земли.

Раздвижение океанической коры вместе с разнонамагниченными базальтами обычно развивается строго симметрично по обе стороны от рифтового разлома. Поэтому и связанные с ними магнитные аномалии также располагаются симметрично по обоим склонам срединно-океанических хребтов и окружающих их абиссальных котловин (см. рис. 2.8). Такие аномалии теперь можно использовать для определения возраста океанского дна и скорости его раздвижения в рифтовых зонах. Однако для этого необходимо знать возраст отдельных инверсий магнитного поля Земли и сопоставить эти инверсии с наблюдаемыми на океанском дне магнитными аномалиями.

Возраст магнитных инверсий был определен по детальным палеомагнитным исследованиям хорошо датированных толщ базальтовых покровов и осадочных пород континентов и базальтов океанского дна (рис. 7.2). В результате сопоставления полученной таким путем геомагнитной временной шкалы с магнитными аномалиями на океанском дне удалось определить возраст океанической коры на большей части акваторий Мирового океана (см. рис. 2.9).

Приведенные выводы теории позволяют количественно рассчитывать параметры движения в начале двух смежных плит, а затем и для третьей, взятой в паре с одной из предыдущих. Таким путем постепенно можно вовлечь в расчет главные из выделенных литосферных плит и определить взаимные перемещения всех плит на поверхности Земли.

За рубежом такие расчеты были выполнены Дж. Минстером и его коллегами, а в России – С.А. Ушаковым и Ю.И. Галушкиным (рис. 7.3). Оказалось, что с максимальной скоростью океанское дно раздвигается в юго-восточной части Тихого океана (возле о. Пасхи). В этом месте ежегодно наращивается до 18 см новой океанической коры. По геологическим масштабам это очень много, так как только за 1 млн лет таким путем формируется полоса молодого дна шириной до 180 км, при этом на каждом километре рифтовой зоны за то же время изливается примерно 360 км³ базальтовых лав! По этим же расчетам Австралия удаляется от Антарктиды со скоростью около 7 см/год, а Южная Америка от Африки – со скоростью около 4 см/год. Отодвигание Северной Америки от Европы происходит медленнее – 2–2,3 см/год. Еще медленнее расширяется Красное море – на 1,5 см/год (соответственно здесь меньше изливается и базальтов – всего 30 км³ на каждый погонный километр Красноморского рифта за 1 млн лет). Зато скорость “столкновения” Индии с Азией достигает 5 см/год, чем объясняются развивающиеся на наших глазах интенсивные неотектонические деформации и рост горных систем Гиндукуша, Памира и Гималаев. Эти деформации и создают высокий уровень сейсмической активности всего региона (тектоническое влияние столкновения Индии с Азией сказывается и далеко за пределами самой зоны столкновения плит, распространяясь вплоть до Байкала и районов Байкало-Амурской магистрали). Деформации Большого и Малого Кавказа вызваны давлением Аравийской плиты на этот район Евразии, однако скорость сближения плит здесь существенно меньше – всего 1,5–2 см/год. Поэтому меньшей здесь оказывается и сейсмическая активность региона.



Рис. 7.2. Ламонтская палеомагнитная шкала (время дано в млн лет)

Важность приведенных расчетов очевидна, поскольку они позволяют количественно оценивать современную тектоническую активность Земли и объемы магматических излияний в современных рифтовых зонах. Но, оказывается, пользуясь аналогичной методикой и последовательно совмещая друг с другом одновозрастные магнитные аномалии, можно и для прошлых геологических времен строить точные реконструкции положения континентов и океанов (со срединно-океаническими хребтами в них) и определять скорости раздвижения или пододвигания под островные дуги океанского дна. За последние годы большое число таких палеогеодинамических реконструкций было построено Л.П. Зоненшайном и его коллегами (1976, 1977) для всего временного интервала существования магнитных аномалий на современном океанском дне, т. е. с позднего мезозоя и до наших дней.

Все океанические плиты, сформировавшиеся раньше поздней юры, уже успели погрузиться в мантию под современными или древними зонами поддвига плит, и, следовательно, не сохранилось на океанском дне и магнитных аномалий, возраст которых превышал бы 150 млн лет. Поэтому для более древних геологических эпох могут строиться только приближенные палеогеографические реконструкции с использованием палеомагнитных данных по континентам. Такие реконструкции, построенные А. Смитом и Дж. Брайденом (1977), охватывают интервал времени до раннего триаса включительно (220 млн лет). В России аналогичные реконструкции были построены А.М. Городницким и Л. П. Зоненшайном для всего фанерозоя (1977).

7.2. Образование литосферных плит и происхождение срединно-океанических хребтов

Литосферная оболочка Земли представляет собой охлажденную и полностью раскристаллизованную часть верхней мантии, подстилаемую снизу горячим, а под океанами и частично расплавленным веществом астеносферы. В этом случае естественно предположить, что океанические литосферные плиты образуются за счет остывания и полной кристаллизации частично расплавленного вещества астеносферы, подобно тому как это происходит, например, на реке при замерзании воды и образовании льда. Кристаллические породы литосферы – по сути, это тот же “силикатный лед” для частично расплавленного силикатного вещества астеносферы. Разница состоит лишь в том, что обычный лед всегда легче воды, тогда как кристаллические силикаты всегда тяжелее своего расплава. Если это действительно так, то дальнейшее решение задачи об образовании океанических литосферных плит уже не представляло большого труда, поскольку процесс кристаллизации воды хорошо изучен.

Для континентальной литосферы такую аналогию предложить сложнее, поскольку она подстилается хоть и “горячей” мантией, но с температурой более низкой, чем температура начала плавления мантийного вещества (см. рис. 6.2). В частности, этим объясняется факт жесткого состояния континентальных литосферных плит до глубин около 250 км, глубже которых уже залегает пластичная мантия. Физическая природа такого перехода от жесткого к пластичному состоянию верхней мантии под континентами, вероятно, может быть связана с дезинтеграцией мантийного вещества, происходящей, например, под влиянием высоких давлений. Действительно, можно ожидать, что с увеличением давления до уровня, при котором энергия дополнительной активации мантийного вещества $\Delta W = p \cdot \Delta V$, вызванная увеличением давления p и его сжатием ΔV , превысит энергию связи кристаллов в поликристаллическом веществе. После этого должно произойти нарушение межкристаллических связей в мантийном веществе, при сохранении в неизменном виде кристаллических структур самих минеральных зерен. В результате такой дезинтеграции, происходящей с поглощением энергии ΔW , жесткое и прочное поликристаллическое мантийное вещество как бы “рассыпается” на отдельные мелкие зерна и превращается в сыпучее тело, ведущее себя подобно пластичному веществу высокой вязкости. В этом случае фазовый переход на подошве континентальных плит должен обладать свойствами эндотермической границы (см. рис. 6.2).

Процесс образования океанических литосферных плит по модели кристаллизационного механизма можно представить себе следующим образом. Образование рифтовых зон (и в океанах и на континентах) происходит благодаря расколам литосферных плит за счет приложенных к ним напряжений растяжения, т.е. по модели пассивного рифтогенеза (Леонов, 2001). В зазор между расходящимися плитами поднимаются горячие расплавы базальтов, выделившиеся из частично расплавленного вещества астеносферы. Попадая на поверхность океанского дна, базальты охлаждаются, твердеют и кристаллизуются, превращаясь в породы литосферы. По мере раздвижения плит образовавшиеся ранее участки литосферы “промерзают” все глубже и глубже, и под породами базальтового состава уже кристаллизуется мантийное вещество астеносферы, а на их место в новые рифтовые расколы поступают новые порции базальтов и астеносферного вещества, и процесс повторяется. Начатый в рифтовых зонах процесс формирования литосферных плит продолжается под склонами срединно-океанических хребтов и абиссальными котловинами за счет постепенного остывания и полной кристаллизации исходного горячего мантийного вещества, последовательно “примораживаемого” снизу к подошве литосферы. Очевидно при этом, что чем дальше мантийное вещество, поднявшееся на поверхность Земли, охлаждается, тем на большую глубину оно “промерзнет” и кристаллизуется. Следовательно, под более древними

участками океанического дна, расположенными дальше от рифтовых зон, толщина литосферы (т.е. слоя охлажденной и раскристаллизованной мантии) будет большей.

По-видимому, впервые предположение о переменной мощности океанической литосферы было высказано Дьюи и Бердом (1970), которые связывали возрастание глубины океана по мере удаления от рифтовых зон с увеличением мощности литосферы. Однако эти авторы количественно не исследовали физические причины такого опускания океанического дна. Несколько позже такие исследования были проведены. Оказалось, что глубина “промерзания” расплава (будь то вода, базальтовая магма или частично расплавленное вещество астеносферы) определяется решением уравнения теплопроводности, из которого можно получить простую зависимость толщины океанической литосферы H_L от ее возраста t (Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973):

$$H_L = k \cdot \sqrt{t}. \quad (7.1)$$

Отсюда легко находится и обобщенная модель строения океанических литосферных плит (рис. 7.4).

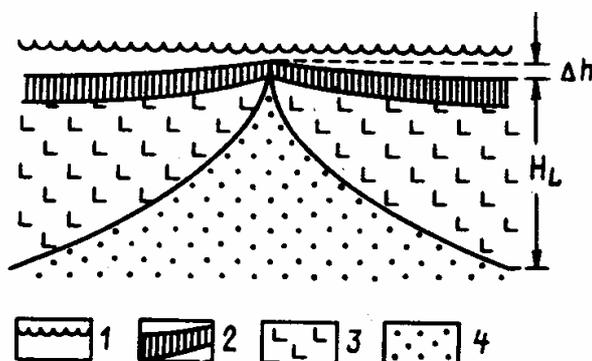


Рис. 7.4. Обобщенная модель строения океанической литосферы: 1 – поверхность океана; 2 – океаническая кора; 3 – океаническая литосфера; 4 – астеносфера

Коэффициент k можно найти подстановкой в уравнение теплопроводности таких трудноопределяемых параметров среды, как температура астеносферы и солидуса мантийного вещества, а также коэффициента его температуропроводности. Если толщину литосферы H_L выражать в километрах, а возраст t – в миллионах лет, то в зависимости от принятых параметров среды, оказывается, что коэффициент k находится в пределах $6 < k < 9,5$ (рис. 7.5).

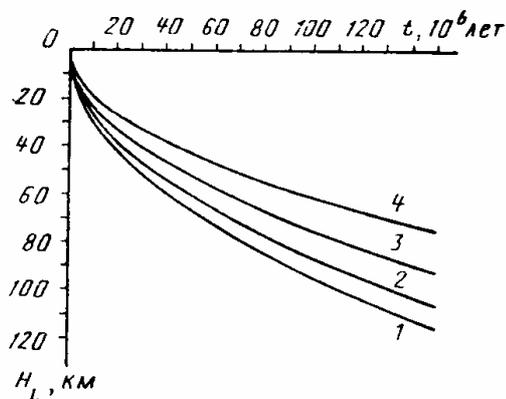


Рис. 7.5. Зависимость мощности океанической литосферы от ее возраста: 1 – модель Паркера–Олденбурга (1973), $k \approx 9,4$; 2 – модель Сорохтина (1973), $k \approx 8,6$; 3 – модель Йоши (1975), $k \approx 7,5$; 4 – кривая, построенная по анализу теплового потока (Сорохтин, Ушаков, 1991) $k \approx 6,1$

Для определения коэффициента k можно воспользоваться и эмпирическими данными. Так, мощность литосферы под о. Гавайи, судя по сейсмологическим данным, приблизительно равна $H_L \approx 60$ км (считая от поверхности океанического дна), а возраст коры равен 90 млн лет. Тогда получаем $H_L \approx 6,3 \cdot \sqrt{t}$ (рис. 7.6).

Таким образом, кристаллизационная модель неплохо соответствует реальному механизму образования океанических литосферных плит. В этой модели толщина литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного вещества и следовательно зависит от времени экспозиции вещества мантии на поверхности Земли. Поэтому мощность литосферы под срединно-океаническими хребтами не является постоянной, а закономерно увеличивается по мере удаления от рифтовых зон. В центре рифтовых долин мощность литосферы минимальна и астеносфера выходит почти на поверхность Земли.

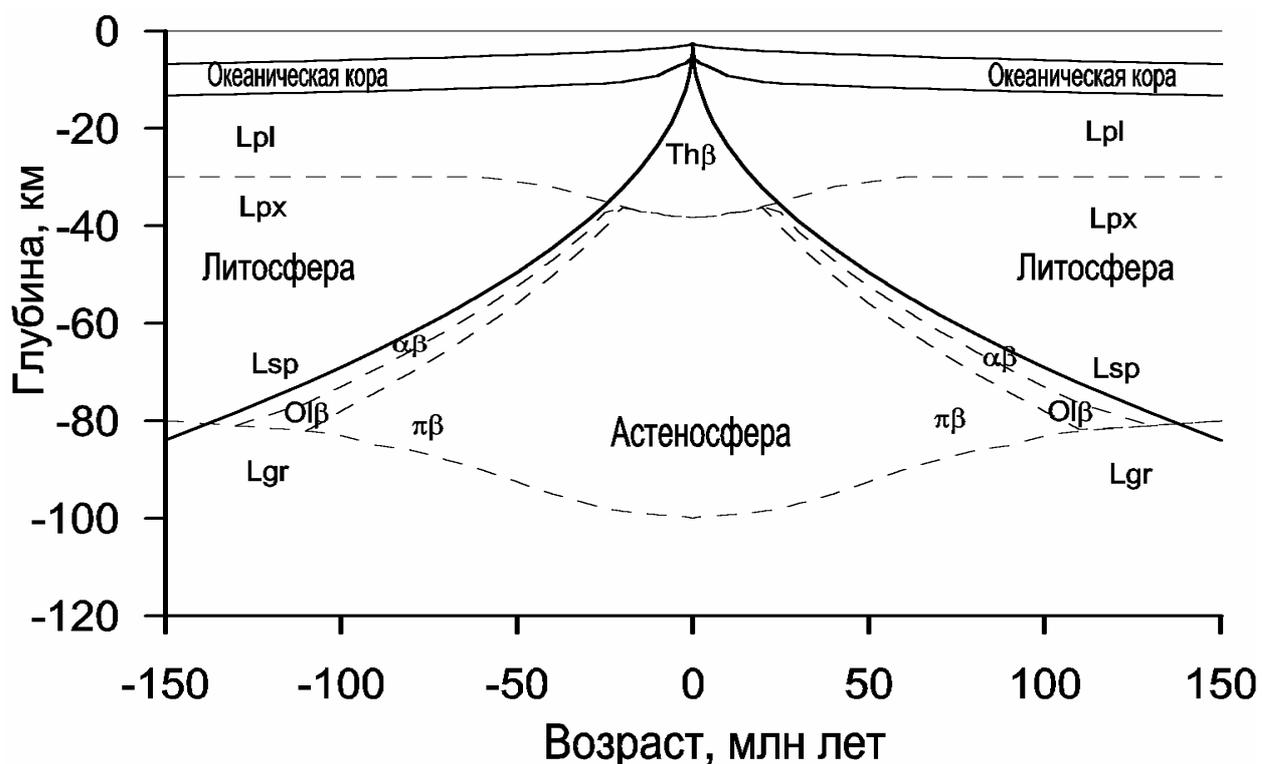


Рис. 7.6. Разрез океанической литосферы. Области существования: Lpl – плагиоклазовых лерцолитов; Lpx – пироксеновых лерцолитов; Lsp – шпинелевых лерцолитов; Lgr – гранатовых лерцолитов. Области выплавления: Thβ – толеитовых базальтов; αβ – щелочных базальтов; Oβ – оливиновых базальтов; πβ – пикритовых базальтов

Породы литосферы тяжелее подстилающего их горячего вещества астеносферы (примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$). Следовательно, чем толще океаническая литосфера, тем на большую глубину она погружается в мантию и тем ниже опускается ее поверхность. Поэтому закон опускания океанского дна определяется все той же корневой зависимостью от возраста литосферы, т.е. от возраста самого океанского дна. По этой зависимости самый высокий уровень стояния океанского дна должен быть там, где литосфера моложе и тоньше всего, т.е. в океанических рифтовых зонах, расположенных на гребнях срединно-океанических хребтов. По мере же удаления от гребней этих хребтов глубина океана должна возрастать пропорционально увеличению толщины литосферы, т.е. все по тому же корневому закону. Подстановкой в этот закон средних значений плотности литосферы, астеносферы и воды (соответственно равных $3,31$; $3,19$ и 1 г/см^3) получим

выражение, определяющее разность Δh между уровнем стояния гребня срединно-океанического хребта и данной точкой океанского дна с возрастом t (Сорохтин, 1973):

$$\Delta h \approx 0,35\sqrt{t}. \quad (7.2)$$

Если описанная модель образования океанических литосферных плит верна, то и выведенный на ее основе приведенный теоретический закон должен правильно осреднять реальный рельеф океанского дна. Проверить это не сложно. Результаты такой проверки показаны на рис. 7.7а и 7.7б. Как видно из рисунков и массы других примеров, осредненные профили всех срединно-океанических хребтов действительно очень неплохо аппроксимируются одной и той же зависимостью $\Delta h \approx 0,35\sqrt{t}$. При этом теоретическое значение коэффициента пропорциональности в найденном законе неплохо совпало с его осредненным эмпирическим значением.

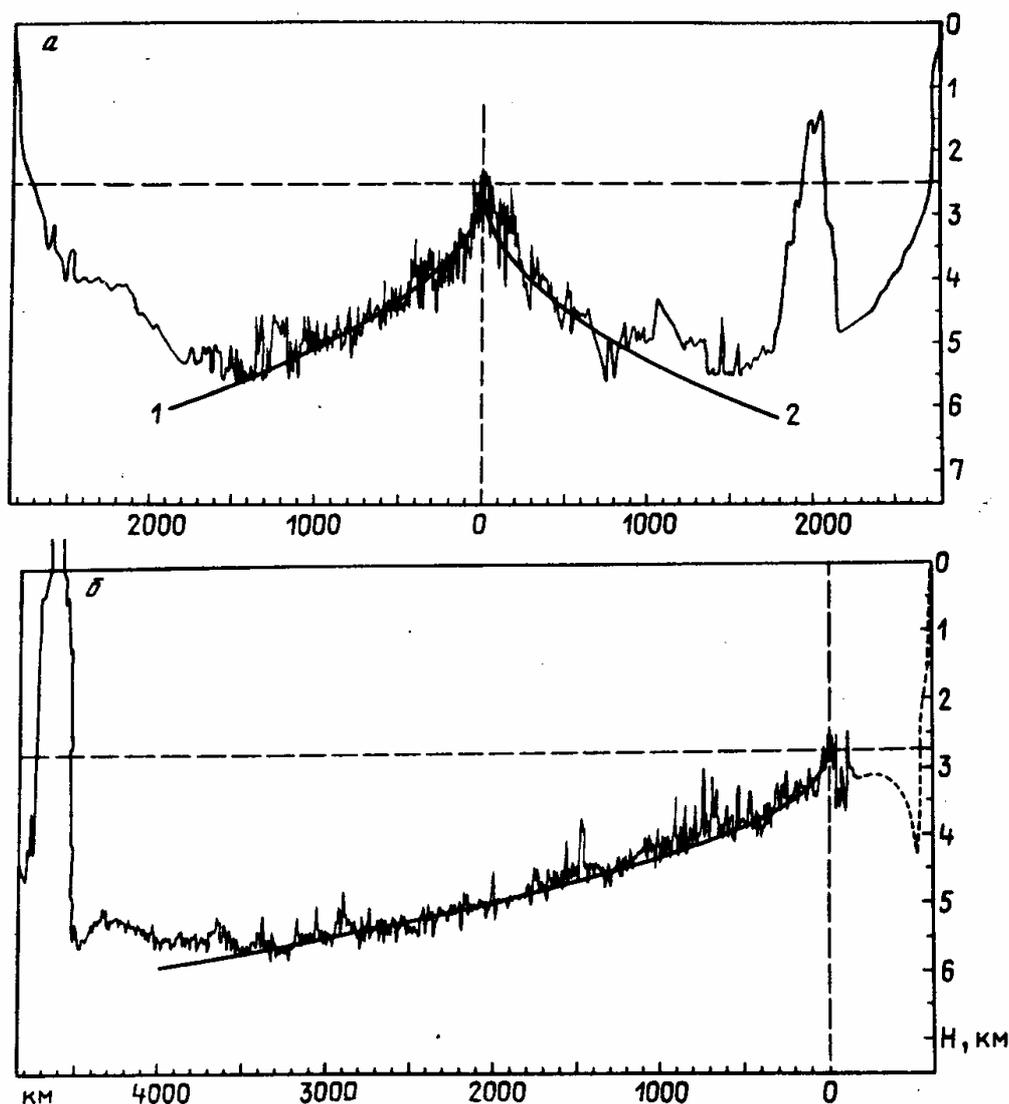


Рис. 7.7. Аппроксимация глубин океана на склонах срединно-океанических хребтов зависимостью $\Delta h \approx 0,35\sqrt{t}$ (Сорохтин, 1973): а – Срединно-Атлантический хребет в Южной Атлантике (скорость раздвижения плит $2 \times 1,8$ см/год); б – Восточно-Тихоокеанское поднятие, широтный разрез через Гавайские острова (скорость раздвижения плит около 2×5 см/год)

Если океанические литосферные плиты действительно тяжелее вещества астеносферы, то возникает вопрос, почему же тогда литосферные плиты не тонут в горячей мантии? В отношении океанических плит такой вопрос не совсем корректен,

поскольку все они рано или поздно, но погружаются в мантию и тонут в ней под зонами поддвига плит. Именно поэтому вся современная океаническая литосфера моложе 150 млн лет, поскольку более древние ее фрагменты уже давно утонули в горячей мантии. В пределах же 150 млн лет океаническая литосфера сохраняется на плаву подобно металлическим судам, плавающим по поверхности воды. Действительно, стабильные (не опускающиеся в мантию) океанические плиты по строению напоминают гигантские блюдца, ограниченные со всех сторон приподнятыми бортами – гребнями срединно-океанических хребтов и континентальными окраинами (например, литосфера под Атлантическим океаном). Благодаря этому у таких плит возникает нейтральная плавучесть, поскольку по закону Архимеда вес вытесняемой из-под них астеносферы оказывается равным весу самих плит и заполняющей литосферные “блюдца” (абиссальные котловины) воды. Возникающие же в таких плитах разломы обычно быстро самозалечиваются путем кристаллизации проникающих в них базальтовых магм.

В теле океанических литосферных плит при их погружении в астеносферу возникают избыточные напряжения, величина которых тем больше, чем глубже такие плиты “проседают” в мантию, т.е. чем древнее сами плиты. Используя приведенную выше зависимость глубины океана от возраста его дна, легко рассчитать, что в литосферных плитах, образовавшихся ранее 150 млн лет назад, должны возникать напряжения, превышающие 1 т/см^2 , т.е. предел прочности самой литосферы. С этим, по-видимому, и связано то, что предельный возраст океанических плит примерно равен 150 млн лет.

Что же касается континентальных плит, то они не тонут, так как к их тяжелой мантийной части сверху “припаяна” легкая континентальная кора с запасом “положительной плавучести”. В результате средняя плотность континентальных плит всегда оказывается меньшей, чем средняя плотность горячей мантии, в которую такие плиты погружены.

Решение уравнения теплопроводности позволяет определить также тепловой поток, пронизывающий океаническое дно. Он тоже зависит от возраста литосферных плит, но только обратно пропорционален его квадратному корню. Путем сопоставления теоретических расчетов с наблюдаемыми тепловыми потоками на участках океанического дна с их неискаженными значениями при $t > 50$ млн лет (см. рис. 5.12) удалось определить эмпирическую зависимость удельных тепловых потоков q , выраженных в единицах теплового потока $10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$, от возраста океанского дна t , выраженного в миллионах лет: $q \approx 13,2/\sqrt{t}$ (Городницкий, Сорохтин, 1981). Из этой зависимости легко находится и среднее значение теплового потока через океанское дно возрастом от 0 до τ : $\bar{q} \approx 26,4/\sqrt{\tau}$. Если принять максимальный возраст океанических плит в среднем равным 120 млн лет, то тогда оказывается, что $\bar{q} \approx 2,41 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$. Площадь всех океанов и окраинных морей с океанической корой приблизительно равна $3,06 \cdot 10^{18} \text{ см}^2$, отсюда найдем, что через океанское дно в настоящее время теряется около $7,37 \cdot 10^{12} \text{ кал/с}$, или $3,09 \cdot 10^{20} \text{ эрг/с}$ тепла, т.е. около 72% всего теряемого Землей тепла (около $4,3 \cdot 10^{20} \text{ эрг/с}$).

7.3. Строение и функционирование зон поддвига литосферных плит

Высказанная О. Фишером идея о возможности пододвигания океанского дна под островные дуги была подкреплена примерно через 50 лет после проведения в середине 30-х годов XX в. Ф. Венинг-Мейнесом измерений гравитационного поля над этими структурами и примыкающими к ним глубоководными желобами. Оказалось, что приостровным склонам глубоководных желобов и самим желобам соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести, достигающие 200 мГал, тогда как над самими островными дугами в большинстве случаев наблюдаются положительные аномалии с амплитудой до 100–150 мГал. Происхождение этих сопряженных гравитационных

аномалий Ф. Венинг-Мейнес связал с динамическим эффектом сжатия и поддвига океанского дна под островные дуги.

Следующий шаг в изучении активных переходных зон от океанов к континентам был сделан японским сейсмологом К. Вадати, установившим наличие глубинной сейсмофокальной поверхности, падающей от океана под островные дуги, и американским сейсмологом Х. Беньофом, исследовавшим эти зоны более подробно и показавшим, что по ним происходит надвиг блоков континентальной коры и верхней мантии на океаническую кору. Примерно в те же годы академик А.Н. Заварицкий отметил генетическую связь андезитового вулканизма с выявленными К. Вадати глубинными наклонными сейсмофокальными зонами, тем самым связав воедино процесс формирования континентальной коры с тектоническими движениями. Учитывая эту взаимосвязь и вклад ученых в изучение глубинной сейсмоактивной зоны обычно именуемой зоной Беньофа, справедливо было бы назвать ее зоной Вадати–Заварицкого–Беньофа или сокращенно зоной ВЗБ.

Современная модель строения и развития зон поддвига плит Курильского типа, основанная на учете упругопластических свойств литосферы, была разработана в Институте океанологии АН СССР и смоделирована в МГУ. По этой модели процесс поддвига литосферных плит напоминает процесс торошения речного льда при сжатии. Как и в случае со льдом, пододвигаемая плита испытывает сильное давление со стороны надвигаемой на нее плиты. Под влиянием избыточного давления, создаваемого горизонтальным напряжением сжатия и весом надвинутой части верхней плиты, в нижней (пододвигаемой) плите развиваются пластические деформации, она меняет направление своего движения и начинает круто опускаться в мантию. При этом опять основное отличие сравниваемых процессов состоит в том, что лед легче воды, тогда как океанические литосферные плиты всегда несколько тяжелее вещества астеносферы.

Сдвиг литосферных плит по наклонной поверхности зоны ВЗБ приводит к нарушению изостатического равновесия и появлению сопряженных положительных и отрицательных гравитационных аномалий над островными дугами (см. гл. 2). Используя условие равновесия сил в зоне поддвига плит, можно найти зависимость амплитуды возникающих гравитационных аномалий от предела прочности литосферы. Выполненные по такой зависимости оценки показали, что предел этот близок к значению 1 т/см^2 , совпадающему с эмпирическими данными о прочности ультраосновных пород.

Трение плит в зоне поддвига сопровождается выделением большого количества тепла, идущего на разогрев и переплавление пород в окрестностях этой зоны. С глубиной выделение тепла увеличивается, поэтому нижняя и средняя части надвигаемой плиты подвергаются значительно большей магматической переработке и разрушению, чем верхняя. Благодаря этому впереди надвигаемой плиты постепенно вырабатывается сравнительно тонкий клинообразный литосферный (коровый) выступ, перекрывающий подобно гигантскому карнизу пододвигаемую плиту на участке между глубоководным желобом и зоной ВЗБ (см. рис. 2.7 и 6.20). Кроме того, за счет постоянной эрозии лобовых частей надвигаемой плиты этот процесс под островными дугами Курильского типа приводит к их перемещению в сторону расположенных за ними континентов и к постепенному закрытию (со скоростями около 0,3 см/год) задуговых бассейнов. Примерами таких закрывающихся ныне задуговых бассейнов могут служить Южно-Охотская глубоководная котловина и Японское море.

Помимо зон поддвига плит Курильского и Андийского типов, в которых преобладают напряжения горизонтального сжатия, “ломающие” пододвигаемую плиту, существуют еще и зоны поддвига плит, в которых опускание тяжелой океанической литосферы в мантию происходит просто под влиянием силы тяжести и давления островной дуги (см. рис. 6.3). Типичным примером структур такой зоны поддвига плит может служить Марианская островная дуга в Тихом океане (под нее пододвигается плита,

возраст которой очень близок к приведенному выше предельному возрасту устойчивости океанических плит – 150 млн лет). Отличаются эти дуги от предыдущего типа тем, что положительные гравитационные аномалии над ними либо полностью отсутствуют, либо малы по амплитуде, тогда как отрицательные аномалии над глубоководными желобами выражены столь же четко. Кроме того, в отличие от зон Курильского типа, задуговые бассейны в тылу островов Марианского типа не закрываются, а, наоборот, активно расширяются, и в них возникают вторичные рифтовые зоны.

При опускании литосферных плит в мантию под собственной тяжестью, в тылу островных дуг возникают напряжения растяжения. Благодаря этим напряжениям, вдоль оперяющих зону поддвига плит разломов (DG на рис. 7.8 *a*) может произойти отодвигание тела островной дуги от тыловых частей островодужной плиты. В результате, в тылу такой дуги возникает вторичная рифтовая зона, раздвигание новорожденных плит в которой компенсирует отодвигание тела островной дуги в сторону поддвигаемой океанической плиты (рис. 7.8 *б*). При этом избыточное давление островной дуги на поддвигаемую плиту (при $h \geq 20$ км) превышает прочность пород поддвигаемой плиты на сдвиг, деформирует ее и постепенно отодвигает зону поддвига плит в сторону океана.

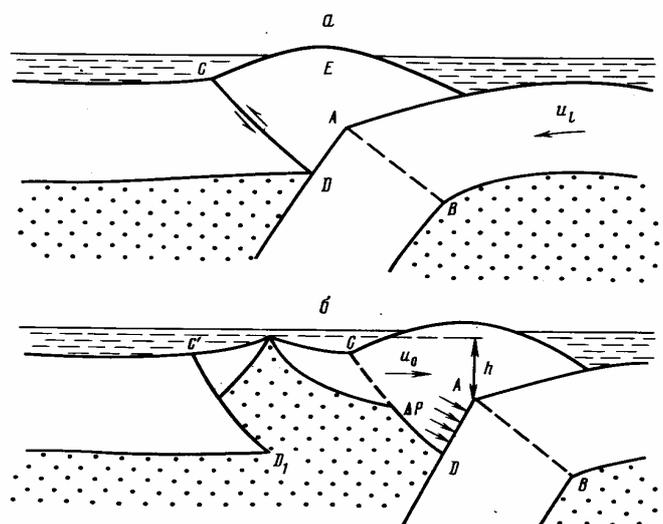


Рис. 7.8. Механизм образования в тылу островной дуги вторичной рифтовой зоны и спрединг дна задугового бассейна

Отличие динамики развития островных дуг Марианского типа от Курильского определяется в основном скоростью поддвига плит. При больших скоростях сближения плит возникают островные дуги Курильского типа, при малых скоростях возникают дуги Марианского типа. Критическая скорость поддвига плит, по-видимому, близка к 5 см/год. Исключение составляет только островная дуга Тонга–Кермадек со спрединговым задуговым бассейном Лау, поскольку скорость поддвига Тихоокеанской плиты под эту дугу превышает 5 см/год. Вероятно, это связано с динамическим эффектом “выжимания” вещества верхней мантии в астеносферу при движении на северо-восток Австралийской континентальной плиты или с тем, что под Фиджийской котловиной существует локальный восходящий мантийный поток.

Вместе с океанической литосферой в сторону зон поддвига плит перемещаются и пелагические осадки, тем не менее сдирания и смятия осадков в большинстве случаев не происходит. Как правило, не наблюдается чрезмерного накопления осадков и в глубоководных желобах, даже несмотря на то, что скорость седиментации в этих местах достигает нескольких сантиметров за тысячу лет. При такой скорости осадконакопления большинство желобов оказались бы полностью засыпанными уже через несколько десятков миллионов лет, тогда как в действительности они остаются не заполненными осадками, хотя некоторые из них существуют и продолжают развиваться уже в течение

сотен миллионов лет подряд, как, например, Японский или Перуанско-Чилийский желоб. Это свидетельствует о том, что в глубоководных желобах действует эффективный механизм удаления осадков с поверхности океанского дна. Таким естественным механизмом, как теперь выяснилось, является затягивание осадков в зону поддвига плит. Это происходит аналогично смазке движущихся механизмов жидкими маслами при попадании последних в зазоры между трущимися жесткими деталями.

Как и в случае смазки, количество осадков, попадающих в зазор между трущимися плитами, должно зависеть от скорости движения плит и вязкости затянутых в зазор осадков. Соответствующие расчеты (Сорохтин, Лобковский, 1976), основанные на теории смазки механизмов, показали, что под островные дуги осадки могут затягиваться без сдирания и смятия только в том случае, если их мощность не превышает некоторого критического значения, зависящего от скорости поддвига плит и вязкости осадков. При этом мощность осадков, затянутых в зазор между плитами, увеличивается от двух до трех раз, причем последний предел уже соответствует случаю сдирания лишних осадков и формированию перед островной дугой аккреционной осадочной призмы. Само значение критической мощности осадков h_0 , в зависимости от их вязкости η_s и скорости поддвига плит U_0 , определяется сравнительно простым выражением

$$h_0 \leq 5,5 \cdot 10^{-8} \cdot \sqrt{\eta_s \cdot U_0} . \quad (7.3)$$

Судя по выражению (7.3), под такие дуги, как Курильская, Японская и Тонга, без соскребания и смятия может затягиваться до 500–520 м пелагических осадков, а в Перуанско-Чилийский, Алеутский и Яванский желоба без соскребания может затягиваться только до 400–430 м осадков. Вблизи Курильского, Японского и центральной части Яванского глубоководных желобов мощности осадочных слоев не превышают 300–500 м, вблизи желоба Тонга толщина осадков снижается до 100–300 м, а перед большей частью Перуанско-Чилийского желоба толщина осадочного слоя уменьшается до 100 м и менее. Поэтому подвиг плит под эти структуры не сопровождается соскребанием и смятием осадков перед фронтальной частью надвигаемой плиты.

Совершенно иная ситуация наблюдается в заливе Аляска на востоке Алеутской дуги и на севере Яванского желоба. В этих районах и скорость поддвига плит не велика (около 2–3 см/год), мощность осадков превышает 500–700 м, а в отдельных местах достигает 1000 м, т.е. везде превышает найденные для этих структур критические значения мощности поддвигаемых осадков. Аналогичная картина наблюдается и возле зоны поддвига Атлантической плиты под Малые Антильские острова. Для этой зоны критическая толщина осадков, которые еще могут быть затянуты в зону поддвига плит без сдирания, примерно равна 250 м, тогда как реальная мощность осадочных толщ здесь достигает 500–1000 м. Отсюда следует, что во всех этих районах подвиг литосферных плит должен сопровождаться и соскребанием осадков с океанского дна, и смятием их перед литосферным выступом островных дуг, т.е. образованием аккреционных осадочных призм. Именно таким процессом необходимо объяснять возникновение внешних невулканических гряд возле этих зон поддвига плит – острова Кадьяк в Алеутской дуге, Малых Антильских островов в Атлантике и Андаманских островов в Индийском океане.

За счет диссипации энергии вязкого трения попавшие в зазор между трущимися плитами осадки постепенно разогреваются и даже начинают подплавляться. В результате их вязкость в зонах поддвига плит резко (на много порядков) уменьшается и существенно сокращается предельная мощность осадков, еще способных сохраняться в этих зонах на больших глубинах. Именно по этой причине обычные осадки, с плотностью меньшей, чем плотность литосферы, не могут затягиваться в зоны поддвига плит на глубины большие 20–30 км и обычно выжимаются по разломам вверх, внедряясь в виде мигматитовых гранитогнейсовых куполов или гранитоидных батолитов в тело островодужных структур или активных окраин континентов над такими зонами субдукции.

На большие глубины и под континентальные литосферные плиты осадки могут затягиваться лишь в одном случае – когда их плотность превышает плотность литосферы. В этом случае средняя скорость затягивания осадков в зоны субдукции всегда оказывается даже выше скорости поддвига самих плит и, следовательно, тяжелые осадки должны сами “проваливаться” в зоны поддвига плит (Монин, Сорохтин, 1986). Плотность любых современных осадков всегда меньше плотности литосферы ($\rho \approx 3,3 \text{ г/см}^3$), поэтому они и не могут затягиваться на большие глубины под островные дуги или активные окраины континентов. Однако известно, что в докембрийской истории Земли существовали эпохи, когда на дне океанов и континентальных шельфов в изобилии отлагались железорудные формации (джеспилиты), плотность которых достигала 4–4,5 г/см³ и заметно превышала плотность литосферы. Но такие осадки уже могли беспрепятственно затягиваться (“проваливаться”) на большие глубины под континенты. После расплавления этих осадков, их дифференциации и отделения от силикатно-карбонатных расплавов соединений железа (уходивших в мантию) в низах континентальной литосферы на глубинах от 100 до 220–250 км могли формироваться очаги кимберлитовых, лампроитовых, щелочно-ультраосновных или карбонатитовых магм. В дальнейшем при смене тектонических режимов сжатия на растяжение эти магмы (уже более легкие после ликвации расплавов и отделения от них железа) могли вновь подниматься на поверхность и внедряться в континентальную кору (см. раздел 11.4).

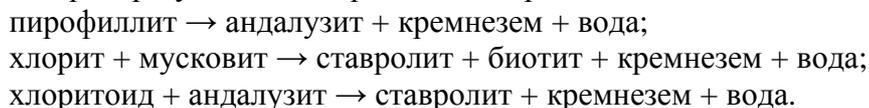
7.4. Происхождение земной коры

При раздвижении литосферных плит в океанических рифтовых зонах возникают открытые трещины растяжения, через которые из астеносферы поднимаются базальтовые расплавы. Изливаясь на поверхность океанического дна в форме подушечных лав, эти базальты постепенно формируют верхнюю часть второго (базальтового) слоя океанической коры (первый сложен осадками). Состав базальтов обычно определяется глубиной их выплавления и дифференциации. Под рифтовыми зонами очаги базальтовых расплавов обычно формируются на небольших глубинах от 10–15 до 2–3 км, поэтому изливающиеся там базальты обычно имеют толеитовый состав. Под подушечными лавами располагается так называемый дайковый комплекс, образующийся за счет заполнения возникающих в рифтовых зонах трещин базальтовыми магмами. Обычно этот комплекс состоит из прижатых друг к другу даек (по типу “дайка в дайку”) долеритов (мелко- и среднекристаллическая порода) толеитового состава и слагает собой нижнюю часть базальтового (второго) слоя океанической коры.

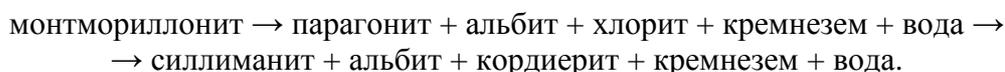
Ниже располагается третий слой океанической коры, сложенный сверху габбро, также толеитового состава, а внизу – серпентинитами, образованными по ультраосновным породам – гарцбургитам и лерцолитам. Габбро формируются за счет медленной кристаллизации базальтовых расплавов в магматическом очаге, питавшем до этого базальтовый вулканизм рифтовых зон, а серпентинитовый слой обычно возникает только на некотором удалении от этих зон благодаря проникновению океанической воды по трещинам под слой габбро, т. е. за счет гидратации ультраосновных пород собственно литосферы. Глубина проникновения воды ограничивается литостатическим давлением около 2,3 кбар, выше которого серпентинит становится настолько пластичным, что глубже все трещины и поры в нем полностью заплывают, закрывая тем самым и доступ воде на более глубокие горизонты (см. рис. 2.5). Общая мощность океанической коры, оцениваемая по данным сейсмических исследований, приблизительно равна 6,5–7 км, по этим же данным мощность осадков меняется от 0 до 1000 м (в среднем 500 м), толщина базальтового слоя 2–2,5 км и габбро-серпентинитового слоя 4–4,5 км.

Породы всех трех слоев океанической коры (первого – осадочного, второго – базальтового и третьего – габбро-серпентинитового) существенно гидратированы. Так,

Входящие в состав океанической коры породы зеленокаменной фации метаморфизма при разогреве в зонах трения плит постепенно дегидратируются, теряют часть воды, испытывают прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и теряют часть кремнезема. Например, такие характерные для пород зеленосланцевой фации метаморфизма минералы, как пиррофиллит, хлорит и хлоритоид, попадая в условия амфиболитовой фации, преобразуются с потерей воды и кремнезема:



Аналогичные преобразования могут происходить и с другими минералами зеленокаменных пород. При еще большем повышении температуры уже начинают дегидратироваться и плавиться амфиболы и слюды, а кальций и щелочи связываются в полевых шпатах. Дегидратация глинистых минералов осадков также происходит по аналогичным реакциям с выделением воды и кремнезема. Так, разрушение монтмориллонита (главного глинистого минерала пелагических осадков) происходит по следующей схеме:



В процессе метаморфических и последующих преобразований пород океанической коры оливин, энстатит, магнетит и другие ее тугоплавкие компоненты, а также гранаты, возникающие на глубинах эклогитового перехода, удаляются из системы вместе с погружающейся в мантию литосферной плитой, а водные флюиды, кремнезем и литофильные соединения ассимилируются формирующимися в зонах поддвига плит силикатными расплавами. В результате происходит их обогащение кремнеземом и литофильными соединениями, а сами расплавы приобретают черты андезитовых составов.

Интересно теперь рассмотреть с точки зрения новой теории происхождения гранитов – одну из центральных проблем в геологии. В настоящее время точка зрения об анатектическом и палингенном (т.е. связанным с расплавлением и переплавлением пород) происхождении большинства гранитов фанерозоя является доминирующей среди петрологов и геологов, хотя признается, что часть гранитов могла образоваться и за счет глубокого метаморфизма осадков. Однако сами механизмы расплавления, переплавления и метаморфизма коровых пород, а также источники энергии, вещества и флюидов, питающих эти процессы, до последнего времени оставались неясными. С появлением теории тектоники литосферных плит положение резко изменилось, поскольку новая теория предложила реальный механизм, позволяющий понять, каким путем вещество коры может вовлекаться во вторичную переработку, приводящую к образованию гранитоидов.

Так, согласно новой теории, большинство магматических гранитов, во всяком случае в послепалеозойское время, возникало в результате переплавления осадочных, песчано-глинистых пород, затянутых в зоны поддвига плит при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов с мощными толщами терригенных осадков, накапливающихся у подножий континентальных склонов. Такова, по-видимому, природа большинства гранитов Урала, Аппалачей, Альп и многих других складчатых поясов, возникших по перифериям древних платформ благодаря надвиганию на них островодужных структур. Гранитоидные расплавы могут возникать и в результате вторичной мобилизации и переплавления силикатического вещества в зоне поддвига океанических плит под континентальные окраины Андийского типа. Такое происхождение имеют крупнейшие гранитные интрузии Анд в Южной Америке, каледонские граниты Британских островов, Казахстана, Южной Сибири, герцинские граниты Восточной Австралии, Юго-Восточной Азии и некоторых других районов мира. Если же активная окраина континента Андийского типа окажется надвинутой на

пассивную континентальную окраину, то масса выплавившихся при этом гранитов может оказаться особенно большой. По-видимому, таким путем при столкновении подвижного пояса Скалистых гор с пассивной окраиной Северо-Американской платформы образовались гигантские гранитные батолиты Невады на западе США.

Происхождение метаморфических гранитов, часто с сохранившимися в них теньевыми структурами – следами осадочных напластований, в рамках новой теории объясняется метасоматической переработкой осадочно-вулканогенных толщ перегретыми и минерализованными водами, поднимающимися из зон поддвига плит в тылу островных дуг и активных окраин континентов Андийского типа. При этом близость составов метасоматических и палингенных гранитов объясняется их эвтектическим составом, не зависящим от путей дифференциации исходных расплавов. Идея о происхождении гранитов за счет метасоматической переработки вмещающих пород потоками горячих растворов и связанных с ними расплавов не является новой. Однако только после появления теории тектоники литосферных плит был найден тот природный механизм, благодаря которому под геосинклинальными поясами Земли (т. е. над зонами поддвига плит) возникают мощнейшие потоки перегретых и сильно минерализованных флюидов. Этот механизм приводится в действие процессом дегидратации океанической коры в зонах поддвига океанических литосферных плит под островные дуги и активные окраины континентов Андийского типа. Подсчитано, что в настоящее время под этими структурами выделяется до 3 км^3 термальных вод в год, а в прошлые геологические эпохи и того больше. Так, в раннем протерозое через зоны поддвига плит ежегодно фильтровалось до 7 км^3 перегретых водных флюидов, тогда как всего за время жизни Земли через эти зоны профильтровалось 16 млрд км^3 воды, или в семь раз больше, чем ее содержится во внешних геосферах Земли (т.е. в гидросфере, океанической и континентальной коре вместе взятых). Следовательно, за геологическую историю Земли вся вода гидросферы в среднем не менее семи раз фильтровалась через зоны поддвига плит, частично фиксируясь в континентальной коре (300 млн км^3 связанной воды), но в большей части вновь поступаая в гидросферу и океаническую кору. Этой воды, как видно, более, чем достаточно для гранитизации всей континентальной коры, поскольку объем последней (примерно 8 млрд км^3) приблизительно в два раза меньше вовлеченного в циркуляцию объема воды.

Естественно, что составы магм, возникающих в процессе плавления пород, существенно зависят от состава этих пород. Так, при затягивании в зоны поддвига плит карбонатных пород или эвапоритов должны возникать расплавы с повышенным содержанием щелочноземельных или щелочных элементов. Ассимиляция карбонатов приводит к десилификации магмы и к относительному увеличению содержания в ней щелочей. Существенные преобразования должны произойти с силикатными магмами при попадании в зоны поддвига плит эвапоритов, так как после ассимиляции соленосных отложений первоначально кислые магмы насыщаются щелочами, хлором, фтором и некоторыми другими рассеянными элементами и теряют кальций. В результате состав расплавов становится сиенитовым. Аналогично этому при затягивании под островные дуги осадков, обогащенных фосфором (например, фосфоритов, скопившихся в прибрежных районах бывших зон апвеллингов на склонах и шельфах древних окраин континентов), могут образоваться магмы, сильно обогащенные апатитом. Наконец, при попадании в зоны поддвига плит металлоносных осадков, содержащих рудные элементы, могут возникнуть магмы, богатые рудными компонентами.

7.5. Образование гор и горных поясов

Горные сооружения и хребты обычно образуют узкие, линейные или дугообразные складчатые структуры, расположенные, как правило, по периферии стабильных континентальных платформ. Обычно горные сооружения сложены смятыми в складки,

нарушенными дизъюнктивными нарушениями и часто существенно метаморфизованными осадочными толщами (рис. 7.9).

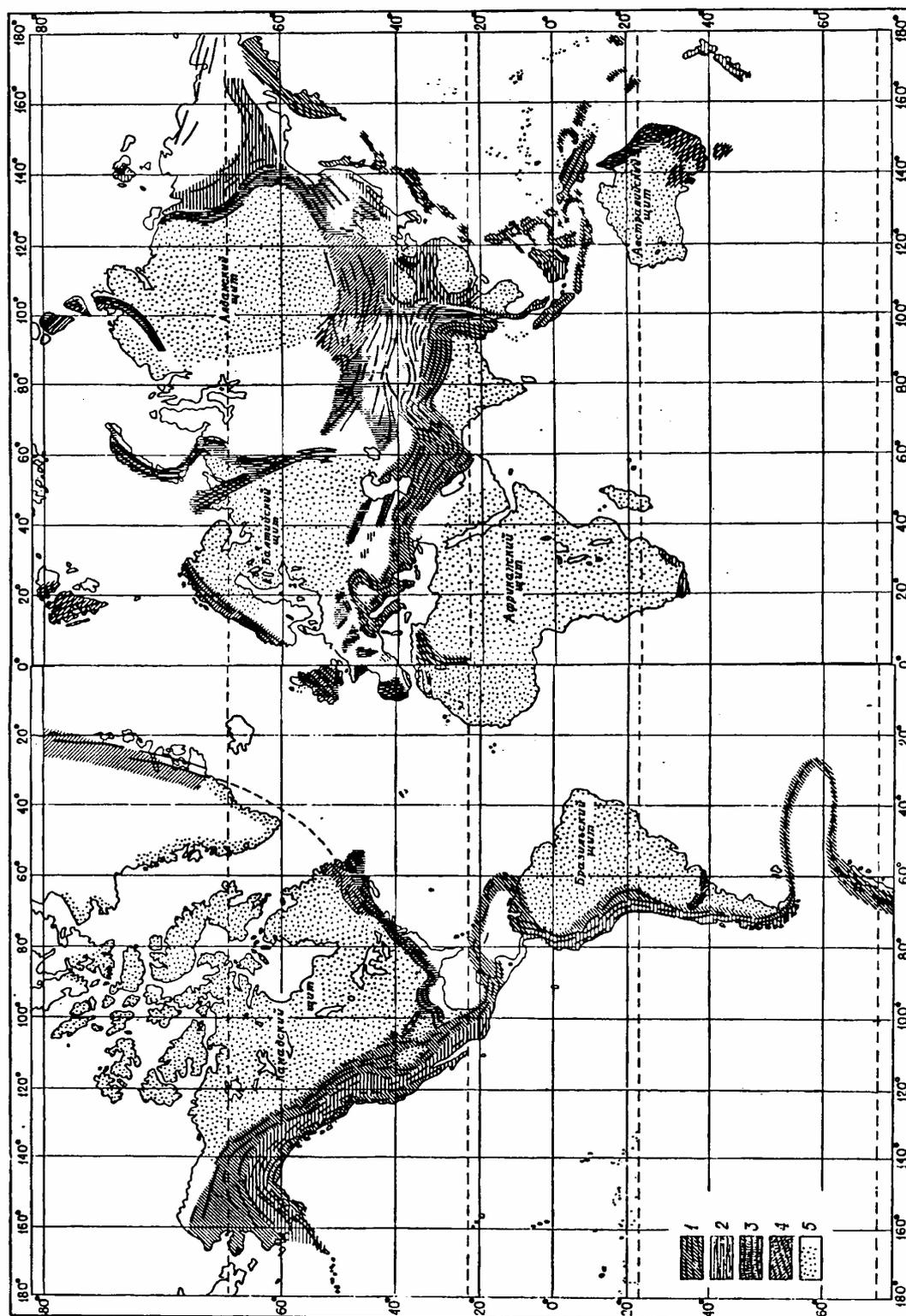


Рис. 7.9. Горные пояса Земли: 1 – кайнозойского возраста; 2 – мезозойского возраста; 3 – герцинского возраста; 4 – каледонского возраста; 5 – докембрийские платформенные (Umbgrove, 1947)

До появления теории тектоники литосферных плит механизмы возникновения региональных надвигов и геосинклинальной складчатости фактически оставались невыясненными. По поводу природы этих процессов высказывалось много разных точек зрения, часто полностью исключаящих друг друга, но ни одна из них не удовлетворяла всей совокупности геологических данных о строении горных поясов Земли. С появлением

новой теории стало ясно, что все без исключения складчатые горные сооружения, часто осложненные региональными надвигами, возникают только перед зонами поддвига плит или в непосредственной близости от них за счет сжатия и деформации попавших в эти зоны мощных осадочных толщ, самих островных дуг или континентальных окраин.

Английский геолог Дж. Дьюи (Dewey, 1970), проанализировав тектоническое строение разных горных поясов мира, выделил четыре основных генетических типа региональных надвигов и складчатых структур, возникающих: при деформации островных дуг и активных окраин континентов (в случаях, когда под них пододвигается океанская литосфера), при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов Атлантического типа и при столкновении континентов (рис. 7.10–7.12).

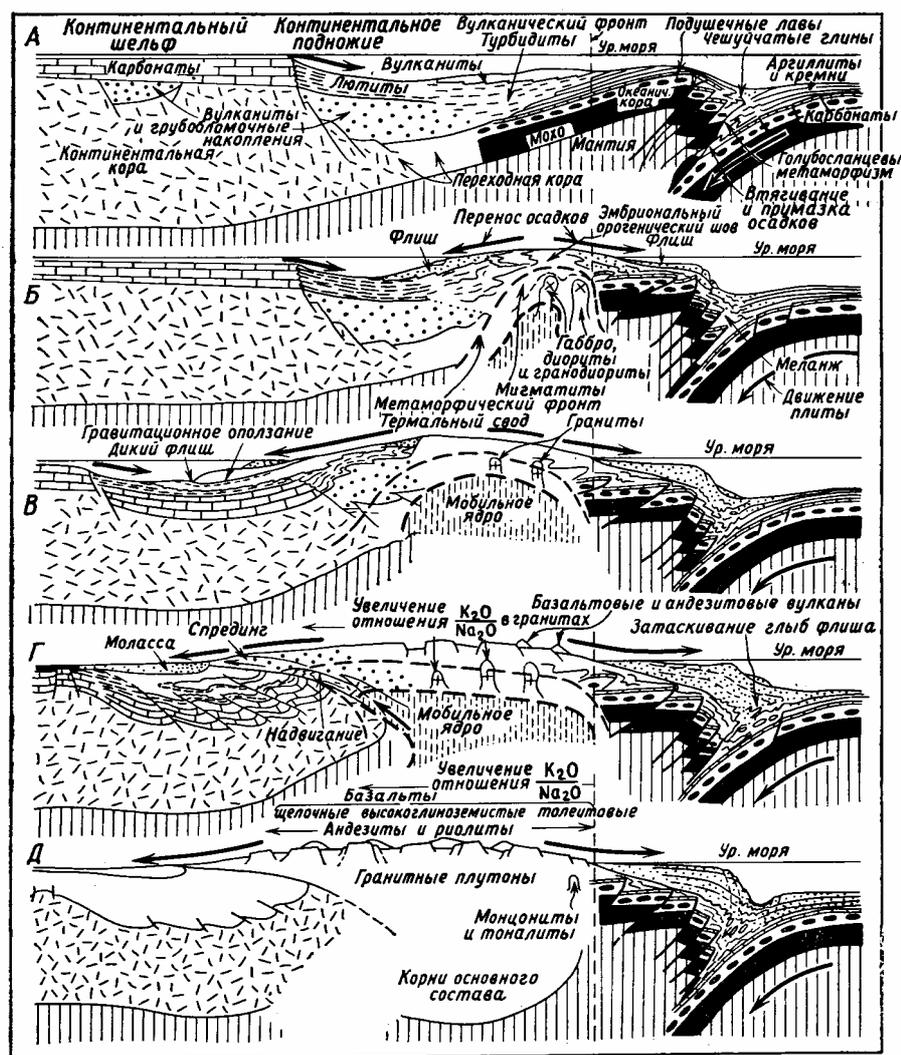


Рис. 7.10. Модель формирования горного пояса на активной окраине континента кордильерского типа по Дж. Дьюи и Дж. Берду (Dewey, Bird, 1970) (предполагается, что "мобильное ядро" представляет собой расплавы, поднимающиеся из "горячих" частей зоны поддвига плит)

Отметим, что всегда складчатость осадочных толщ, часто сопровождаемая образованием чешуйчатых надвигов и шарьяжей, возникает только в случаях, когда эти толщи оказываются пододвинутыми под фронтальные участки островных дуг и активных окраин континентов, а после столкновения островных дуг или континентов и в тылу этих структур. Важно, что новая теория при этом позволила понять природу образования и даже количественно рассчитать режимы формирования краевых прогибов, в которых обычно и накапливаются мощные толщ осадков, которые затем (при столкновении континентальных окраин с островными дугами) сминаются в складки.

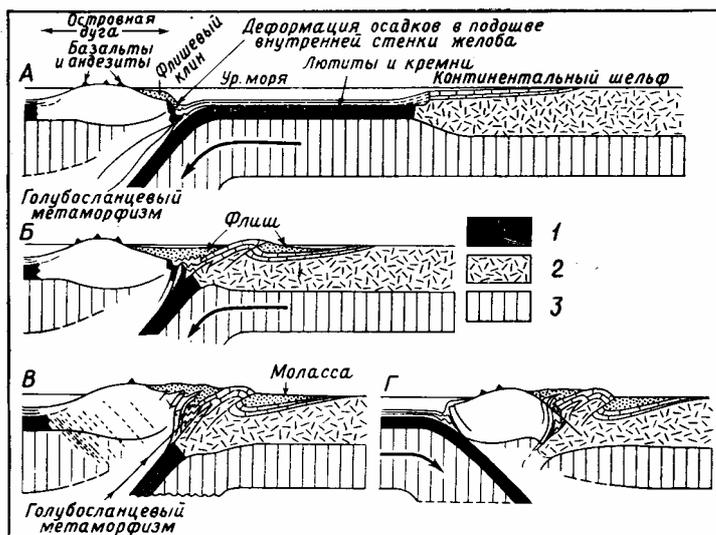


Рис. 7.11. Модель формирования горного пояса при столкновении островной дуги с континентом по Дж. Дьюи и Дж. Берду (Dewey, Bird, 1970): 1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора; 3 – литосфера

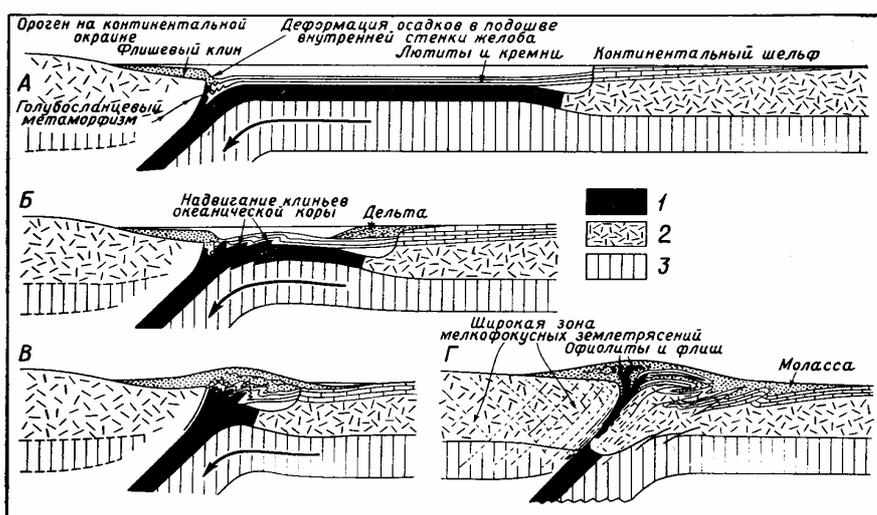


Рис. 7.12. Модель формирования горного пояса в зоне коллизии двух континентов по Дж. Дьюи и Дж. Берду (Dewey, Bird, 1970): 1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора; 3 – литосфера

На рис. 7.13, на примере Южноамериканских Анд, изображена генерализированная схема деформаций активной окраины континентов. Из этой схемы видно, что тела горных сооружений такого типа, как, впрочем, и тела большинства островных дуг, оказываются разбитыми двумя падающими навстречу друг другу системами сдвиговых разломов, вдоль которых и происходят главные подвижки и деформации. Вдоль этих же разломов происходит и циркуляция вещества в телах активных окраин континентов (а также островных дуг), возникающая благодаря трению и тектонической эрозии подошвы литосферного (корового) выступа, перекрывающего собой поддвигаемую океаническую плиту. В результате этого разрушаемое вещество фронтальных участков надвигаемой плиты вместе с переработанным веществом поддвигаемой океанической коры последовательно перемещается от фронтальных к тыловым участкам горного сооружения и постепенно “омолаживает” их. Так, по нашим оценкам (Геодинамика, 1979), скорость тектонической эрозии Курильской островной дуги достигает 0,3 см/год, и, следовательно,

все ее тело шириной около 300 км должно было быть полностью переработанным приблизительно за 100 млн лет. По-видимому, поэтому на Курильских островах и не встречаются породы старше поздне мелового возраста. Все же многообразие наблюдаемых в реальных условиях структурных форм складчатых поясов Земли в основном определяется сложными сочетаниями отмеченных выше более простых случаев их деформации, на которые впоследствии иногда еще накладываются дополнительные тектонические процессы иной природы (например, рифтообразование).

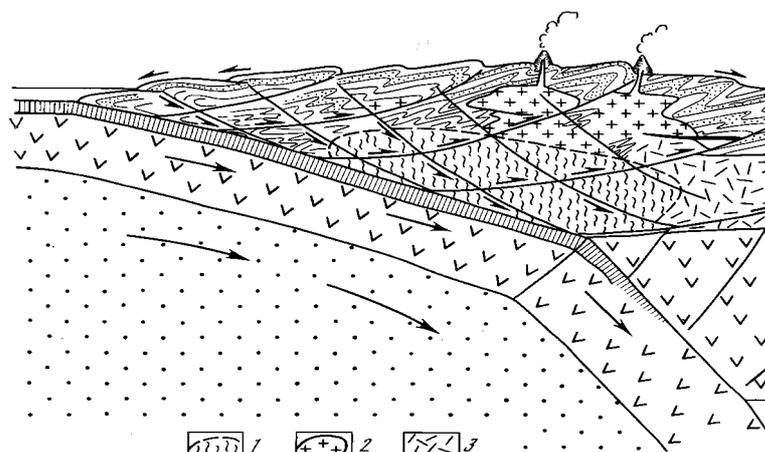


Рис. 7.13. Деформации горных сооружений на активных окраинах континентов Андийского типа: 1 – область существования расплавов и мигматитов; 2 – гранитоидные интрузии; 3 – континентальная кора

При возрастании тектонической активности Земли усиливается давление на островные дуги и задуговые спрединговые бассейны со стороны поддвигаемых под них океанических плит. В результате задуговые бассейны закрываются, а на тыловые части островных дуг или смежные окраины континентов надвигаются (обдущивают) офиолитовые покровы – участки бывшей океанической коры этих бассейнов. Офиолитовые покровы могут возникать и при закрытии узких океанических бассейнов Красноморского типа. Происходит это в тех случаях, когда режим растяжения таких бассейнов меняется на режим их сжатия.

Островные дуги обычно закладываются на океанической литосфере, поэтому в их основании часто залегает бывшая океаническая кора. В дальнейшем при развитии деформаций в теле дуги и под влиянием давления со стороны подвигаемой плиты, на ее поверхность может быть надвинута и основание дуги, т.е. бывшая океаническая кора, образующая теперь офиолитовый покров (рис. 7.14), причем в этом случае такие надвиги (обдукция) происходят со стороны фронтальных частей дуги на ее тыловые участки. Часто под образовавшимися таким путем офиолитовыми покровами залегают глаукофансланцевые породы, образовавшиеся под подошвой островной дуги и метаморфизованные при сравнительно низких температурах около 300–500 °С, но под влиянием высоких давлений порядка 6–10 кбар, соответствующих глубинам подошвы тела островной дуги около 25–40 км. Если при этом такие офиолит-глаукофансланцевые покровы оказываются надвинутыми на вулканические области островных дуг, характеризующиеся метаморфизмом высоких температур, но низких давлений, то возникают пояса так называемого парного метаморфизма.

Парные регионально-метаморфические пояса противоположного характера по РТ-условиям широко распространены во многих районах Тихоокеанского подвижного кольца. Обычно они близки по возрасту и протягиваются параллельно друг другу на значительные расстояния, но один из таких поясов относится к типу низкого, а другой – высокого давления, хотя отдельные участки каждого из них могут принадлежать и к типу

среднего давления. Парные пояса метаморфизма хорошо изучены в Японии (рис. 7.15), описаны в Калифорнии, Чили, Новой Зеландии, а также в Шотландских каледонидах (Миясиро, 1976) и, вероятно, на Урале (Максютовский комплекс).

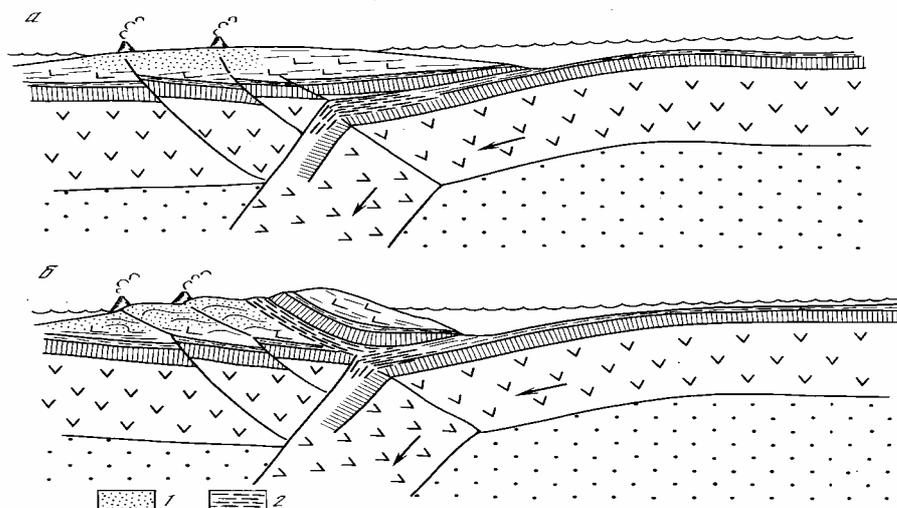


Рис. 7.14. Происхождение офиолитовых покровов и парных поясов метаморфизма в островных дугах: 1 – область высокотемпературного метаморфизма низкого давления; 2 – глаукофановые сланцы – продукты низкотемпературного метаморфизма высокого давления

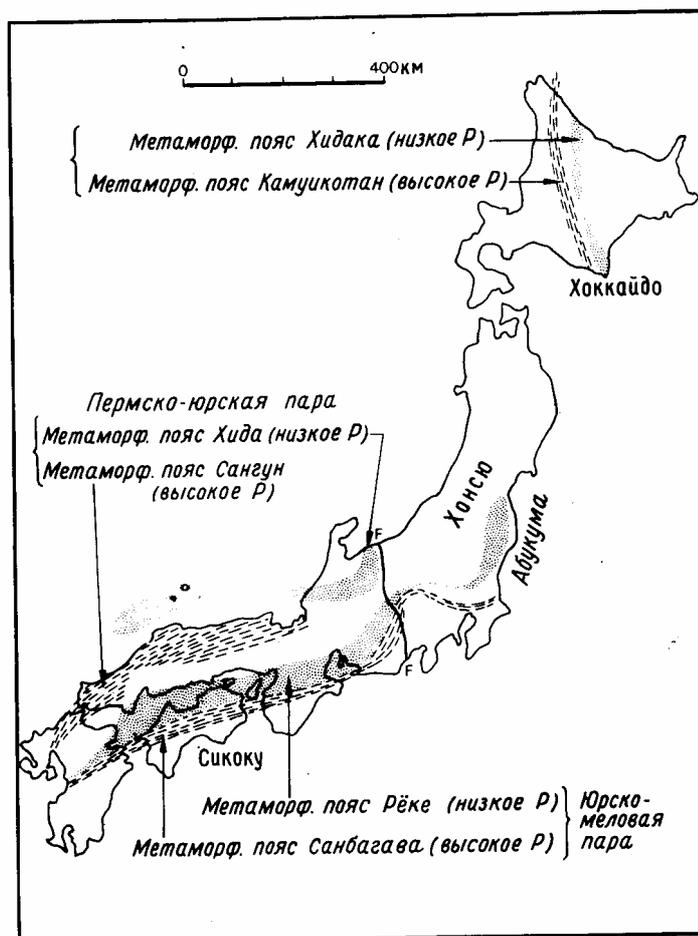


Рис. 7.15. Три парных регионально-метаморфических пояса Японии, по А. Миясиро (1976)

Метаморфические пояса высоких температур (около 600–700 °С и выше) и низкого давления (порядка 0,5–3 кбар), как правило, сопровождаются множеством гранитных интрузий, а цепи андезитовых вулканов на островных дугах и активных континентальных окраинах – это поверхностные индикаторы зон метаморфизма низкого давления и связанного с ним гранитного магматизма. С этой точки зрения метаморфический пояс низкого давления можно рассматривать как пояс гранитного плутонизма и андезитового вулканизма (Миясиро, 1976).

В геологическом строении Земли важную роль играли межконтинентальные горные пояса, по сути являющиеся шовными зонами, соединяющие друг с другом смежные континентальные платформы более древнего возраста. Фактически межконтинентальные горные пояса, большинство из которых уже давно денудировано, слагают собой бóльшую часть постархейской континентальной коры. Из фанерозойских подвижных поясов этого типа можно назвать раннепалеозойский Северо-Атлантический пояс, в который входят каледониды Аппалачей, Шотландии и Норвегии, образовавшиеся на месте Палеоатлантического океана Япетус, а также Урало-Казахстанский складчатый пояс герцинского возраста, спаявший около 230 млн лет назад Гондвану и северные материки в единый суперконтинент – вегенеровскую Пангею. Из более молодых структур этого типа следует отметить мезозойский Верхояно-Колымский складчатый пояс, возникший на месте Восточносибирского палеоокеана и причленивший Колымский массив и Чукотку к Сибирской платформе. Наконец, наиболее молодой и грандиозный Альпско-Гималайский горный пояс кайнозойского возраста образовался при закрытии палеоокеана Тетис и соединил Африку, Аравию и Индию с Евразией (см. рис. 7.9).

Из более древних межконтинентальных шовных зон, объединивших фрагменты докембрийских платформ и щитов, следует отметить складчатые пояса свекофеннского возраста, спаявшие “осколки” распавшегося в раннем протерозое первого в истории Земли суперконтинента Моногея в новый суперконтинент – Мегагею Штилле. Следующий, третий суперконтинент, Мезогея (или Родиния), был спаян межконтинентальными подвижными поясами гренвильского возраста из “осколков” распавшейся перед этим Мегагеи, так же как позднерифейские и фанерозойские пояса соединили “осколки” Мезогеи в вегенеровскую Пангею.

Каковы же общие черты развития всех этих межконтинентальных горных поясов? Впервые этот вопрос был освещен в рамках геосинклинального учения. Однако оно всегда носило описательный характер, не объясняло природы процесса формирования земной коры и тем более никогда не раскрывало причинно-следственных связей в этом процессе. К тому же в последнее время понятие “геосинклинальное развития земной коры” настолько расширили, включив в него разноплановые геологические процессы, начиная от процесса формирования пород офиолитовой формации до процесса становления складчатых поясов, что исходный термин постепенно потерял свою былую информационную нагрузку и, по сути, превратился в синоним понятия “образование земной коры”.

Но, как теперь известно, океаническая и континентальная земная кора образуются в разных геологических условиях (соответственно в рифтовых зонах и зонах поддвига плит) при установлении прямо противоположных динамических режимов (растяжения и сжатия) и за счет действия различных процессов (в первом случае это дифференциация мантии и гидратация мантийных пород, а во втором – дегидратация и магматическая переработка океанической коры и осадков, часто с повторным переплавлением континентальной коры). Поэтому имеет смысл либо ограничить понятие “геосинклинального процесс” только образованием континентальной коры над зонами поддвига плит, убрав из этого понятия стадию образования пород офиолитового комплекса (т.е. океанической коры), либо (что лучше) принять предложение Л.П. Зоненшайна и отказаться от этого термина, считая, что он уже не отвечает требованиям

современной геологической теории, подобно тому как это сделали в свое время физики, отказавшись от понятий “флогистон” и “эфир”.

С появлением тектоники литосферных плит выяснилось, что описание процессов формирования складчатых поясов Земли и земной коры (как океанической, так и континентальной) удобнее и точнее проводить в терминах новой теории, а не геосинклинального учения. Для примера кратко рассмотрим с точки зрения этой теории происхождение межконтинентальных горных поясов отмеченных выше типов. Общей чертой их развития является определенная последовательность событий, связанных с расколами континентов, образованием и закрытием молодых океанических бассейнов Атлантического типа, деформациями и магматической переработкой бывших континентальных окраин и повторными соединениями материковых массивов в новые континенты. Впервые с точки зрения тектоники литосферных плит такую стадийность событий описал и, главное, обосновал канадский геолог Дж. Вильсон в 1968 г. С тех пор последовательность процессов формирования межконтинентальных океанических бассейнов и возникающих на их месте горных поясов называют циклом Вильсона (рис. 7.16).

Согласно этой модели, дополненной современными представлениями о последовательности формирования и разрушения суперконтинентов (см. раздел 6.3 и рис. 6.6), подвижные пояса рассматриваемого типа всегда возникают на континентальной коре и характеризуются длительным развитием, порядка 800 млн лет. Обычно формирование такого пояса начинается с импульсов раскола существовавшего в это время суперконтинента и образования в условиях растяжения коры континентальной рифтовой системы Восточно-Африканского типа с характерным для таких зон бимодальным вулканизмом (рис. 7.16, ситуация 1). По мере раздвижения обособившихся континентальных массивов, на месте континентальной рифтовой зоны постепенно формируется сначала узкий морской бассейн Красноморского типа, но уже с океанической корой и базальтовым магматизмом (рис. 7.16, 2), а затем и настоящий океан Атлантического типа (рис. 7.16, 3 и 4). На этой стадии развития пояса континентальная окраина (т.е. будущая миогеосинклинальная зона) испытывает постоянные погружения, происходящие в связи с опусканием “припаянной” к такой окраине океанической литосферы. Следовательно, и здесь закон опускания окраины континента со временем t определяется выражением $\Delta h \sim \sqrt{t}$, лишь с иным значением коэффициента пропорциональности, поскольку положительная плавучесть и упругость континентальной литосферы препятствуют таким прогибаниям континентальных окраин, а накопление осадков, наоборот, им способствует. На данной стадии, отвечающей по классической геосинклинальной схеме стадии начальных погружений, в это время здесь накапливаются мощные толщи терригенных песчано-глинистых и морских карбонатных осадков. За время же существования такого расширяющегося океана (порядка 200 млн лет) на его континентальных окраинах накапливаются мощные (до 15–18 км) толщи терригенных осадков.

Как правило, на этих этапах развития подвижного пояса заканчивается процесс распада суперконтинента и центробежное раздвижение обособившихся ранее материков сменяется их центростремительным сближением. На этом этапе, который можно сопоставить уже со зрелой стадией развития геосинклинали, обстановка растяжения в регионе меняется на сжатие. При этом ранее образовавшийся океан начинает закрываться и на месте бывшей рифтовой зоны (т.е. там, где литосферная плита наиболее тонкая) возникает новая островная дуга – будущая эвгеосинклинальная зона с характерным андезитовым магматизмом (рис. 7.16, 5). В фазу закрытия океана широкое развитие получает островодужный, известково-щелочной магматизм, природу которого мы уже отмечали выше.

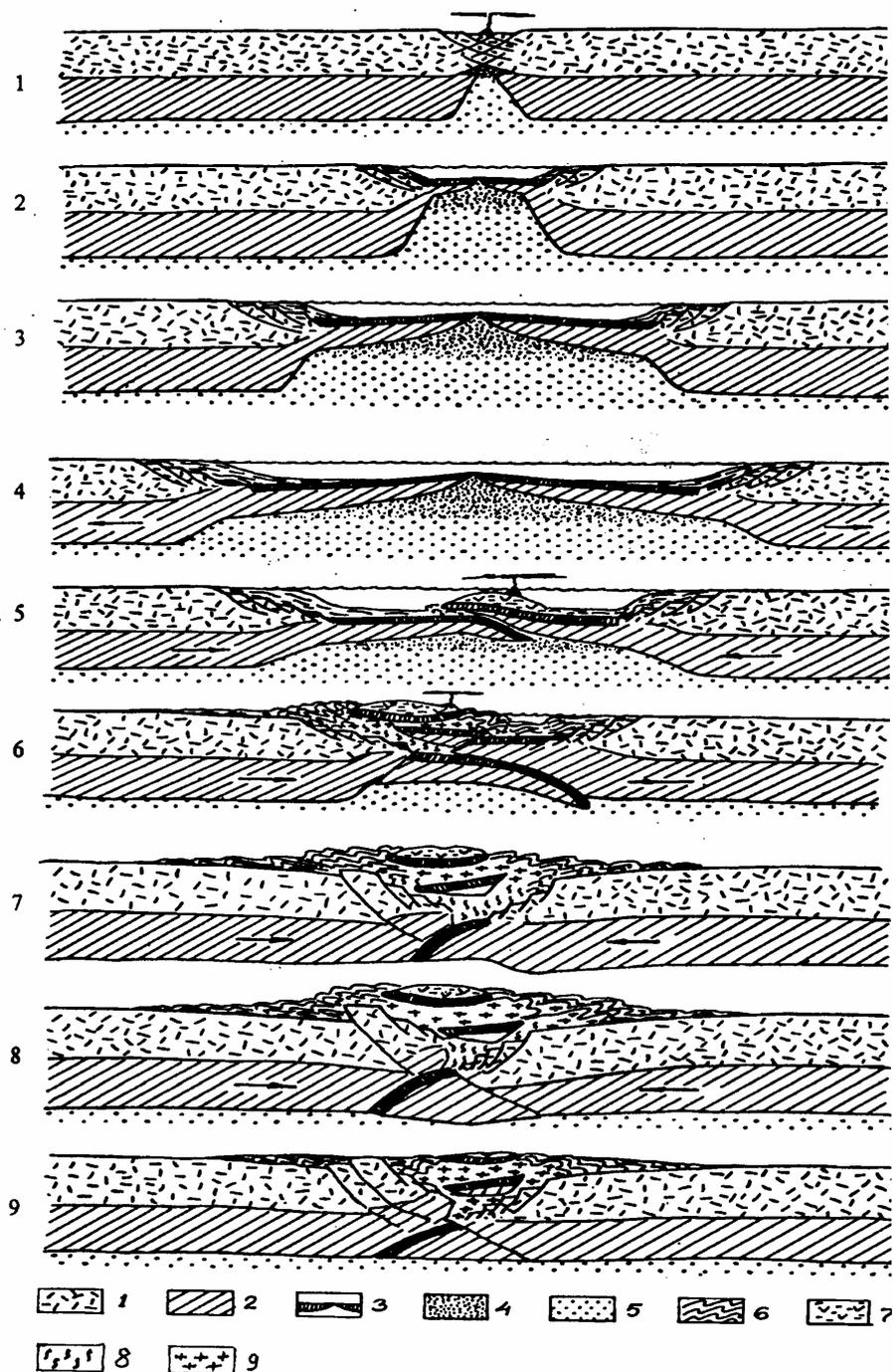


Рис.7.16. Схематическая картина формирования межконтинентальных горных сооружений в цикле Вильсона. Условные обозначения: 1 – континентальная кора; 2 – подкоровая литосфера; 3 – океаническая кора; 4 – частично расплавленное вещество астеносферы; 5 – пластичная мантия; 6 – смятые в складки осадочные толщи; 7 – осадочно-вулканогенные образования островных дуг; 8 – расплавы и мигматиты гранитоидного состава; 9 – интрузии гранитов

При дальнейшем закрытии океана континентальная окраина также продолжает опускаться, но уже под давлением приближающейся к ней островной дуги, что приводит к резкому увеличению скорости ее погружения, особенно на последней фазе этой стадии, когда островная дуга начинает надвигаться на континентальную окраину. В это же время происходит смятие накопившихся за все время существования океана осадочных толщ перед фронтом островной дуги и ее надвигания на пассивную окраину одного из континентов, а также образование офиолитовых покровов (рис. 7.16, 6). После этого

закрываются еще сохранившиеся участки бывшего океана в тылу островной дуги, происходит полное закрытие всего океана и смятие осадочных толщ на обеих континентальных окраинах, обрамлявших ранее бывший океан (рис. 7.16, 7). На орогенном этапе развития пояса за сравнительно короткое время (порядка нескольких миллионов лет) осадочный чехол на бывшей континентальной окраине (т.е. в миогеосинклинальной зоне) сминается в складки. В это время часто под влиянием все возрастающего давления плит изменяется и направление их поддвига. В результате вертикальные движения на бывшей континентальной окраине могут изменить свой знак, и тогда возникшие здесь складчатые сооружения начинают воздыматься. В это время максимальной интенсивности достигают надвиговые и разрывно-складчатые деформации в теле бывшей островной дуги, т.е. в эвгеосинклинальной зоне. В результате переплавления попадающих в зону поддвига плит осадочных толщ бывшей континентальной окраины в это время меняется и сам геосинклинальный магматизм – на смену известково-щелочному (типично островодужному) приходит кислый магматизм с обильными внедрениями гранитных интрузий и широким развитием регионального метаморфизма (природа такого магматизма и метаморфизма была рассмотрена выше).

Продолжающееся сближение смежных континентов при образовании нового суперконтинента или его фрагментов приводит к сжатию подвижного пояса, возникшего на месте бывшего океана, и как следствие этого к горообразовательным процессам, воздымающим вершины такого горного пояса до 7–8 км над уровнем океана, как это, например, сейчас наблюдается в горных сооружениях Гиндукуша, Памира и Гималаев (рис. 7.16, 8). Для этой стадии развития межконтинентальных горных поясов характерными являются внедрения крупных гранитных батолитов и риолитовый вулканизм. После консолидации возникшего таким путем горного пояса наступает стадия его денудации и выравнивания, которая может продолжаться многие сотни миллионов лет (рис. 7.16, 9). После почти полного выравнивания горного пояса на поверхности обнажаются глубокометаморфизованные породы основания и он превращается в часть обычной континентальной платформы.

Таким образом, из приведенного краткого описания процесса образования “типичного” межконтинентального складчатого пояса видно, что классическая схема развития геосинклиналей действительно вписывается в один из возможных вариантов развития подвижных поясов. Однако новая теория точнее описывает природу процесса, позволяет пойти дальше, рассмотрев другие пути развития подвижных зон, например, Андийского типа, и, что очень важно, она, в отличие от геосинклинального учения, помогает вскрывать причинно-следственные связи процесса формирования земной коры и отдельных подвижных поясов Земли.

7.6. Проверка теории

Таким образом, за время существования (с конца 60-х годов XX в.) теория тектоники литосферных плит сумела объяснить природу практически всех главных эндогенных процессов, развивающихся в Земле, включая образование океанической и континентальной земной коры, природу основного и кислого магматизма, механизмы концентрации рудных и литофильных элементов в континентальной коре, происхождение складчатости и горных поясов Земли, формирование авлакогенов и краевых (предгорных) прогибов и ряд других процессов.

К настоящему времени новая геологическая теория прошла детальную экспериментальную проверку, ее основные положения подтверждены геолого-геофизическими данными в том числе буровыми работами, сейсмическими и магнитными наблюдениями. На счету у новой теории теперь есть много примеров оправдавшихся прогнозов тех неизвестных прежде геологических явлений, которые вначале предсказывались чисто теоретическим путем, но затем были обнаружены и подтверждены

после проведения соответствующих геолого-геофизических исследований. Вот лишь некоторые из таких примеров.

Как мы уже видели, из теории следовало, что возраст океанского дна сравнительно молодой, не превышает 100–150 млн лет и закономерно увеличивается по мере удаления от гребней срединно-океанических хребтов. В середине 60-х годов такой вывод теории казался смелым, поскольку большинство геологов в то время полагали, что возраст океанского дна столь же древний, как и у континентов, т.е. превышает 2–3 млрд лет. Специально проведенное для проверки этого положения бурение океанского дна полностью подтвердило теоретический прогноз: практически во всех точках Мирового океана, где такое бурение проводилось (а таких точек сейчас уже более 1000), эмпирически определенные значения возраста дна совпали с его значениями, заранее предсказанными теорией.

Не менее показательны и другие примеры подтверждения теоретических прогнозов геолого-геофизическими исследованиями. Так, благодаря непосредственным наблюдениям из глубоководных обитаемых аппаратов, опускавшихся в рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, французскими, американскими и советскими специалистами были подтверждены теоретические выводы о раздвижении океанского дна в этих зонах, о направлениях смещений в трансформных разломах и о значительном выносе тепла из океанских рифтовых зон.

Как уже отмечалось, в 1972 г. советскими и американскими учеными (Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973) теоретически было показано, что мощность литосферных плит по мере удаления от рифтовых зон увеличивается по закону корня квадратного из значения возраста океанического дна, тогда как до этого обычно принималось, что толщина океанических плит постоянна. В 1975 г. появились экспериментальные работы по сейсмологии, полностью подтвердившие этот вывод (Yoshii, 1975). Примерно тогда же теоретически было предсказано существование в океанических рифтовых зонах мощнейших гидротермальных систем (Lister, 1972; Сорохтин, 1973). И через 5–6 лет после прогноза такие горячие источники (черные и белые “курильщики”) действительно были открыты в рифтовых зонах всех океанов.

В 60-х и начале 70-х годов XX в. среди геологов было широко распространено мнение, что в базальтовом слое океанической коры существенную роль играют уплотненные осадки древнего возраста. Тектоника литосферных плит, наоборот, утверждала, что роль осадков в этом слое ничтожно мала. В середине 70-х годов буровые работы полностью подтвердили и этот теоретический вывод, что все осадки, перекрывающие базальты, молодые, не старше среднего мезозоя.

Еще два взаимосвязанных друг с другом примера. Как уже отмечалось, из новой теории вытекало, что под островные дуги и активные окраины континентов должны затягиваться рыхлые осадки (Сорохтин, Лобковский, 1976) вместе с содержащимися в них органическими веществами. Отсюда следовал важный в практическом отношении вывод: в зонах поддвига плит должно генерироваться большое количество углеводородов (Сорохтин, Ушаков, Федьинский, 1974; Dickinson, 1974). Оба этих процесса (и затягивание осадков и генерация углеводородов в зонах поддвига плит) впервые были рассчитаны в начале 70-х годов, хотя в те годы этот подход не встретил понимания большинства геологов. В 1976 г. затягивание осадков под Курильскую островную дугу было подтверждено глубинным сейсмическим профилированием (Гаркалеико, Ушаков, 1978). Наконец, в 1981 г. факт затягивания осадков под Малую Антильскую островную дугу был установлен прямым бурением основания склона этой дуги (Biju-Duval et al., 1981).

В середине 70-х годов был проверен и подтвержден второй теоретический вывод о генерации углеводородов в зонах поддвига плит. Именно тогда советские и кубинские нефтяники обнаружили промышленные скопления нефти под офиолитовым покровом Кубы, перекрывающим собой зону поддвига плит мелового возраста. Однако главное

подтверждение и доказательство этого важного теоретического прогноза принесло проводимое с 1975 г. планомерное бурение поднадвиговых зон Скалистых гор и Аппалачей в США. Эти районы, считавшиеся ранее бесперспективными, в действительности, как и предсказывала теория, оказались буквально насыщенными углеводородами.

Наконец, необходимо отметить и прямую проверку главного вывода теории о существовании дрейфа континентов. После создания спутниковой системы точного определения координат местности на поверхности Земли и проведения соответствующих многолетних наблюдений удалось обнаружить и сам факт перемещения океанических плит и континентов относительно друг друга (Smith et al., 1990). Причем оказалось, что измеренные смещения как по своим значениям, так и по направлениям практически совпали с прогнозными, рассчитанными по палеомагнитным данным (Трифонов, Певнев, 2001).

Таким образом, как видно даже из краткого описания основных положений, успехов и результатов экспериментальной проверки теоретических прогнозов тектоники литосферных плит, можно с уверенностью утверждать, что эта концепция действительно является серьезной, строго научной и современной геологической теорией. К настоящему времени теория тектоники литосферных плит уже прошла стадию своего становления и отработки основных ее положений. Сейчас происходит детализация теории, ее уточнение, и, что особенно важно с практической точки зрения, она уже начала использоваться при поиске и разведке полезных ископаемых (особенно нефти и газа).

Глава 8. ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Как мы старались показать выше, геологические данные убедительно свидетельствуют о том, что формирование континентальной коры началось около 4,0–3,8 млрд лет назад, т. е. с задержкой приблизительно на 600–800 млн лет по отношению к моменту образования самой Земли. С тех пор происходило последовательное, но весьма неравномерное наращивание массы коры вплоть до ее современных размеров. Интенсивнее всего образование коры происходило в позднем архее. Однако в течение почти всего архея крупных континентов еще не существовало, а их зародыши – нуклеары и древние щиты – скорее всего развивались изолированно друг от друга. Первый же крупный суперконтинент, Моногея, по-видимому, сформировался только на рубеже архея и протерозоя, около 2,6 млрд лет назад, в момент образования у Земли плотного окисно-железного ядра. В последующие эпохи неоднократно возникали другие суперконтиненты (см. рис. 6.6), происходили их дробления на отдельные материки, дрейфовавшие в стороны друг от друга, и новые их объединения в новые суперконтиненты типа вегенеровской Пангеи позднего палеозоя. При этом теоретическое рассмотрение проблемы и численное моделирование конвективных процессов в мантии показывает, что суперконтиненты могли формироваться с периодичностью около 800 млн лет и только после архея, а за все послеперархейское время они могли возникать только четыре раза (см. раздел 6.3). Здесь мы постараемся реконструировать пространственные положения этих суперконтинентов и дрейф материков (и океанов) в докембрийской истории Земли. При этом рассмотрение таких реконструкций мы будем проводить в исторической последовательности, от древних ситуаций к современным, хотя сами построения проводились в обратном порядке: от современных расположений континентов к древним.

8.1. Развитие континентальных щитов в архее

Как мы уже отмечали (см. раздел 6.8, рис. 6.17), в архее континентальная кора формировалась за счет вторичного переплавления частично гидратированных базальтовых пластин (океанической коры) в местах их торошения и скучивания над нисходящими конвективными потоками в мантии. Мантийная конвекция в раннем и среднем архее носила преимущественно тепловой характер с подогревом снизу на фронте зонной дифференциации земного вещества и по этой причине должна была организовываться в систему стационарных бенаровских ячеек (см. раздел 6.3, рис. 6.4). Поэтому и количество древних зародышей континентальной коры в раннем архее скорее всего соответствовало числу существовавших тогда конвективных ячеек и могло достигать 40 “нуклеаров” (по терминологии В.М. Моралева и М.З. Глуховского). В это время сами щиты формировались изолированно друг от друга и как бы стоя на месте, без заметного континентального дрейфа, постепенно приобретая очертания округлых структур. При этом, правда, по мере погружения фронта зонной дифференциации земного вещества и расширения зоны дифференциации, размеры устойчивых бенаровских ячеек тоже увеличивались, что должно было приводить к перестройкам конвекции и к соответствующим объединениям нуклеаров в более крупные щиты. Тем не менее к середине позднего архея все-таки должно было еще сохраняться не менее 10–12 не связанных друг с другом центров формирования будущих континентов – архейских щитов.

Восстановить взаимные расположения древних щитов на поверхности Земли в архее сейчас не представляется возможным. Однако общие закономерности распределения континентальных массивов в то далекое время наметить все-таки возможно. Вероятнее всего первые наиболее древние зародыши будущих континентальных щитов около 3,8 млрд лет назад появились в экваториальном поясе литосферной оболочки Земли (см. рис. 4.3), над наиболее древней зоной дифференциации

земного вещества (см. раздел 4.2). Многие из таких зародышей будущих континентов, вероятно, не сохранились до наших дней, но некоторые из них, как, например, серогнейсовые комплексы Западной Гренландии или породы Йенгрской серии Алданского щита, не только сохранились, но и являются стратотипными примерами наидревнейших образований земной коры.

В дальнейшем в течение почти всего архея зонная дифференциация земного вещества уже питалась в основном только гравитационной энергией, но продолжала развиваться как бы по наследству все в том же расширяющемся низкоширотном поясе Земли. При этом взаимный дрейф архейских щитов по отношению друг к другу еще оставался незначительным, поскольку все они тогда формировались более или менее независимо в условиях стационарной тепловой конвекции бенаровского типа над нисходящими конвективными потоками в верхней мантии, подогреваемой снизу процессом зонной дифференциации земного вещества.

Катастрофическое событие выделения земного ядра в конце архея, как уже отмечалось, должно было сопровождаться возбуждением в мантийном поясе над зоной дифференциации земного вещества исключительно сильных конвективных течений, полностью перестроивших весь существовавший до этого тектонический план. Из геометрии описываемых движений ясно, что тогда должна была возникнуть одноячеистая конвективная структура с одним восходящим потоком над местом всплытия бывшей сердцевины Земли и одним нисходящим потоком над участком стока “ядерного” вещества к центру планеты. Поэтому есть все основания полагать, что именно над этим нисходящим мантийным потоком на рубеже архея и протерозоя, около 2,6 млрд лет назад, из обособленных прежде континентальных щитов и сформировался первый в истории Земли суперконтинент, названный нами Моногеей (Сорохтин, Ушаков, 1989, 1993). Возможность существования на рубеже архея и протерозоя единого суперконтинента по геологическим данным высказывалась В.Е. Хаиным и Н.А. Божко (1988), назвавшими этот гипотетический континент Пангеей 0.

Учитывая сказанное, представляется заманчивым связать описанную геодинамическую катастрофу с наиболее выдающейся кеноранской эпохой планетарного тектономагматического диастрофизма, завершившего архейский этап геологического развития Земли. Первопричиной таких радикальных геологических событий является катастрофический процесс образования земного ядра.

Плотность вещества первозданной земной сердцевины при нормальном давлении (около $3,9\text{--}4,0\text{ г/см}^3$) заметно превышала плотность прошедшего дифференциацию мантийного вещества (около $3,2\text{--}3,3\text{ г/см}^3$). Поэтому всплытие земной сердцевины в условиях вращающейся Земли скорее всего должно было происходить в экваториальной плоскости. При этом на стадии формирования ядра около 2,8 млрд лет назад, под влиянием избыточных давлений, действовавших со стороны формирующегося ядра на бывшую земную сердцевину, последняя должна была не только всплыть к поверхности Земли, но и высоко (на несколько километров) подняться над ее равновесной поверхностью (см. рис. 4.3, в). Поэтому есть все основания полагать, что возникший тогда же суперконтинент Моногея располагался на экваторе и в низких широтах, но в противоположном этому поднятию полушарии.

Помимо особенностей формирования Моногеи, как уже отмечалось, само положение континентов на поверхности вращающейся Земли заметно искажает симметрию ее момента инерции, заставляя тело Земли поворачиваться таким образом, чтобы центр тяжести континентов оказался на экваторе (Монин, 1988). Именно по этой причине и все последующие суперконтиненты должны были располагаться только в низких широтах с геометрическим центром на экваторе вращения. Для всех последующих суперконтинентов, по-видимому, так и было, во всяком случае никаких следов отложений ледниковых покровов на территориях Мегагеи, Мезогеи или Пангеи до сих пор не найдено (Чумаков, 1978). Однако в связи с прохладным климатом протерозоя (см. раздел

10.5) на территориях бывших суперконтинентов докембрия не исключается возможность существования отдельных высокогорных ледников, но их отложения должны носить локальный и разрозненный характер, тяготея преимущественно к горным поясам того времени. Вместе с тем, судя по распространенности на территориях этих палеоконтинентов красноцветных кор выветривания, явных признаков относительно теплого и влажного (экваториального) климата, можно заключить, что все последующие суперконтиненты также располагались вблизи экватора.

8.2. Формирование Моногеи в конце архея

Тот факт, что первое в истории Земли Гуронское почти глобальное оледенение охватило большинство щитов древних континентальных платформ и наблюдалось в раннем протерозое около 2,5–2,3 млрд лет назад, можно истолковать двояко. Во-первых, можно предположить, что суперконтинент Моногея изначально формировался на одном из географических полюсов Земли или же переместился в полярные зоны несколько позже, однако это предположение противоречит законам механики вращающихся тел (см. раздел 6.3). Вторым, альтернативным и более вероятным решением проблемы может быть предположение о резком похолодании климата в раннем протерозое при высоком гипсометрическом стоянии суперконтинента, вне зависимости от его широтного положения. При этом из механики устойчивого вращения Земли с асимметричным положением на ее поверхности континентов следует, что центр тяжести Моногеи должен был обязательно располагаться на экваторе (см. разделы 4.4 и 6.3). Как же в таком случае объяснить возникновение покровного оледенения на поверхности Моногеи, расположенной в экваториально-тропической зоне, даже с учетом в среднем прохладного климата раннего протерозоя? Единственным правдоподобным объяснением может служить только предположение о высокогорной природе оледенения. Косвенным подтверждением является широкое распространение в раннем протерозое конгломератов (типа формации Витватерсранд в Южной Африке), в изобилии отлагавшихся тогда на окраинах многих других древних кратонов.

По этому сценарию возникновение обширных оледенений раннего протерозоя могло происходить и на континентах, расположенных в низких широтах. Связано это с тем, что после жаркого климата в архее, приблизительно 2,4 млрд лет назад, произошло резкое похолодание и за короткое время (около 150 млн лет) средняя температура земной поверхности снизилась приблизительно с +50...+60 до +7...+8 °С (для сравнения: средняя поверхностная температура современной Земли +14,8 °С). Причины такого радикального изменения глобального климата Земли на рубеже архея и протерозоя косвенно также были связаны с процессом выделения земного ядра, но проявились они через особенности развития в это время океанов и атмосферы. Действительно, в архее существовал сильный парниковый эффект, связанный с возникновением плотной углекислотной атмосферы с давлением до 6 бар. В начале раннего протерозоя, после образования серпентинитового слоя океанической коры и развития активных реакций связывания CO₂ в карбонатах, земная атмосфера стала существенно азотной с давлением около 1 бара (см. раздел 10.5). Соответственно этому уменьшился парниковый эффект и резко снизилась средняя температура земной поверхности.

Таким образом, только сочетание высокого стояния континента с холодным климатом раннего протерозоя могло привести в то время к развитию на обширных просторах Моногеи высокогорного покровного оледенения даже на низких широтах.

Среднюю высоту стояния континентов над поверхностью Мирового океана можно определить по условию изостатического равновесия континентальных литосферных плит с учетом эволюционных изменений высоты стояния уровня океана (см. раздел 9.2), если удастся оценить мощность континентальной коры и подкоровой литосферы того времени. Средняя мощность континентальной коры в архее должна была быть не меньше средней мощности коры у современных архейских щитов, т.е. не меньше 40 км. С другой стороны,

теоретические оценки, учитывающие перегрев верхней мантии в архее и возможные тепловые потоки через континентальную кору, показывают, что мощность подкоровой литосферы в раннем архее менялась в пределах 15–23 км. В середине архея, во время снижения тектонической активности Земли, она увеличивалась до 46 км, но в позднем архее вновь снизилась до 7–8 км. Высота стояния континентальных щитов над уровнем океанов в течение почти всего архея была близкой к 6,5 км. Этим определяется и высокий базис эрозии практически всех архейских щитов.

В раннем протерозое в связи с остыванием верхней мантии и резким снижением глубинных тепловых потоков мощность подкоровой литосферы стала быстро увеличиваться (рис. 8.1). Судя по возрастам и глубинам образования алмазов (см. раздел 11.4), можно заключить, что во время формирования расплавов алмазоносных пород, около 2 млрд лет назад, толщина континентальной литосферы под архейскими щитами уже достигала 200 км. Это привело к постепенному снижению уровня стояния континентов того времени. Тем не менее средняя высота их поверхности в первой половине раннего протерозоя еще оставалась достаточно высокой – от 4,5 до 2,5–3 км. В дальнейшем толщина континентальных плит уже менялась мало, а все последующие изменения среднего уровня стояния континентов (по отношению к поверхности океанов) происходили только благодаря изменениям уровня самих океанов. Оценка средней высоты стояния над уровнем океана архейских и постархейских континентов приведена на рис. 10.17.

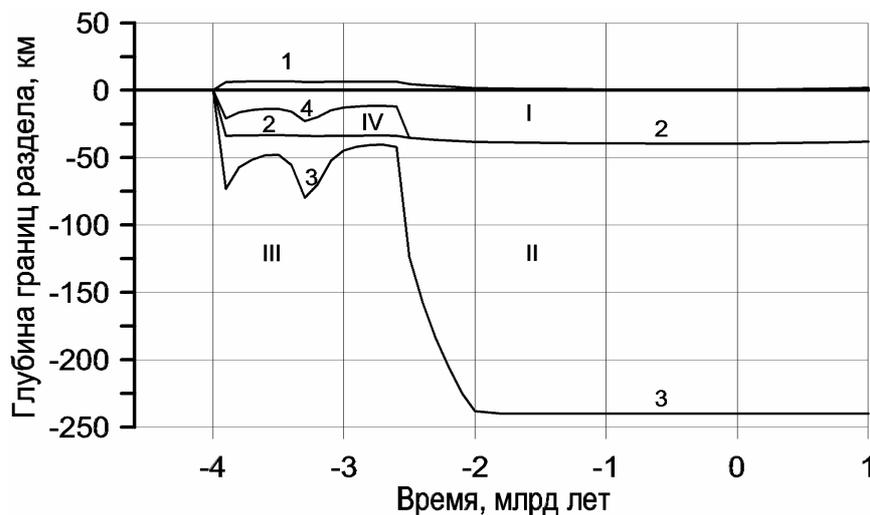


Рис.8.1. Эволюция строения континентальных плит: I – континентальная кора; II – континентальная литосфера; III – подлитосферная (горячая) мантия; IV – коровая астеносфера (нижняя кора); 1 – поверхность континентов; 2 – подошва континентальной коры (граница Мохоровичича); 3 – подошва континентальной литосферы; 4 – кровля коровой астеносферы

К сожалению, все палеомагнитные данные, относящиеся к докембрию и, в частности, к раннему протерозою, пока еще мало надежны, а их привязка к возрастным горизонтам оставляет желать много лучшего. Поэтому для реконструкции положения докембрийских суперконтинентов и в их пределах отдельных континентальных массивов и материков мы принципиально не пользовались палеомагнитными данными, считая, что они могли исказить такие реконструкции до неузнаваемости. Все же реконструкции мы строили только по геологическим и палеоклиматическим данным, совмещая друг с другом разновозрастные и однотипные геологические структуры, формации и климатические провинции. При этом использовались геологические данные, приводимые в специальной литературе по геологии раннего докембрия (Докембрий континентов, 1976, 1977; Кратц и др., 1981; Конди, 1983; Борукаев, 1985; Хаин, Божко, 1988).

В частности, для проведения реконструкции Монгеи мы воспользовались данными о распространении тиллитов и тиллоидов на раннепротерозойских континентах (Чумаков, 1978). При этом был использован критерий компактного расположения

известных местонахождений раннепротерозойских тиллитов с учетом возможной унаследованности расположения континентов на поверхности Земли в последующие геологические эпохи. В такой реконструкции “центр тяжести” географических положений выявленных тиллитов и тиллоидов приблизительно определяет собой и центр тяжести самого суперконтинента. Кроме того, учитывалось распространение и простираание поясов кеноранской и одновозрастной ей орогений (~2,6 млрд лет назад), а также то, что в раннем протерозое восточная часть Южной Америки (Бразильский кратон) еще составляла единое целое с Центральной и, возможно, Южной Африкой, но была отделена от западной части Южно-Американской (Амазонской) платформы. Кроме того, Западная Африка тогда скорее всего, еще примыкала к Гвианскому щиту Южной Америки. По-видимому, на рубеже архея и протерозоя и другие древние платформы были разбиты на части, а их фрагменты – архейские щиты – могли занимать тогда иное расположение, чем теперь. Однако сейчас нет достоверных геологических данных о возможных смещениях других щитов в конце архея. Поэтому на построенной нами реконструкции Моногеи (рис. 8.2) другие платформы условно показаны в современных конфигурациях с такими же, как и в настоящее время, взаимными расположениями входящих в них архейских щитов.

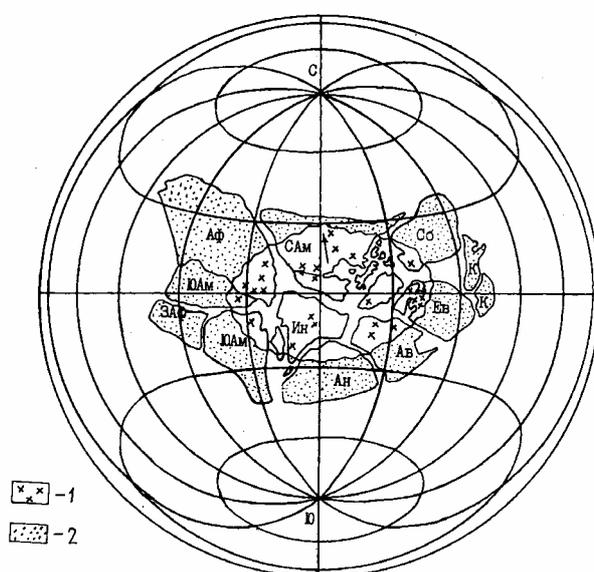


Рис. 8.2. Реконструкция Моногеи на время около 2,5–2,4 млрд лет назад в проекции Ламберта: 1 – тиллиты и тиллоиды; 2 – консолидированная континентальная кора; стрелками на Канадском щите показаны выявленные направления ледниковой штриховки; белым цветом – область покровного оледенения. Ав – Австралия; САм и ЮАм – Северная и Южная Америка; Ан – Антарктида; ЗАФ – Западная Африка; Аф – Африка; Ев – Европа; Ин – Индия; К – Северный и Южный Китай; Сб – Сибирь

8.3. Распад Моногеи и формирование Мегатеи в конце раннего протерозоя

Возникшее после сформирования земного ядра на рубеже архея и протерозоя асимметричное распределение плотности вещества в мантии (см. рис. 4.3, з) должно было привести к столь же сильной асимметрии действия процесса бародиффузионной дифференциации мантийного вещества на поверхности вновь образованного ядра. В связи с тем что первичное вещество было богато железом (около 13%) и его окислами (около 24%), наиболее интенсивная дифференциация тогда должна была протекать под “плотным” полушарием с образованием там мощных нисходящих конвективных потоков. В противоположность этому в “легком” полушарии под Моногеей должен был возникнуть столь же мощный восходящий конвективный поток, приведший в конце концов к расколу суперконтинента.

Первые импульсы растяжения, вероятно, проявились уже около 2,4 млрд лет назад, о чем говорит возраст Великой Дайки в Зимбабве. Но главная фаза дробления суперконтинента произошла несколько позже, около 2,3 млрд лет назад. После эпохи

архейского перегрева мантии континентальные литосферные плиты оставались еще сравнительно тонкими (не более 100–150 км) и менее прочными, чем плиты современных континентов, мощность которых вместе с земной корой под архейскими щитами достигает 250 км. Поэтому есть основания полагать, что на фоне еще сравнительно большой тектонической активности раннего протерозоя раскол Моногеи происходил на мелкие блоки – кратоны и в основном по старым швам, спаявшим в кеноранскую эпоху диастрофизма архейские щиты в единый суперконтинент. В результате в середине раннего протерозоя многие из щитов вновь обособились и стали дрейфовать в центробежных направлениях в стороны от бывшей Моногеи (рис. 8.3).



Рис. 8.3. Распад Моногеи около 2,2 млрд лет назад: Кз – Казахстан; ЮАф – Южная Африка; ЦАф – Центральная Африка; Кт – Китай, остальные обозначения см. рис. 8.2

Восстановить обособившиеся в раннем протерозое континентальные кратоны (осколки бывшей Моногеи) можно по распространению поясов Карельской (Сфекофеннской) и одновозрастной ей орогении, вновь спаявшей эти кратоны около 1,9–1,8 млрд лет назад в новый суперконтинент Мегагея. Для проведения описываемой здесь реконструкции мы воспользовались достаточно полным обобщением В.Е. Хаина и Н.А. Божко (1988) по докембрийской тектонике континентов, а также использовали дополнительные критерии определения краевых зон архейских щитов и протоплатформ в раннем протерозое. Например, мы учитывали, что кимберлитовые и родственные им расплавы формировались только над зонами поддвига плит карельского возраста (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996) и что наиболее крупные железорудные месторождения этого же возраста формировались скорее всего на пассивных окраинах континентальных блоков в зонах апвеллингов того времени.

По геологическим данным (Хайн, Божко, 1988), в пределах Северо-Американской платформы архейские кратоны Вайоминг, Черчилл, Каминак и Слейв с одной стороны и кратоны Сьюпириор и Северо-Атлантический (Южно-Гренландский) со второй и третьей сторон разделены Транс-Гудзонским и Лабрадорским орогеном с возрастом складчатости 1,9–1,8 млрд лет. С учетом этого Северо-Американская платформа на раннепротерозойской реконструкции (см. рис. 8.3) показана разбитой на три части: восточную, западную и Гренландию с провинциями Баффиновой Земли и Ньюфаундленда.

Аналогично этому Европейская платформа показана разбитой на три кратона: Кольско-Карельский, Центрально-Русский, включающий Юго-Западную Фенноскандию, Воронежский массив, Приднепровский и Приазовский блоки Украинского щита, и третий,

включающий Кировоградский и Белозерский блоки Украинского щита, фундаменты Белоруссии и Прибалтики.

Сибирская платформа условно показана разбитой на две части: Анабарский и Алданский щиты с прилегающими к ним территориями, хотя таких фрагментов Сибирской платформы могло быть и больше.

Австралия показана разбитой на три кратона: блоки Йилгарн и Пилбара с прилегающими территориями, а также группу блоков на севере континента (Пайн-Крик, Кимберли и др.).

Африка показана разбитой на четыре кратона: южный щит Калахари, протоплатформу Конго в Экваториальной Африке, Центрально-Африканскую протоплатформу, возможно объединяющую несколько самостоятельных щитов, и протоплатформу Западная Африка.

Южная Америка представлена разбитой на две протоплатформы: Гвианский щит с Амазонским кратоном и Восточно-Бразильский кратон, включающий ряд более мелких блоков с архейской корой в основании. При этом Восточно-Бразильский кратон показан еще объединенным с конголезским кратоном Южной Африки, поскольку явное разъединение этих блоков произошло сравнительно недавно – только в мезозое.

Таким образом, в середине раннего протерозоя архейская континентальная кора оказалась разбитой на множество отдельных мелких плит (см. рис. 8.3). По оценке В.Е. Хаина (2001), таких обособленных плит тогда могло быть более 30, поэтому ранний протерозой он предлагает даже характеризовать эрой малых плит. В связи с отмечавшейся выше резкой неоднородностью состава раннепротерозойской мантии нисходящий поток следующей, одноячеистой конвективной структуры, сформировавшейся около 1,9 млрд лет назад, должен был располагаться антиподно бывшему суперконтиненту Могогея. Учитывая это, реконструкция второго суперконтинента, Мегатеи, была построена путем перемещения континентальных блоков Могогеи на противоположную сторону Земли с последующим их центростремительным дрейфом до “слипания” в единый континентальный массив. При этом оказались соединенными воедино и все древние континентальные массивы, окруженные карельской и одновозрастной ей складчатостью, а также областями активизации и переработки архейской коры, происходившими около 1,9–1,8 млрд лет назад (рис. 8.4).

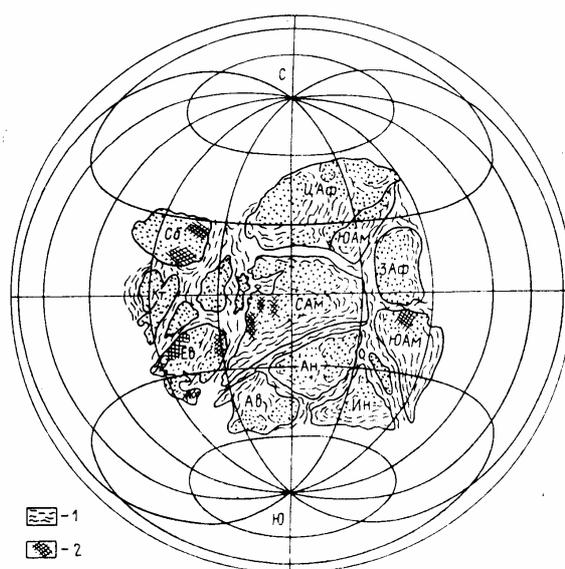


Рис. 8.4. Мегатея 1,8 млрд лет назад: 1 – складчатые пояса; 2 – красноцветы (остальные обозначения см. на рис. 8.2 и 8.3)

По поводу формирования в конце раннего протерозоя единого суперконтинента В.Е. Хаин и Н.А. Божко (1988) пишут: “К рубежу 1,7 млрд лет исчезли практически все протогеосинклинальные бассейны, сомкнулись все эократоны и должен был возникнуть единый массив континентальной коры – суперконтинент, который логично обозначить как Пангея I, в отличие от более поздней, вегенеровской Пангеи II”.

Рассматривая реконструкцию Мегагеи, нельзя не вспомнить, что впервые существование этого гипотетического древнего суперконтинента предположил Г. Штилле еще в 1944 г. Он же предложил и название Мегагея. В основе его предположения лежали наблюдения о большом сходстве геологического строения различных древних блоков, часто объединявшихся воедино одновозрастной складчатостью во время “альгонской революции”, в конце раннего протерозоя. В результате Г. Штилле пришел к правильному выводу “о необыкновенно мощном послеельонском континентальном массиве “Мегагея”, который включал не только древнейшие континенты последующего развития Земли, но также, по крайней мере в их основной части, и более поздние ортогеосинклинальные регионы, возникшие как древнейшие геосинклинали в пределах Мегагеи в результате регенерации всеземного масштаба, в то время как древнейшие континенты сохранились при этой регенерации и поэтому могут считаться остаточными глыбами Мегагеи” (Штилле, 1964, с. 383).

Г. Штилле не был мобилистом, поэтому происхождение Мегагеи он рассматривал с чисто фиксистских позиций, считая этот суперконтинент древним образованием земной коры, а разобщенность многих из современных материков – результатом последующей деструкции континентальной коры, а не дрейфом континентов.

Более современное геологическое обоснование существования Мегагеи, основанное на более точных и массовых определениях абсолютных возрастов геологических событий и на мобилистском подходе к проблеме, дано в работе В.Е. Хаина и Н.А. Божко (1988), в которой этот суперконтинент называется, правда, не Мегагея, а Пангея I.

В нашей работе, по сути, использован тот же мобилистский подход и те же геологические факты, почерпнутые в основном из монографии В.Е. Хаина и Н.А. Божко. Тем не менее приведенная здесь реконструкция Мегагеи (см. рис. 8.4) существенно отличается от реконструкции Пангеи I в работе этих авторов. Последнее обстоятельство, вероятно, говорит о том, что составляемые ныне реконструкции континентов для столь удаленных от нас геологических эпох все-таки еще далеки от однозначности. К сожалению, из-за малой надежности палеомагнитных определений по протерозойским породам использовать этот метод реконструкции в докембрийской истории дрейфа континентов пока не представляется возможным.

Одновременно с дрейфом континентов происходила переориентация осей момента инерции Земли, о чем уже говорилось выше. В результате вновь образованный суперконтинент должен был переместиться в низкие широты. Судя по обильному распространению в это время красноцветных кор выветривания (Анатольева, 1978), так оно и произошло в действительности (см. рис. 8.4). Этот факт говорит и о том, что к концу раннего протерозоя средний уровень стояния континентов опустился существенно ниже снеговой линии на экваторе (см. рис. 10.17). Кроме того, к этому времени мантия уже стала достаточно однородной, без крупных латеральных неоднородностей по плотности. Поэтому ориентация главных осей момента инерции Земли и положение ее тела по отношению к оси вращения уже определялись только расположением континентов и океанов на земной поверхности.

8.4. Распад Мегагеи и формирование Мезогеи в среднем рифее

Как и Моногея, Мегагея просуществовала недолго – не более 100–150 млн лет, так как уже около 1,7 млрд лет назад проявились первые признаки раскола раннепротерозойского суперконтинента. Например, на месте складчатых геосинклинальных структур Северо-Американских Кордильер в это время закладываются

первые рифтогенные образования и авлакогены. Однако наиболее ярко разломная тектоника и расколы континентов появились около 1,5–1,4 млрд лет назад. В это время почти на всех платформах возникают рифтогенные трюги и многочисленные авлакогены. По некоторым из окраинных рифтогенных структур около 1,5–1,4 млрд лет назад формируются огромные анорогенные вулканоплутонические пояса часто беспрецедентных масштабов, как это наблюдается вдоль восточного обрамления Северо-Американской платформы или западной окраины Русской платформы. В этих широких поясах протяженностью до нескольких тысяч километров в раннем рифее внедрились тысячи крупных (до 100 км в поперечнике) плутонов анортозитов, сиенитов, габбро, гранит-порфиров, гранитов рапакиви и нормальных калиевых гранитов.

Столь уникальное и более никогда не повторявшееся явление раннего рифея, по-видимому, еще ждет объяснения. Однако уже сейчас можно высказать предположение, что все эти плутоны возникли за счет вторичного переплавления осадочных пород, накопившихся за 200–300 млн лет на пассивных окраинах континентов – фрагментах расколовшейся около 1,7–1,6 млрд лет назад Мегагеи. Не исключено, что вовлечению в переплавление столь гигантских масс шельфовых осадков (мощностью до 12–15 км) способствовало высокое исходное содержание в них окислов железа: ведь конец раннего протерозоя и начало раннего рифея были эпохами массового отложения на континентальных шельфах железорудных формаций. Если же плотность таких осадков превышала плотность мантийного вещества (около $3,3 \text{ г/см}^3$), что возможно, поскольку плотность джеспилитов превышает 4 г/см^3 , то в момент рифтогенеза такие осадки могли сами “проваливаться” в горячую мантию. После переплавления осадков и ликвации расплавов железо погружалось в мантию, а легкие силикатные магмы всплывали к дневной поверхности и там кристаллизовались на небольших глубинах в виде гранитоидных или щелочных плутонов (см. гл. 11).

По этой причине анорогенные вулканоплутонические пояса при реконструкциях воспринимались нами как комплексы – индикаторы пассивных окраин континентов. Кроме того, при реконструкции распада Мегагеи ее расчленение на отдельные континенты производилось по коллизионным швам гренвильской орогении, возникшей на следующем этапе консолидации третьего по счету суперконтинента – Мезогеи или Родинии, как принято ее называть на Западе. Предполагалось также, что распавшиеся фрагменты Мегагеи центробежно дрейфовали в разные стороны от центра тяжести бывшего суперконтинента. Построенная таким путем реконструкция материков – фрагментов распавшейся Мегагеи на время около 1,4 млрд лет назад приведена на рис. 8.5.

При реконструкции следующего суперконтинента Мезогеи мы исходили из предположения, что вновь возникший нисходящий поток одноячейстой конвективной структуры, как и в случае формирования Мегагеи, возник в противоположном полушарии Земли. Это теоретическое предположение учитывалось при комбинации континентов в единую структуру нового суперконтинента. Кроме того, принималась во внимание унаследованность движений континентов и палеоклиматические данные о распространении красноцветных кор выветривания в среднем рифее (Анатолева, 1978). Также учитывалось и то обстоятельство, что в дальнейшем, около 800 млн лет назад, наблюдались одновременные оледенения в Южной и Центральной Африке, на Бразильском кратоне Южной Америки и в Восточной Австралии. По этой причине на реконструкции Мезогеи Австралия показана в позиции сближения с Южной Африкой.

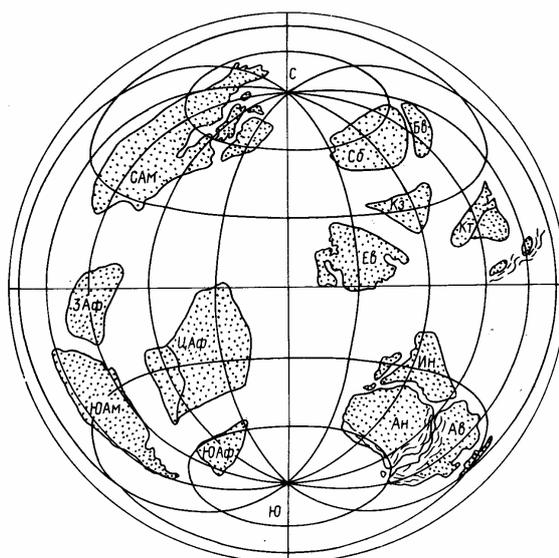


Рис.8.5. Распад Мегатеи около 1,4 млрд лет назад: Бв – Байкало-Витимский блок, остальные обозначения см. на рис. 8.2 и 8.3

Палеомагнитные определения широт для среднего рифея остаются еще очень ненадежными, поэтому ими для реконструкции Мезогей мы не пользовались. Однако палеомагнитные склонения как вспомогательную информацию, по-видимому, можно использовать. Для этого мы сняли направления на полюсы для каждого из субконтинентов на время 1 млрд лет назад с реконструкций, построенных только по палеомагнитным данным Л.П. Зоненшайном и др. (Монин и др., 1986) и Дж. Пайпером (1983). На нашей реконструкции (рис. 8.6) эти направления показаны стрелками.

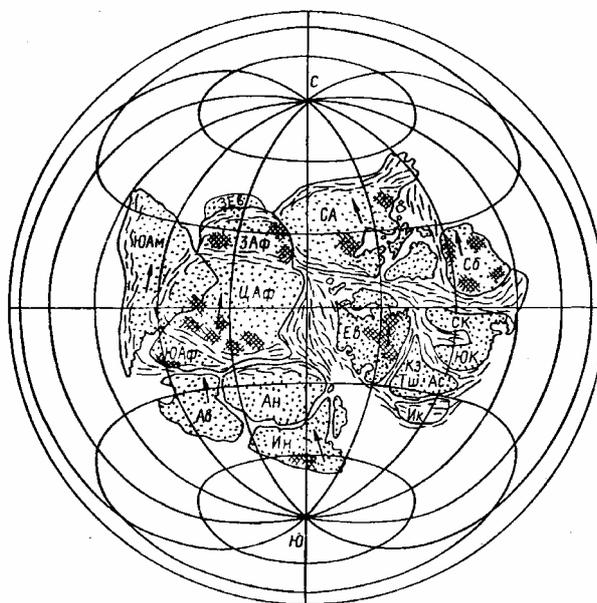


Рис. 8.6. Реконструкция суперконтинента Мезогей для эпохи около 1 млрд лет назад. Стрелками показаны палеомагнитные склонения, взятые из работы (Монин и др., 1986); Ас – Алтае-Саянский блок; Ик – Индокитай; Тш – Тяньшанский блок; СК и ЮК – Северный и Южный Китай; ЗЕв – Западная Европа, о остальных обозначения см. на рис. 8.2, 8.3 и 8.5

Отличительной чертой среднего рифея было резкое ослабление характерных для предыдущей эпохи рифтогенных процессов и, наоборот, столь же резкое возрастание орогенных. Диастрофизм гренвильской эпохи в среднем рифее около 1 млрд лет назад

проявился по периферии практически всех раннепротерозойских платформ. В качестве одного из главных критериев построения реконструкции Мезогей использовались складчатые пояса гренвильской орогении. При этом мы старались совмещать друг с другом однотипные подвижные пояса гренвильского возраста, проявившиеся на окраинах смежных материков. Так, на востоке Северной Америки в это время возник Гренвильский подвижный пояс, представляющий собой вероятнее всего зону коллизии с Северной Европой. По этому поводу В.Е. Хаин и Н.А. Божко (1988) отмечают, что около 1 млрд лет назад Гренвильский подвижный пояс объединил в единую континентальную плиту Северную Америку, Гренландию, Ирландию, Северную Великобританию, Скандинавию и Северо-Западную Францию. Добавим от себя, что через эти области к Северной Америке оказались причлененными Балтийский щит и Русская платформа. Однако Северо-Западная Европа с Армориканским массивом еще была отделена от остальной Европы и скорее всего примыкала к Западной Африке.

К среднему рифею относится заложение структур Тимана, а на Южном Урале – Максютковского метаморфического комплекса субдукционного происхождения. Гренвильский тектогенез, проявившийся в Казахстане и фундаменте Западно-Сибирской платформы, через складчатую систему Енисейского кряжа фактически объединил Русскую и Сибирскую платформы. Орогенезом гренвильского возраста были охвачены территории Казахстанско-Тяньшанской, Алтае-Саянской и Байкало-Витимской складчатых областей, а также Северная Монголия. В конце среднего рифея испытали интенсивную складчатость осадочные толщи в рифтогенных трогах и обрамлении Китайской платформы, а на месте Южно-Китайского кратона к тому же существовали обстановки островных дуг и окраинных морей.

Как видно из приведенного краткого перечня географии распространения коллизионных складчатых поясов, спаявших между собой смежные платформы, в среднем рифее около 1 млрд лет назад все северные материки оказались объединенными в единый суперконтинент Лавразия, хотя его конфигурация еще отличалась от классической вегенеровской Лавразии, вошедшей позже в состав Пангеи. Такое отличие было связано с вероятным расположением в то время Китайской платформы между Сибирской и Казахстанской плитами, о чем, в частности, говорят одновозрастные покровные оледенения Европы, Казахстана и Китайской платформы около 650 млн лет назад (Чумаков, 1978, 1992).

Южные материки около 1 млрд лет назад также оказались объединенными во второй суперконтинент – Гондвану. Так, в это время Амазонская плита по субмеридиональной складчатой системе Араша–Эстронду причленилась к Бразильской платформе и через нее – к Центральной Африке. Одновременно Южная Африка складчатыми сооружениями Кибарид спаялась с Центрально-Африканской платформой. К ней же причленилась и Западная Африка по меридиональной складчатой зоне Центрального Хоггара. Восточная Гондвана, включая Австралию, Антарктиду и Индию, оказалась причлененной к восточной окраине Африканского мегащита продолжением Кибарской складчатости в заложившемся к этому времени Мозамбикском подвижном поясе и складчатой системе Сомалийского рога и Аравийского полуострова. В Антарктиде этому поясу отвечает зона тектоно-термальной переработки фундамента в области Трансантарктических гор Восточной Антарктиды.

Оба среднерифейских суперконтинента скорее всего были объединены в единый и более крупный суперконтинент Мезогей. Об этом говорит интенсивная складчатость и магматическая активность в Аравийско-Нубийской области Гондваны и в складчатом поясе дальсландской орогении Южно-Европейского обрамления Лавразии. Со стороны Европы к реликтам этой ветви Гренвильского пояса относятся основание Паннонской впадины, центральная часть Родопского и, возможно, Сербско-Македонского массивов. Продолжение рассматриваемого пояса прослеживается, вероятно, вплоть до Крыма.

Результат выполненной реконструкции, основанный на учете всех из отмеченных критериев построения, изображен на рис. 8.6.

Как видно из проведенных построений, суперконтинент Мезогей оказался достаточно компактным образованием, несколько напоминающим по своей конфигурации палеозойскую Пангею, изображенную на рис. 8.10. Исключения составляют лишь ориентация Восточной Гондваны, оказавшейся повернутой на 90° по сравнению с ее положением на реконструкции вегенеровской Пангеи, и положение Китайской платформы, на нашей реконструкции находящейся еще между Сибирской и Казахстанской плитами.

8.5. Распад Мезогей в позднем рифее и формирование Пангеи в конце палеозоя

Как и предыдущие суперконтиненты, Мезогей просуществовала недолго (не более 100–150 млн лет), и уже где-то около 900 млн лет назад начался ее распад на две части: северную – Лавразию и южную – Гондвану. Приблизительно 850 млн лет назад между ними возник широкий океанический бассейн – Прототетис. Около 800–750 млн лет назад Лавразия переместилась в северную приполярную область, а Гондвана – к Южному полюсу, о чем свидетельствуют многочисленные находки тиллитов и тиллоидов позднего рифея на этих двух суперконтинентах (Чумаков, 1978).

Установлению в конце рифея и в венде холодного климата Лавразии и Гондваны явно способствовало не только расположение материковых массивов в приполярных областях Земли, но и возникновение в это время широкого кольцевого океанического бассейна в низких широтах, благоприятного для установления в нем единого и мощного экваториального пассатного течения со слабыми ветвями противопассатных течений в умеренных широтах. В результате система “водяного отопления” материковых секторов Земли в конце рифея оказалась резко ослабленной, что и способствовало возникновению во второй половине позднего рифея Африкано-Австралийского оледенения Гондваны и Канадского оледенения в Лавразии, а также обширного Лапландского оледенения Европы, Казахстана и Китая в терминальном рифее или венде (рис. 8.7 и 8.8).

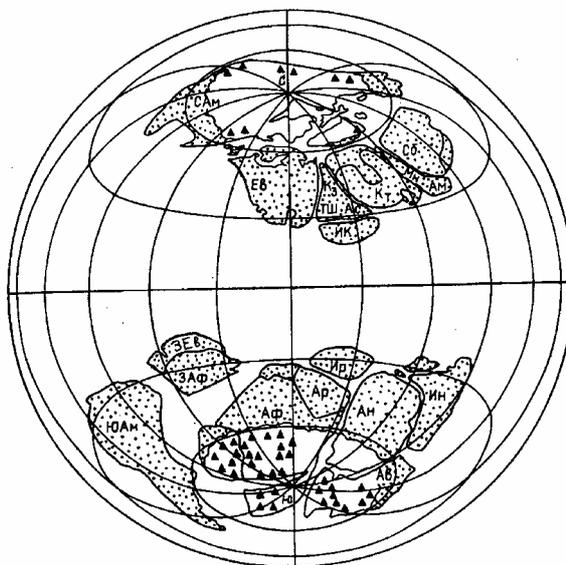


Рис. 8.7. Распад Мезогей на Лавразию и Гондвану около 800–750 млн лет назад (маленькими треугольниками отмечены местонахождения тиллитов и тиллоидов, по Н.М. Чумакову, 1978): Мн – Монгольская плита; Ам – Амурская плита; Ир – Иранская плита, остальные обозначения см. на рис. 8.2–8.6

В позднем рифее и венде, как и в раннем рифее, отмирает большинство бывших орогенных подвижных поясов Мезогей среднерифейского возраста и на их месте часто возникают рифтогенные структуры. На континентальных платформах в это время

возникает сеть авлакогенов, обычно наследовавших древние шовные зоны свекофеннского (карельского) возраста, а вдоль более молодых шовных зон складчатых поясов гренвильского возраста тогда зарождались новые океанические бассейны. Так, на месте Гренвильского подвижного пояса, в среднем рифее спаявшего восточное побережье Северной Америки и Гренландии с Европейской платформой, около 800 млн лет назад зародился новый Протоатлантический океан, получивший название океан Япетус.

В то же время Западную Гондвану рассекли узкие океанические трюги Западно-Африканского и Бразильского субокеанов (Красноморского типа) с Катангским заливом, а между Западной и Восточной Гондваной возник быстро расширяющийся Африкано-Австралийский океанический бассейн, благодаря развитию которого, по-видимому, и происходило перестраивание общего структурного плана Гондваны (см. рис. 8.8). Геологическое строение современных восточных окраин Африки и Австралии, а также Трансантарктических гор в Антарктиде не противоречит гипотезе существования между этими континентами в позднем рифее океанического бассейна. Действительно, и Мозамбикский пояс в Африке, и геосинклиналь Аделаиды в Австралии, и Трансантарктические горы в Антарктиде в то время представляли собой пассивные континентальные окраины.

Отметим, что очень жестким условием для построения реконструкций Гондваны в позднем рифее, а следовательно, и для более ранних геологических эпох являются фактические данные о распространении следов покровных оледенений (тиллитов и тиллоидов) на южных материках в позднем докембрии. Согласно данным, приведенным и систематизированным Н.М. Чумаковым (1978), около 750 млн лет назад практически одновременно существовали ледниковые покровы в Южной и Центральной Африке, в Австралии и на востоке Южной Америки. Поэтому при построении реконструкций расположения южных континентов в позднем рифее мы обязаны все охваченные оледенениями континенты всегда располагать компактно возле южного географического полюса. При этом необходимо помнить, что геологические формации – индикаторы ледниковых периодов намного надежнее палеомагнитных данных по докембрию. Поэтому на наших реконструкциях средне- и позднерифейской Гондваны сочленение восточного и западного фрагментов суперконтинента показано не традиционным образом, а по линии прилегания к Африке материков Австралия и Антарктида (см. рис. 8.6 и 8.7). То же относится и к расположениям северных континентов на рифейских реконструкциях Лавразии. На наших реконструкциях позднего докембрия Китайская платформа помещается не на юге Лавразии, а на территории, примыкающей к Северной Европе (см. рис. 8.8).

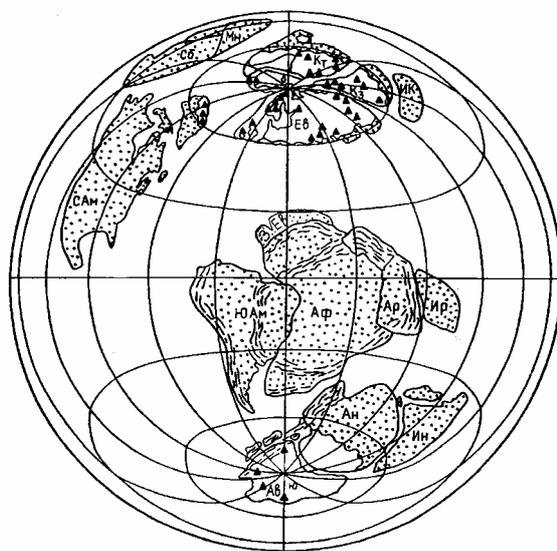


Рис. 8.8. Распад Лавразии и Гондваны около 650 млн лет назад: Ар – Аравийская плита, остальные обозначения см. на рис. 8.2–8.7

В некоторых случаях палеоклиматические данные помогают оценивать также и ширину межконтинентальных океанических бассейнов. Так, можно определить, что в позднем рифее циркумэкваториальный Прототетис по ширине достигал приблизительно 6–10 тыс. км (см. рис. 8.7). Аналогично этому можно оценить, что в венде ширина палеоокеана Япетус по меньшей мере составляла 2000 км, тогда как ширина Палеоуральского океана была еще незначительной (см. рис. 8.8).

Складчатые деформации во второй половине позднего рифея происходили в ограниченных регионах обоих суперконтинентов. Так, в Лавразии орогенические движения сохранились только в примыкающих к Китайской платформе частях Индокитая и в массиве Енисейского кряжа. В Гондване подвижные складчатые пояса продолжали формироваться лишь на востоке Аравийского кратона и в примыкающих к нему частях Антарктической платформы со стороны современного моря Уэдделла.

В венде практически все континенты и кратоны Лавразии продолжали находиться в условиях развития рифтогенных структур, по их периферии устанавливались режимы пассивных континентальных окраин. Лишь в Тимано-Печорском подвижном поясе в конце венда развивались складчатые дислокации и надвиговые образования. В общем же континентальные массивы Лавразии в венде, как и в позднем рифее, продолжали свой центробежный дрейф.

В противоположность этому в терминальном рифее (венде) Гондвана уже переместилась в область существования нисходящего конвективного потока в мантии, что предопределило полную смену тектонического режима развития этого суперконтинента. В результате Южную Америку и Африку охватил процесс интенсивного сжатия с закрытием всех существовавших ранее узких океанических трогов, на месте которых теперь возникли интеркратонные складчатые структуры Панафриканской орогении. В это же время Восточная Гондвана вновь причленяется к Западной вдоль Мозамбикского пояса на восточной окраине Африки. Этим, в частности, объясняется происхождение интенсивных орогенических движений, охвативших в конце венда (приблизительно 630–600 млн лет назад) весь Мозамбикский пояс. Однако окончательная консолидация Гондваны, по-видимому, произошла несколько позже – только в кембрии и ордовике, после завершения последней фазы активизации этого пояса около 550–450 млн лет назад. На этот раз конфигурация южного суперконтинента становится такой же, как и на привычных нам реконструкциях вегенеровской Пангеи (см. рис. 8.9 и 8.10).

Расположение единого суперконтинента в приполярной зоне, как мы видели выше, вызывает резкую неустойчивость вращающейся Земли, в результате чего ее тело стремится повернуться так, чтобы центр тяжести такого континентального массива, в конце концов оказался на экваторе, так как только в этом случае главная ось наибольшего значения момента инерции планеты совпадает с осью ее вращения. Однако при несимметричном расположении двух приблизительно равновеликих суперконтинентов вблизи полюсов может возникнуть квазиустойчивая ситуация, когда общий центр масс этих континентальных массивов лежит в экваториальной плоскости вращающейся Земли, но с осью вращения Земли совпадает третья главная ось момента инерции с минимальным значением момента инерции планеты. В этом случае, согласно законам механики, вращение Земли сохраняется устойчивым. Такая же ситуация наблюдается у современной Земли: большая ось ее главного момента инерции проходит где-то в центре Тихого океана к югу от экватора, а малая – в Северном Полярном бассейне вблизи географического полюса. С учетом сказанного, на рис. 8.7 и 8.8 изображены варианты реконструкций, удовлетворяющие именно этому условию.

Возникновением такой квазиустойчивой ситуации в позднем рифее и венде, по-видимому, можно объяснить сравнительно долгое (около 200 млн лет) пребывание значительных континентальных масс в приполярных областях Земли без заметного поворота ее тела в положение, при котором оба суперконтинента, Лавразия и Гондвана,

оказались бы на экваторе. Если бы эти суперконтиненты располагались в приполярных областях более симметрично по отношению к географическим полюсам, то такой поворот Земли и перемещение обоих суперконтинентов на экватор при средней вязкости мантии около 10^{23} П произошел бы за время менее чем 150 млн лет.

Тем не менее существовавший в позднем рифее и венде дрейф континентов постоянно изменял ориентацию осей главного момента инерции Земли, в связи с чем должны были происходить адекватные этому повороты ее тела по отношению к географическим полюсам. Не исключено, что такими “дрейфогенными” поворотами Земли относительно оси вращения в сочетании с дрейфом континентов и следует объяснять частые смены ледниковых и теплых климатов, происходивших в позднем рифее и венде на одних и тех же материках (Чумаков, 1992). В частности, на рубеже венда и кембрия при окончательном формировании палеозойской Гондваны около 550 млн лет назад благодаря общему повороту Земли приблизительно на 90° Западная Африка оказалась на Южном полюсе, а Северная Америка, Европа и Австралия переместились на экватор (рис. 8.9).

К этому времени, вероятно, и блок Западной Европы уже отделился от Западной Африки и стал дрейфовать к Европейской платформе, с которой он и соединился в палеозое по Реногерцинской шовной зоне. В результате большинство континентов в кембрии расположилось на низких широтах, что и предопределило возникновение столь характерного для этого периода теплого климата Земли (покровные оледенения тогда развивались только на ограниченной территории Западной Африки). Следующий аналогичный и быстрый поворот Земли тоже приблизительно на 90° вокруг оси, перпендикулярной к оси ее вращения, согласно расчетам А.С. Мони́на и В.П. Кеонджяна, произошел в раннем палеозое при формировании вегенеровской Пангеи (Геодинамика, 1979). Этим явлением, по-видимому, можно объяснить быстрое (со скоростью около 5 см/год) кажущееся перемещение полюса по континентам Гондваны от Западной Африки в позднем ордовике до Антарктиды в ранней перми.



Рис. 8.9. Распад Мезогеи, ситуация на время около 550 млн лет назад (условные обозначения см. на рис. 8.2–8.7)

Палеомагнитные данные для фанерозоя, особенно для второй половины, становятся значительно надежнее. Поэтому конфигурацию последнего суперконтинента, Пангеи, существование которого предсказывалось А. Вегенером (1925) еще в 1912 г., обычно определяют по геоморфологическим чертам строения прибрежных зон смежных континентов и палеомагнитным данным. Одна из наиболее совершенных реконструкций,

составленная А. Смитом и Дж. Брайденом (Smith, Briden, 1977), воспроизведена на рис. 8.10.

Как и у предыдущих суперконтинентов, центр тяжести Пангеи также располагался в низких широтах, хотя разросшиеся к этому времени по площади континенты растянулись широкой полосой почти от одного полюса до другого. Если верить этой реконструкции, то оказывалось, что возникшая в конце палеозоя Пангея также находилась в квазиустойчивом состоянии по отношению к оси вращения Земли, при котором с осью вращения совпадала третья, малая ось главного момента инерции планеты. При такой конфигурации Пангея могла бы сохранять свою ориентацию по отношению к оси вращения Земли сколь угодно долго, если бы около 200 млн лет назад не начался ее распад и новый период центробежного дрейфа континентов.

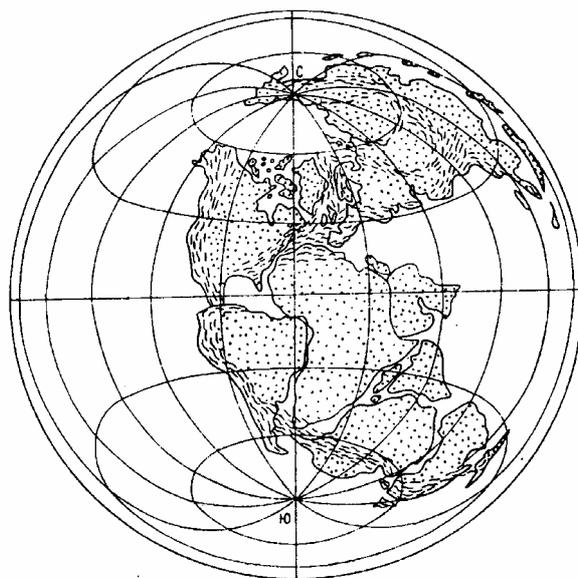


Рис. 8.10. Пангея А. Вегенера около 200 млн лет назад, по работе (Smith, Brieden, 1977)

Более подробно и количественно влияние дрейфа континентов на положение Земли в фанерозое рассматривали А.С. Монин и В.П. Кеонджян в монографии «Геодинамика» (1979). Напомним, что с осью вращения современной Земли, совпадает малая ось ее главного момента инерции. Тем не менее, наша планета продолжает устойчивое вращение без тенденции к значительному кажущемуся дрейфу полюсов.

8.6. История дрейфа континентов в мезозое и кайнозое, прогноз на будущее

История раскола Пангеи и последующего центробежного дрейфа входивших в нее континентов в мезозое и кайнозое вплоть до современного их положения на земном шаре изучена достаточно полно (Зоненшайн и др., 1976, 1977; Smith, Briden, 1977; и др.). Поэтому приведем лишь одну реконструкцию для промежуточной эпохи (около 60 млн лет назад), изображенную на рис. 8.11, и для сравнения современное расположение континентов в той же проекции Ламберта (рис. 8.12).

Рассматривая рис. 8.10, 8.11 и 8.12, можно видеть, как постепенно раскрывался Атлантический океан и закрывался океан Тетис, на месте которого в конце кайнозоя возник грандиозный Альпийско-Гималайский горный пояс. Из этих рисунков видно, как Африка и Аравия дрейфовали к северу, постепенно закрывая западную часть океана Тетис. К настоящему времени от этого древнего и обширного океана остались лишь небольшие реликты – восточная часть Средиземноморской впадины, Черное море и южная котловина Каспийского моря. Образование Альпийских и Кавказских гор во многом связано со столкновением Африкано-Аравийской плиты с островными дугами, обрамлявшими с юга Западно-Европейскую и Русскую платформы. Другой и, по-

видимому, наиболее яркий пример формирования высочайших горных систем планеты – стремительный дрейф Индии из Южного полушария в Северное. Индия оторвалась от Антарктиды около 100 млн лет назад, а 30 млн лет назад она столкнулась с южной окраиной Азиатского континента, преодолев со скоростью, превышающей 9 см/год, за 70 млн лет путь длиной более 6,5 тыс. км. Столкновение Индии с Азиатским континентом и продолжающееся до наших дней ее продвижение к северу привело к образованию горных поясов Гиндукуша, Памира и Гималаев, а также высокогорного плато Тибета. На рис. 8.11 видна промежуточная стадия образования Индийского океана с субконтинентом Индия по середине и уже обособившимся Мадагаскаром, но Австралия еще соединена с Антарктидой (их разрыв произошел несколько позже – около 50–40 млн лет назад).



Рис. 8.11. Распад Пангеи (около 60 млн лет назад), по работе (Smith, Brieden, 1977)

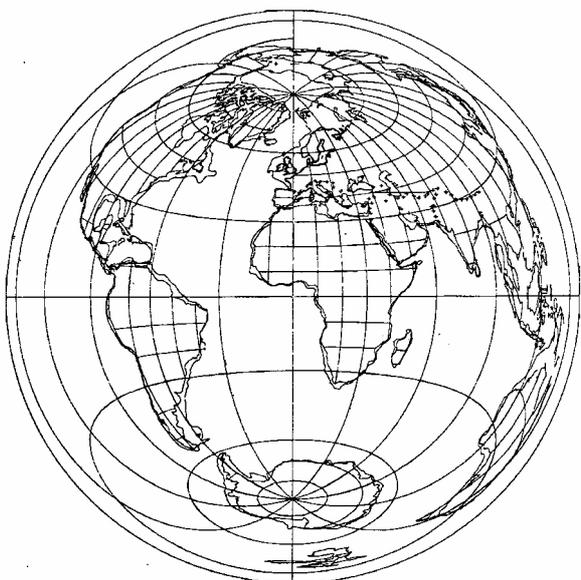


Рис. 8.12. Положение континентов и океанов на поверхности современной Земли в проекции Ламберта, по работе (Smith, Brieden, 1977)

Из реконструкций, приведенных на рис. 8.6–8.12, видно, что природа океанов Атлантического и Тихоокеанского типа совершенно различны. Действительно, океаны Атлантического типа формируются благодаря расколам континентов и по сути своей являются межконтинентальными. Возраст их жизни от момента образования до полного

закрытия по циклу Вильсона (см. рис. 7.16) несколько меньший, чем продолжительность мегациклов образования суперконтинентов (около 800 млн лет), и, по-видимому, не превышает 600 млн лет. Нашему времени соответствует первая половина этого цикла, поэтому и возрасты молодых океанов сейчас не превышают 150 млн лет.

Иная ситуация наблюдается с Тихоокеанским сегментом Земли: Тихий океан является остатком того древнего единого Палеоокеана, который начал формироваться после возникновения центростремительного дрейфа осколков Мегагеи около 1,5 млрд лет назад, но окончательно сформировался только при образовании Мезогеи около 1 млрд лет назад (см. рис. 8.5–8.12). Древности Тихого океана вовсе не противоречит относительная молодость его дна, поскольку оно формируется благодаря действию конвейерного механизма, а более древние участки океанского дна уже давно погрузились в мантию.

Отмеченные принципиальные отличия тектонического строения и возрастов Атлантического и Тихого океанов полностью подтверждаются геологическими данными (Пушаровский, 2001).

Очевидно, можно не только делать реконструкции положения континентов на поверхности Земли для прошлых геологических эпох, но и экстраполировать их современный дрейф на будущее. Одно из таких построений, рассчитанное на 50 млн лет вперед (рис. 8.13), выполнили еще в начале 70-х годов XX в. Р. Дитц и Дж. Холден (1974). Как видно из этой реконструкции, через 50 млн лет Атлантический и Индийский океаны станут существенно шире. Соответственно сократится площадь Тихого океана. Северная и Южная Америки сместятся к западу, Африка – к северо-востоку, Европа, Азия и Индия – к востоку, Австралия – к северу и достигнет экватора, тогда как Антарктида почти не изменит своего положения по отношению к Южному полюсу.

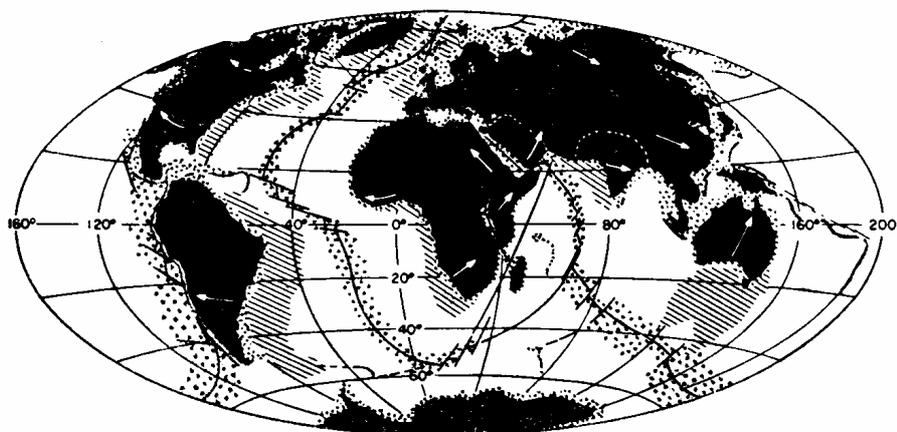


Рис. 8.13. Прогноз положения континентов на 50 млн лет вперед, по Р. Дитцу и Дж. Холдену (1974): косой штриховкой показано современное положение континентов, черной заливкой их положение через 50 млн лет; редким крапом показано наращивание новой океанической коры; частым и мелким крапом – шельфовые области

Глава 9. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГИДРОСФЕРЫ И ОКЕАНОВ

Молодая Земля в катархее была лишена как гидросферы, так и плотной атмосферы (см. раздел 3.7). Поэтому естественно предположить, что эти внешние и весьма подвижные геосферы возникли на Земле только благодаря ее дегазации, которая могла начаться лишь после возникновения в недрах процессов дифференциации земного вещества и появления первых признаков эндогенной тектономагматической активности на поверхности около 4 млрд лет назад. Следует ожидать также, что дегазация Земли, а точнее, ее мантии существенно зависела не только от тектонической активности, определяемой интенсивностью конвективных движений в мантии, но и от ее химического состава. Основные черты эволюции химического состава конвектирующей мантии были рассмотрены в разделе 4.5.

В протерозое и фанерозое после окончания процесса формирования земного ядра понятия “конвектирующая мантия” и просто “мантия Земли” полностью совпадают. Но в архее это было не так. Под конвектирующей мантией в архее будем понимать только участки земной оболочки, прошедшие дифференциацию (перекрывающие зоны сепарации железа и его окислов в земных недрах) и охваченные конвективными течениями. В раннем архее конвектирующая мантия была еще сравнительно тонкой, но постепенно увеличивалась по массе (см. рис. 4.9), скорее всего существовала в виде кольцевой геосферы под экваториальным поясом Земли (см. разделы 4.4 и 6.7). Только к концу архея она превратилась в полностью сферическую оболочку.

9.1. Формирование гидросферы на Земле

Во второй половине XX в., особенно после опубликования известной работы В. Руби (Rubey, 1951) о геологической истории морской воды, стало почти общепризнанным представление о том, что происхождение гидросферы и накопление воды в океанах полностью определялось дегазацией мантии и, таким образом, зависело от эндогенных режимов развития Земли. В большинстве работ предполагалась ранняя дегазация Земли, начавшаяся сразу же после ее возникновения, но в разных моделях протекавшая с разной скоростью. Однако в моделях такого рода скорость дегазации мантии принималась произвольной или обосновывалась общими соображениями, но только при условии равенства массы дегазированной воды ее реальной массе в гидросфере. Поэтому и основанные на таких подходах закономерности накопления воды в океанах обычно носили лишь умозрительный характер и полностью исключали количественный подход.

С появлением теории тектоники литосферных плит и особенно после разработки основ концепции глобальной эволюции Земли возникла реальная возможность количественного описания процессов формирования океанов на Земле. Первые количественные модели роста массы воды в Мировом океане, основанные на представлениях наиболее общей концепции глобальной эволюции Земли (вобравшей в себя, как составную часть, тектонику литосферных плит), были выполнены еще в середине 70-х – начале 80-х годов (Сорохтин, 1974, 1979). В этих моделях учитывалось, что скорость дегазации Земли прямо пропорциональна скорости конвективного массообмена в мантии Φ , а главный вклад в мантийную конвекцию вносит наиболее мощный энергетический процесс – гравитационная химико-плотностная дифференциация земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию. Однако и в этих работах начало дегазации Земли еще относилось к моменту окончания процесса формирования нашей планеты около 4,6 млрд лет назад.

Несколько позже (Монин, Сорохтин, 1984; Сорохтин, Ушаков, 1991) были опубликованы более совершенные модели формирования гидросферы, основанные на бародиффузионном и зонном механизмах дифференциации земного вещества (см. разделы 4.2 и 4.3). В этих моделях уже учитывалось, что дегазация Земли могла начаться значительно позже времени ее образования (приблизительно на 600 млн лет) – только

после предварительного прогрева первоначально холодных земных недр до температуры начала плавления силикатов и возникновения у молодой Земли первой астеносферы.

У молодой Земли отсутствовала гидросфера, а земная атмосфера была весьма разреженной и состояла только из азота и благородных газов. Все же летучие элементы и соединения, входящие сейчас в состав этих геосфер, тогда еще находились в земных недрах в связанном состоянии (см. гл. 3). Дегазация Земли началась только после расплавления земного вещества в ее верхних слоях, возникновения первых конвективных движений в верхней мантии и разрушения первозданной литосферной оболочки, т.е. после начала тектономагматической активности Земли около 4 млрд лет назад.

Первичная дегазация мантии, по-видимому, связана со снижением растворимости летучих компонентов в силикатных расплавах при относительно малых давлениях. В результате излившиеся на поверхность Земли мантийные расплавы, в основном базальты, а в архее и коматиитовые магмы, вскипели, отдавая излишки летучих элементов и соединений в атмосферу. Кроме того, часть летучих могла освобождаться и при выветривании изверженных пород после их разрушения в поверхностных условиях, однако главным механизмом дегазации воды все-таки является снижение ее растворимости при охлаждении и кристаллизации водосодержащих базальтовых расплавов при низких давлениях (рис. 9.1).

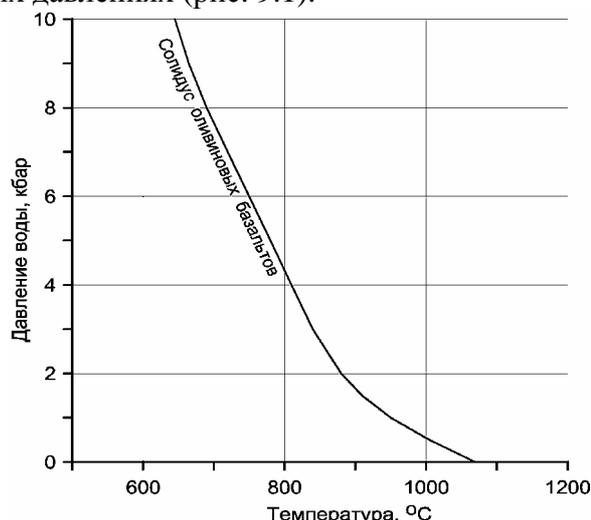


Рис. 9.1. Кривая солдуса оливиновых базальтов в зависимости от давления (содержания) воды, растворенной в базальтовом расплаве, по Х. Йодеру (1979). При кристаллизации базальтов происходит выделение растворенной в базальтовых расплавах воды

Отсюда следует, что скорость дегазации Земли пропорциональна массе изливающихся на земную поверхность в единицу времени мантийных пород, содержанию в них летучих компонентов и их подвижности. В первом приближении скорость изливания мантийных пород пропорциональна тектонической активности Земли, определяемой ее суммарными теплотерями \mathcal{Q}_m (см. рис. 5.16, кривая 1) или производной по времени от тектонического параметра Земли $\mathcal{K} = \mathcal{Q}_m / \mathcal{Q}_{m0}$, где \mathcal{Q}_{m0} — современное значение идущего из мантии суммарного глубинного теплового потока (см. раздел 5.6).

В этом случае скорость дегазации мантии оказывается пропорциональной содержанию в мантии данного компонента $(m_i)_m$, его показателю подвижности χ_i и скорости конвективного массообмена в мантии \mathcal{K}

$$n\mathcal{K}_i = -(m_i)_m \cdot \chi_i \cdot \mathcal{K} \quad (9.1)$$

Тогда масса дегазированного i -го летучего компонента и его накопление во внешних геосферах Земли определится выражением:

$$m_i = (m_i)_0 \cdot (1 - e^{-\chi_i \cdot z}) \quad (9.2)$$

где $(m_i)_0$ – суммарная масса i -го летучего компонента в Земле (в мантии и внешних геосферах). Для определения массы дегазированной из мантии летучей компоненты m_i , например воды в уравнение (9.2), необходимо подставить начальные и граничные условия по содержанию этого компонента (воды) во внешних геосферах Земли.

В связи с тем что механизмы дифференциации земного вещества в архее и послеперархейское время принципиально отличались друг от друга, следует ожидать, что и показатели подвижности χ_i летучих компонент, во всяком случае некоторых из них, также могут существенно отличаться друг от друга. В архее все силикатное вещество конвектирующей мантии вместе с содержащимися в нем летучими компонентами неизбежно проходило через слой расплавленного железа. При этом окислы, обладавшие меньшей теплотой образования, чем оксид двухвалентного железа (63,64 ккал/моль), должны были диссоциировать, отдавая свой кислород на окисление железа до двухвалентной закиси. Теплота образования водяного пара (флюида) равна 57,8 ккал/моль, а углекислого газа – 94,05 ккал/моль. Следовательно, пары воды, проходя через слой расплавленного железа в архейских зонах дифференциации земного вещества, должны были диссоциировать (с поглощением кислорода железом), тогда как углекислый газ мог беспрепятственно пересекать этот слой зонной дифференциации. Отсюда следует, что в архее показатель подвижности воды в уравнениях (9.1) и (9.2) был существенно меньшим, чем в послеперархейское время, тогда как для углекислого газа показатель подвижности мог оставаться постоянным для всего времени его дегазации из мантии. Заметим попутно, что вместе с водой на расплавах железа в архее диссоциировали и многие другие окислы и сульфиды с малой величиной теплоты образования, восстанавливаясь при этом до свободных элементов.

Тектонический параметр Земли z , в уравнениях (9.1) и (9.2) был определен в разделе 5.6. Поскольку показатели подвижности воды в архее и после архея могут резко отличаться друг от друга, то для расчета дегазации мантии необходимо составить два уравнения дегазации (9.2) с разными показателями подвижности, объединив их условием неразрывности процесса дегазации на рубеже архея и протерозоя. В этом случае в двух уравнениях оказываются три неизвестных параметра: два показателя подвижности воды и начальная масса воды в земном веществе $(m_{H_2O})_0$. Следовательно, для количественного решения задачи необходимо определить и подставить в уравнения три независимых граничных условия.

Первым из крайних условий может быть суммарная масса воды, содержащаяся в современном океане, континентальной и океанической коре, вместе взятых. Используя наиболее вероятные значения массы воды в океане, а также данные по содержанию воды в земной коре, приведенные в работе А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1967) и дополненные собственными наблюдениями и расчетами, мы приняли для настоящего времени следующие значения масс воды в гидросфере: в океане $1,372 \cdot 10^{24}$ г, в континентальной коре вместе с континентальными водами и ледниками $0,446 \cdot 10^{24}$ г. Для океанической коры примем трехслойное строение, включая осадочный слой со средней мощностью 0,5 км и плотностью $2,2$ г/см³; слой, объединяющий базальты, долеритовые дайки и габбро общей мощностью 4 км и плотностью $2,9$ г/см³; серпентинитовый слой мощностью 2 км и плотностью 3 г/см³. Примем также, что в осадках содержится до 20% воды, в базальтах и габбро – около 2,5 и в серпентинитах – до 11% связанной воды. Тогда общее содержание воды в современной океанической коре приблизительно равно $0,358 \cdot 10^{24}$ г. Всего же во внешних геосферах Земли (в гидросфере) сейчас содержится $2,176 \cdot 10^{24}$ г воды. Это количество воды было дегазировано из недр Земли за все время ее геологической жизни, т.е. за последние 4 млрд лет истории планеты. Строго говоря, это утверждение не совсем справедливо, поскольку часть попавшей на земную поверхность воды диссоциировала при гидратации пород океанической коры (см. раздел 9.4), часть диссоциировала в верхних слоях атмосферы (под влиянием солнечного излучения), а в

протерозое и фанерозое значительная часть воды по зонам поддвига плит вновь постоянно возвращалась в мантию. Однако если принимать во внимание не абсолютную массу, а только ее эффективное значение, равное разности масс дегазированной и субдуцированной воды, то все расчеты остаются в силе, лишь эффективное значение показателей подвижности χ оказывается несколько меньшим их реальных значений. Таким образом, принимаем, что в настоящее время во внешних геосферах Земли (в океанах, континентальных водах и запасах льда, в океанической и континентальной коре) находится около $2,176 \cdot 10^{24}$ г.

Для определения второго краевого условия задачи – суммарной массы воды на Земле $(m_{H_2O})_0$ – предварительно необходимо определить ее массу в современной мантии.

Проблема определения концентрации воды в мантийном веществе сама по себе является фундаментальной для глобальной петрологии и, к сожалению, еще окончательно не решена в основном из-за того, что практически все мантийные породы, попадающие на поверхность Земли, тут же (еще в процессе подъема и вывода на поверхность) интенсивно контаминируются поверхностными водами. Даже самые глубинные ксенолиты, например гранатовые перидотиты или эклогиты кимберлитовых трубок взрыва, на поверку оказываются лишь осколками древней океанической коры, затянутой на большие глубины под континенты по бывшим зонам субдукции (Сорохтин, 1985; Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996). Тем не менее свежие базальты океанических островов, несмотря на возможность захвата ими морских вод, фильтрующихся через тела стратовулканов, обычно содержат очень мало воды – не более 0,3% ОН (Йодер, Тилли, 1965). По этим и другим соображениям теоретического характера, большинство современных петрологов, изучающих горные породы мантийного происхождения, склонны считать, что воды в мантии исключительно мало. Так, А. Рингвуд (1981) принимает, что в мантии содержится около 0,1% воды, В.А. Пугин и Н.И. Хитаров (1978) считают, что ее меньше 0,025–0,1%.

О содержании воды в мантийном веществе Земли косвенно может свидетельствовать и состав лунных базальтов, поскольку Луна скорее всего является “сестрой” Земли и уж явно сформировалась в той же области пространства Солнечной системы, что и наша планета (см. гл. 3). Действительно, сходство лунных “морских” и земных океанических базальтов настолько велико, что один из крупнейших петрологов, А. Рингвуд (1982), предположил даже единый их источник. Но анализы показали, что лунные базальты предельно сухи и содержание воды в них колеблется от 0,015 до 0,046% (Мэйсон, Мелсон, 1973) и никогда не превышает 0,05%. Эта информация важна для нас, поскольку лунные породы, в отличие от земных, не контаминированы летучими компонентами в экзогенных условиях и полностью отвечают своей ювенильной природе. В отношении воды, правда, следует учитывать ее возможную потерю за счет дегазации базальтовых расплавов во время их излияния на лунную поверхность, хотя при таких низких концентрациях воды ее удаление из базальтов не должно быть значительным.

На наш взгляд, надежные данные можно получить, анализируя составы закалочных стекол недифференцированных толеитовых базальтов, излившихся в океанических рифтовых зонах на глубинах около 2 км и более (на этих глубинах при внешних давлениях воды, превышающих ее критическое значение 220 бар, вообще не должна происходить потеря воды базальтами). В таких свежих базальтовых стеклах обычно содержится около 0,25–0,3% воды (Альмухамедов и др., 1985). Однако при их нагревании до 500 °С теряется около 0,2–0,25% кристаллизационной воды, которую следует считать контаминационной, захваченной базальтами из океана. Оставшаяся же вода (приблизительно 0,05–0,06%) отгоняется из стекол только при температурах, превышающих 900 °С, т.е. практически при плавлении самих базальтов. Следовательно, только такую воду и можно принимать ювенильной.

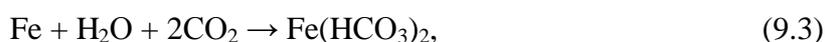
При выплавлении базальтов из мантийного вещества вода, как активный реагент, понижающий температуру плавления силикатов, очевидно, в большей степени должна

концентрироваться в базальтовых расплавах (Пугин, Хитаров, 1978). Поэтому можно ожидать, что в мантийном веществе концентрация воды не превышает все тех же 0,05–0,06%, т.е. мантия Земли действительно предельно сухая. Для определенности примем концентрацию воды в этой геосфере равной 0,05%. Тогда суммарное содержание воды в современной мантии достигает $2,007 \cdot 10^{24}$ г, а суммарная масса воды на Земле приблизительно равна $(m_{\text{H}_2\text{O}})_0 \approx 4,193 \cdot 10^{24}$ г.

Третьей опорной точкой расчетов могло бы послужить определение массы воды в гидросфере в промежуточный момент времени, естественно, если такое определение вообще возможно выполнить. При использовании дополнительных геологических данных это вполне разрешимая задача. Поскольку океан постепенно увеличивался в объеме, то в истории его развития неизбежно должен был наступить такой момент, когда океанические воды перекрыли собой гребни срединно-океанических хребтов с расположенными на них рифтовыми зонами Земли. После этого должна была быстро возрасти гидратация пород океанической коры и как следствие – измениться условия выплавки континентальной коры в зонах поддвига океанических плит под континенты и островные дуги. Такие изменения, отмечаемые в геологической летописи Земли, действительно происходили на рубеже архея и протерозоя (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), и с точки зрения теории тектоники литосферных плит они неплохо объясняются увеличением степени гидратации пород океанической коры. Именно такая интерпретация послужила основой для количественных расчетов некоторых предшествующих моделей эволюции Мирового океана (Сорохтин, 1974; Монин, Сорохтин, 1984).

Однако в истории развития Мирового океана наиболее четко и резко должен выделяться момент полного насыщения пород океанической коры водой и последующего отрыва поверхности растущего океана от среднего уровня стояния гребней срединно-океанических хребтов. Объясняется это тем, что до того времени вся дегазировавшаяся из мантии избыточная вода полностью уходила в океаническую кору (масса океана временно сохранялась приблизительно постоянной), т.е., попадая в рифтовые зоны, вода из них обратно уже не вытекала. В результате до этого момента не могла существовать и свободная циркуляция океанических вод по толще океанической коры, а следовательно, не мог происходить и широкий вынос минеральных веществ из рифтовых зон Земли в океаны. Поэтому только после полного насыщения океанической коры водой и некоторого подъема поверхности океана над уровнем гребней срединно-океанических хребтов из рифтовых зон в океаны стали в изобилии выноситься минеральные компоненты океанической коры, тогда как до этого момента состав океанических вод преимущественно определялся только континентальным стоком.

Следовательно, после описываемого события должна была резко измениться и геохимия океанических осадков – в их составе должны были в изобилии появиться выносимые из мантии элементы. Наиболее характерным из таких элементов и ярким индикатором искомого рубежа – момента насыщения океанической коры водой, безусловно, является железо. Ведь в докембрийской мантии в заметных количествах еще содержалось свободное (металлическое) железо. Поднимаясь вместе с горячим мантийным веществом в рифтовые зоны, оно вступало там в реакцию с морской водой, образуя в бескислородной среде в присутствии углекислого газа хорошо растворимый в воде бикарбонат железа:

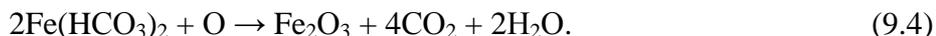


а также формальдегид – одно и соединений, послуживших, по-видимому, основой возникновения жизни на Земле (Галимов, 2001):



После перекрытия поверхностью океана гребней срединно-океанических хребтов растворимая гидроокись железа стала разноситься по всему океану. Попадая на

мелководья с богатым фитопланктоном, двухвалентная окись железа могла окисляться микроводорослями прямо *in situ* в воде почти без выделения кислорода в атмосферу:



В дальнейшем благодаря жизнедеятельности железобактерий, образующийся гематит мог переходить в магнетит, а кислород – усваиваться этими же бактериями (Слоботкин и др., 1995):



Однако в те далекие времена существования почти бескислородной атмосферы и отсутствия у нее озонового слоя, реакция окисления железа в приповерхностных слоях океанической воды могла протекать и абиогенным путем, только за счет фотодиссоциации воды жестким ультрафиолетовым излучением Солнца (Braterman et al., 1983).

Окисленное трехвалентное железо и магнетит, как нерастворимые в воде продукты этих реакций, тут же осаждались на дно, постепенно накапливая мощные толщи богатых железом осадков, сформировавших затем крупнейшие железорудные месторождения мира (см. раздел 11.3).

Изучая распространение железистых формаций в геологической истории Земли, можно отметить две характерные, крупные и четко выраженные эпохи железнакопления. Первая из них наблюдалась во второй половине архея, приблизительно от 3,1–3 до 2,5 млрд лет назад, а вторая и наиболее крупная, с которой связано более 70% мировых запасов железа, проявилась практически на всех континентах и началась около 2,2 млрд лет назад (Войткевич, Лебедько, 1975; Голдич, 1975). С первой эпохой связано образование железных руд киватинского типа, обычно ассоциирующихся с вулканогенно-осадочными отложениями замкнутых бассейнов типа краевых морей. Во вторую эпоху возникли джеспилитовые руды криворожского типа (месторождения КМА, оз. Верхнего, Хамерсли в Австралии и др.), обычно приуроченные к протяженным зонам бывших пассивных окраин континентов, попавших во время Сфекофеннской орогении в пояса коллизии континентов.

Таким образом, если приведенные выше предпосылки верны, то в качестве третьей опорной точки для расчетов мы могли бы принять два разных момента в истории Земли: 3,1 и 2,2 млрд лет назад. Кроме того, судя по существованию подушечных базальтовых лав в зеленокаменных поясах Барбертона (Южная Африка) возрастом около 3,4 млрд лет, можно предположить, что и тогда воды Мирового океана уже перекрывали гребни срединно-океанических хребтов. Но самое удивительное то, что использование для расчетов этих трех возрастов приводит приблизительно к одинаковым результатам. Как же в таком случае эти решения совместить друг с другом? Ниже мы покажем, что в раннедокембрийской истории Земли насыщение океанической коры водой действительно должно было происходить три раза, и трижды поверхность океана должна была перекрывать гребни срединно-океанических хребтов. Первый раз – в раннем архее, около 3,6 млрд лет назад, второй раз – в начале позднего архея, приблизительно 3,1–3,0 млрд лет назад, и третий раз – в раннем протерозое, около 2,2 млрд лет назад (см. рис. 9.5). Причиной же такого явления были резкие колебания тектонической активности Земли и накопление воды в океане.

Более надежно определено начало развития третьей мировой трансгрессии океана или второй и крупнейшей эпохи накопления железорудных формаций – 2,2 млрд лет назад. Поэтому в наших расчетах мы воспользуемся именно этой датировкой.

Определение массы воды в гидросфере 2,2 млрд лет назад начнем с нахождения массы воды в океанах. По принятому нами предположению, в раннем протерозое, около 2,2 млрд лет назад, поверхность океана совпадала с уровнем гребней срединно-океанических хребтов. Поэтому средняя глубина океанов тогда точно равнялась средней

глубине океанических впадин, измеряемой от того же среднего уровня стояния гребней срединно-океанических хребтов. Но из теории формирования литосферных плит известно, что глубина таких впадин Δh определяется простой зависимостью

$$\Delta h \sim \sqrt{t}, \quad (9.6)$$

где t — возраст литосферной плиты, тогда как тепловой поток q через океаническое дно определяется обратной зависимостью: $q \sim 1/\sqrt{t}$. Отсюда сразу получается, что средняя глубина океанических впадин всегда обратно пропорциональна среднему значению пронизывающего океанское дно тепловому потоку

$$\Delta \bar{h} \sim 1/\bar{q} \quad (9.6')$$

Обратим внимание на то, что сейчас около 92% глубинного (мантийного) теплового потока проходит через океанические плиты, а на континенты (с учетом, что большая часть теплового потока в них генерируется распадом радиоактивных элементов) приходится не более 8% от этого потока. В прошлые геологические эпохи это соотношение было сдвинуто в сторону океанических плит еще больше. Поэтому для определения средних глубин океанов можно воспользоваться приведенной выше (см. раздел 5.6) энергетической оценкой мантийного теплового потока \mathcal{Q}_m (см. рис. 5.16, кривая 2). Соответствующие расчеты показывают, что около 2,2 млрд лет назад средняя глубина океанов равнялась приблизительно 1 км.

Площадь океанов в протерозое, очевидно, была равна площади Земли за вычетом площади континентов. Если предположить, что мощность континентальной коры со временем менялась мало и 2,2 млрд лет назад она была приблизительно такой же, как и в настоящее время, то можно ожидать, что площадь континентов пропорциональна их массе, а эволюция массы континентов оценена в разделе 6.8 (см. рис. 6.23). Площадь океанов 2,2 млрд лет назад достигала $3,48 \cdot 10^{18}$ см². Отсюда следует, что масса воды в океанах тогда достигала $0,325 \cdot 10^{24}$ г.

Массу воды, связанной в континентальной коре 2,2 млрд лет назад, нетрудно определить по приведенной выше зависимости, изображенной на рис. 6.23. По геологическим данным, в раннеархейской континентальной коре концентрация воды была исключительно низкой — близкой к ее ювенильному содержанию, а дегазируемая из мантии вода добавляла к этой концентрации не более 0,01%. К концу архея, по нашим оценкам, эта доля связанной воды поднялась до 0,6%, а к современному моменту — до 2%. В этом случае можно найти, что 2,2 млрд лет назад в континентальной коре содержалось около $0,109 \cdot 10^{24}$ г связанной воды.

Массу воды, связанной в океанической коре, также можно найти аналитическим путем, правда, если удастся выяснить ее строение. Если принять, что скорость пелагического седиментогенеза за промежутки времени, превышающие периоды отдельных фаз тектонических циклов, менялась мало, то мощность накапливаемых осадков в океане окажется пропорциональной времени их накопления, т.е. времени жизни океанических литосферных плит τ (см. рис. 6.16). Другими словами, средняя мощность океанических осадков оказывается приблизительно обратно пропорциональной квадрату тектонической активности Земли $H_s \sim 1/\mathcal{Q}$. Средняя мощность современных океанических осадков близка к 500 м, тогда можно определить, что 2,2 млрд лет назад средняя мощность пелагических осадков на дне океанов не превышала 80 м.

Примем, что мощность базальтового слоя H_b пропорциональна перегреву мантии ΔT по отношению к температуре солидуса мантийного вещества T_s . Тогда $H_b \sim (T_m - T_s)$, где T_m — приведенная к поверхности средняя температура мантии (современное значение $T_m \approx 1320$ °C). Перегрев мантии ΔT был оценен в разделе 4.2 и изображен на рис. 4.2. Учитывая это, находим, что 2,2 млрд лет назад мощность базальтового слоя вместе со слоем габбро достигала приблизительно 5,69 км.

При определении мощности серпентинитового слоя необходимо учитывать, что он возникает за счет проникновения в нижние этажи океанической коры морских вод и гидратации там ультраосновной (реститовой) части тела литосферной плиты. Однако глубина проникновения океанических вод в серпентинизируемую толщу ультраосновных пород ограничивается реологическими свойствами самого серпентинита (Сорохтин, 1974; Лобковский и др., 1986). Объясняется это тем, что при давлениях 2–2,5 кбар серпентинит становится настолько пластичным материалом, что в нем под действием давления вышележащих пород и слоя океанской воды все поры на подошве серпентинизируемой толщи полностью закрываются и дальнейшая серпентинизация прекращается. Полному закрытию пор способствует также увеличение объема породы при ее серпентинизации приблизительно на 10%. Этим явлением объясняется и постоянство мощности океанической коры под ненарушенными участками океанического дна независимо от скорости спрединга во время формирования соответствующих литосферных плит. Таким образом, мощность океанической коры 2,2 млрд лет назад оказалась приблизительно равной 7,58 км.

Принимая теперь, что средняя плотность пелагических осадков приблизительно равна $2,2 \text{ г/см}^3$ и в них содержится до 20% воды, в гидратированных базальтах и габбро плотностью около $2,9 \text{ г/см}^3$ содержится около 2,5%, а в серпентинитах плотностью 3 г/см^3 концентрация связанной воды достигает 11%, находим, что в океанической коре 2,2 млрд лет назад содержалось воды около $0,385 \cdot 10^{24} \text{ г}$. В этом случае суммарная масса воды в гидросфере составляла $0,325 \cdot 10^{24} + 0,385 \cdot 10^{24} + 0,109 \cdot 10^{24} = 0,819 \cdot 10^{24} \text{ г}$.

Учитывая приведенные подходы и выполненные оценки, удалось определить и эволюцию строения океанической коры для всей геологической истории Земли. Результаты соответствующих расчетов приведены на рис. 9.2.

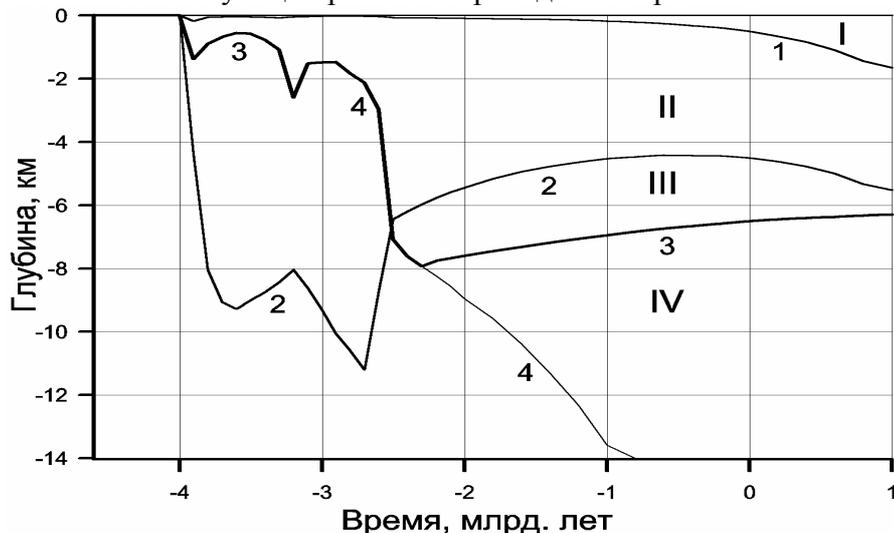


Рис. 9.2. Эволюция строения океанической коры: I – осадочный слой океанической коры, II – базальто-габброидный слой океанической коры, III – серпентинитовый слой океанической коры, IV – подкорковая мантия; 1 – подошва осадочного слоя, 2 – подошва базальто-габброидного слоя, 3 – подошва океанической коры (граница Мохоровичича), 4 – изотерма критической температуры воды 374 °C, ниже которой океаническая вода не может проникать (в архее эта граница совпадала с подошвой океанической коры)

Составляя систему из двух уравнений типа (9.2) отдельно для архея и послеперархейского времени, можно подставить в них найденные выше значения массы воды в современной Земле, ее гидросфере и в гидросфере раннего протерозоя, около 2,2 млрд лет назад. Поскольку в этих уравнениях оказываются разными значения показателей подвижности воды, то их еще необходимо объединить в общую систему условием неразрывности процесса дегазации на рубеже архея и протерозоя. Лишь после этого можно найти зависимость от времени дегазированной из мантии массы воды. При этом

показатель подвижности воды в архее оказался равным $\chi_1 = 0,123$, а в протерозое и фанерозое, как и предполагалось, почти в 12 раз бóльшим – $\chi_2 = 1,45$.

Результаты расчета накопления воды в гидросфере Земли приведены на рис. 9.3. Как видно из рисунка, режим накопления воды во внешних геосферах Земли существенно изменился на рубеже архея и протерозоя. Особенно резко это изменение проявилось в накоплении воды в океанической коре, это было вызвано образованием в начале протерозоя серпентинитового слоя океанической коры – главного и наиболее емкого резервуара связанной воды на Земле.

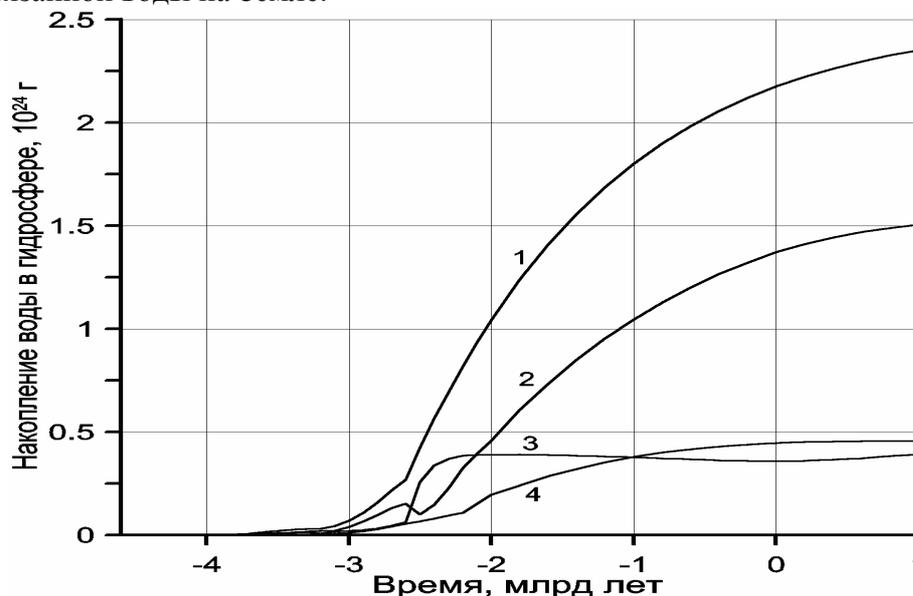


Рис. 9.3. Накопление воды в гидросфере Земли: 1 – суммарная масса дегазированной из мантии воды; 2 – масса воды в океане; 3 – масса воды, связанная в океанической коре; 4 – масса воды, связанная в континентальной коре

После образования серпентинитового слоя в раннем протерозое, около 2,5 млрд лет назад, заметные количества воды из океана перешли в этот слой, а масса воды в океане соответственно уменьшилась.

Найденные значения параметров в краевых условиях решаемой задачи являются приближенными, но степень их достоверности можно оценить только путем сравнения полученных теоретических результатов с эмпирическими геологическими данными. Ниже, в разделе 11.3, будет приведен один из примеров такого сравнения (развитие железорудных формаций докембрия, изображенное на рис. 11.7 и 11.8), показывающих, что определенные нами параметры, по-видимому, все-таки близки к их реальным значениям.

После того как удалось определить суммарную массу воды в Земле и значения показателей подвижности воды в архее и в послепроархейское время, по уравнению (9.1) удастся определить скорость накопления воды в земной гидросфере. График скорости дегазации воды из мантии, построенный таким путем, приведен на рис. 9.4. Из графика видно, что максимум скорости дегазации воды приходится на 2,5 млрд лет назад, т.е. на начало протерозоя, тогда как максимум тектонической активности Земли наблюдался в архее. Это кажущееся несогласие объясняется тем, что в архее, как уже говорилось, бóльшая часть дегазированной воды еще в мантии диссоциировала на расплавах железа в зонах дифференциации земного вещества по реакции $\text{H}_2\text{O} + \text{Fe} \rightarrow \text{FeO} + \text{H}_2$. В протерозое и тем более в фанерозое диссоциации воды в мантии больше не происходило и она в полном соответствии с уравнением (9.1) и без потерь поступала в гидросферу Земли.

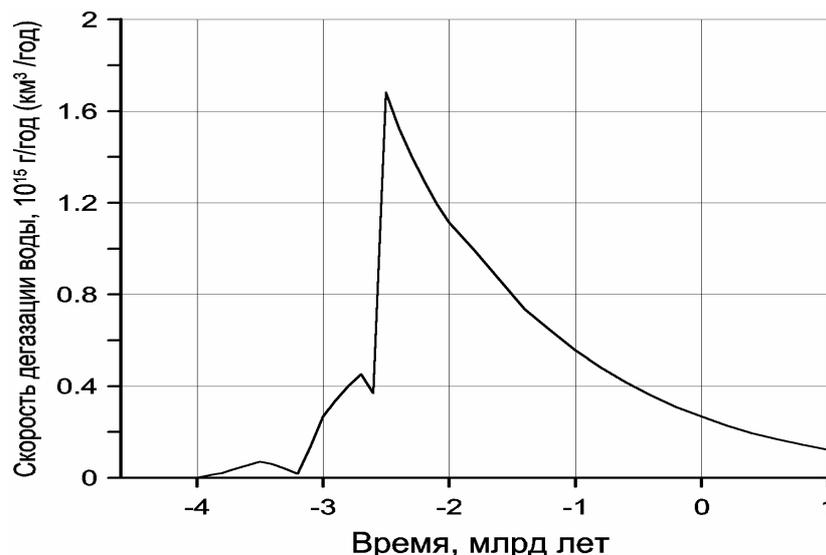


Рис. 9.4. Скорость дегазации воды из мантии в гидросферу Земли

Если бы в архее не происходило диссоциации воды на расплавах железа и показатель ее подвижности был таким же, как в протерозое и фанерозое, то легко определить, что к настоящему времени из мантии дегазировалось бы около $4,749 \cdot 10^{24}$ г воды вместо $2,176 \cdot 10^{24}$ г в реальной гидросфере Земли. Помимо диссоциации воды в недрах архейской мантии Земли ее разложение происходило и на земной поверхности. Действительно, диссоциация воды происходит в гидротермах рифтовых зон при гидратации железистых силикатов, в раннем докембрии могла быть заметной диссоциация воды под влиянием жесткого излучения Солнца. Судя по кислородному балансу в земной коре и гидросфере, можно оценить, что в сульфатном и окисножелезном резервуарах этих геосфер сейчас связано около $0,172 \cdot 10^{24}$ г кислорода, происхождение которого, вероятнее всего, также связано с диссоциацией воды. При этом общая масса диссоциированной таким путем воды (около $0,194 \cdot 10^{24}$ г) оказывается приблизительно в 15 раз меньшей, чем произошедшая в архее потеря воды за счет ее диссоциации на расплавах железа в мантии ($2,573 \cdot 10^{24}$). Однако несравненно бóльшая часть окислов железа, возникавших за счет термодиссоциации воды на свободном железе в докембрийских рифтовых зонах, вновь погружалась в мантию по древним зонам субдукции, оставив о себе лишь слабые следы в геологической летописи земной коры (в форме железорудных месторождений докембрия). Оценить эту часть “потерянной” воды пока не представляется возможным.

Таким образом, если бы в архее не происходило диссоциации воды на железе, то это привело бы к дополнительному подъему уровня океана более чем на 5 км! В этом случае Земля превратилась бы в планету “Океан”. На наше счастье и счастье всех живых организмов суши, этого не произошло, и спас всех нас от “Всемирного потопа” в основном процесс формирования земного ядра, развивавшийся в архее по механизму зонной дифференциации богатого железом первичного земного вещества.

О химическом составе древних океанов и морей подробнее говорится в монографиях Т. Шопфа (1982) и Х. Холленда (1989). В этих работах приводятся убедительные аргументы в пользу того, что химический состав океанических вод с раннего докембрия находился в равновесии с летучими компонентами атмосферы и породами земной поверхности. Начиная же приблизительно с 2 млрд лет назад протерозойский океан уже характеризовался почти современными значениями солёности и химического состава.

В архее из так называемых “кислых дымов” без потерь мог дегазироваться только углекислый газ, теплота образования которого (94,05 ккал/моль) выше, чем у окиси железа (63,6 ккал/моль), тогда как, например, соляная кислота (теплота образования

которой равна 22,1 ккал/моль), если таковая и присутствовала в первичном планетном веществе, должна была полностью разлагаться в расплавах железа, образуя в них хлориды железа FeCl_2 и FeCl_3 (теплоты образования которых соответственно равны 81,7 и 95,5 ккал/моль). При высоких температурах оба хлорида железа летучи. Поэтому образование HCl , но уже на земной поверхности могло происходить только благодаря гидролизу хлоридов железа с привносом тепла (т.е. в горячих источниках). Хлориды же щелочных металлов могли образовываться, например, путем реакций попавших на поверхность ювенильных галоидов со щелочными силикатами типа нефелина (или альбита):



Наиболее распространенные в горных породах окислы щелочноземельных металлов (MgO , CaO , FeO) при растворении в воде (после выветривания самих пород) становятся химическими основаниями, активно вступающими в реакции с дегазированным из мантии углекислым газом, образуя тем самым карбонаты этих металлов. Однако, как будет показано ниже (см. раздел 10.1), в архее существовала достаточно плотная углекислотная атмосфера, а карбонатов еще возникало мало, поэтому воды архейских морей и океанов, находившиеся и тогда в равновесии с земной атмосферой, должны были характеризоваться кислой реакцией, по нашим оценкам с $\text{pH} \approx 3-5$.

9.2. Накопление воды в Мировом океане и влияние этого процесса на развитие земной коры

Как видно из приведенного на рис. 9.4 графика, скорость дегазации воды из мантии в архее действительно была относительно умеренной, даже несмотря на высокую тектоническую активность Земли в ту далекую эпоху. С максимальной же скоростью дегазация воды из мантии происходила уже после выделения у Земли плотного ядра и перехода ее тектонического развития к тектонике литосферных плит, т.е. в начале протерозоя около 2,5 млрд лет назад, и достигала тогда $1,68 \cdot 10^{15}$ г/год, или $1,68 \text{ км}^3/\text{год}$. С тех пор скорость дегазации закономерно снижалась до современного уровня $0,268 \text{ км}^3/\text{год}$. Снижение скорости поступления ювенильной воды в гидросферу продолжится и в будущем. В связи с такими особенностями дегазации воды из мантии в прошлые геологические эпохи видно, что основная масса воды $1,907 \cdot 10^{24}$ г, или около 88% перешла в земную гидросферу только в протерозое и фанерозое, когда тектонический режим Земли уже стал более спокойным. В бурное же время архея выделилось приблизительно в семь раз меньше воды – только $0,269 \cdot 10^{24}$ г.

Помимо разных термодинамических условий выделения и диссоциации воды в архее и послEARХЕЙСКОЕ время, о чем мы уже говорили выше, существенной причиной этого явления были также и чисто геометрические факторы. Действительно, в архее до формирования земного ядра дегазация воды происходила не из всего силикатного вещества Земли, содержащего в себе всю ювенильную воду, а только из его части, расположенной в низких широтах и охваченной конвективными движениями. Масса конвектирующей мантии (см. рис. 4.9) в архее (особенно в его первой половине) составляла лишь незначительную часть всего земного вещества, содержавшего в себе тогда ювенильную воду. В протерозое и фанерозое, т. е. уже после образования ядра, все силикатное вещество и вся ювенильная вода оказались сосредоточенными в конвектирующей мантии, поэтому и дегазация Земли в послEARХЕЙСКОЕ время стала более эффективной.

Расчет содержания воды в гидросфере Земли для времени 2,2 млрд лет тому назад нам удалось благополучно завершить только потому, что мы предположили (правда, с высокой долей вероятности) совпадение в то время поверхности океана с уровнем стояния

гребней срединно-океанических хребтов. Именно эта предпосылка, основанная на факте почти синхронного начала массового отложения железорудных формаций раннего протерозоя, позволила количественно оценить массу воды в океане того времени. Для периодов, когда поверхность океана превышала уровень гребней срединных хребтов или была заметно ниже его, т.е. для большего времени эволюции Земли, такой метод нахождения воды в океане уже не работает. Поэтому масса воды в океане для этого времени находилась по разности между ее общей массой (дегазированной из мантии) и массой воды, связанной в континентальной и океанической коре.

О методике определения содержания воды в океанической коре протерозоя и фанерозоя, а также в континентальной коре для всего времени геологического развития Земли мы уже говорили в предыдущем разделе, оценивая содержание воды в гидросфере 2,2 млрд лет назад. Содержание связанной воды в океанической коре архея, сложенной мощными базальтовыми покровами, в периоды перекрытия океанической поверхностью гребней срединно-океанических хребтов определялось по максимальной гидратации базальтов (около 2,5%) и по глубине предельного проникновения океанических вод в эту кору, определяемой геотермой критической температуры воды (374 °С).

При определении эволюции строения океанической коры важно было определить и среднюю мощность пелагических осадков, поскольку в них могут содержаться значительные объемы связанной воды. Учитывая, что средняя мощность океанических осадков, как это было показано выше, приблизительно обратно пропорциональна квадрату тектонической активности Земли, можно оценить и эволюционные изменения средней мощности океанических осадков. Таким путем, в частности, было определено, что в архее мощность пелагических осадков не превышала 80 м, а в среднем составляла 15–25 м. Результаты такого расчета были показаны на рис. 9.2. Определив далее по описанной методике среднюю глубину океанических впадин и их площади (с учетом того, что в раннем архее океаны располагались лишь в низких широтах), по найденной массе воды в океане можно определить и положение поверхности океана по отношению к среднему уровню стояния гребней срединно-океанических хребтов. Результаты соответствующих расчетов приведены на рис. 9.5.

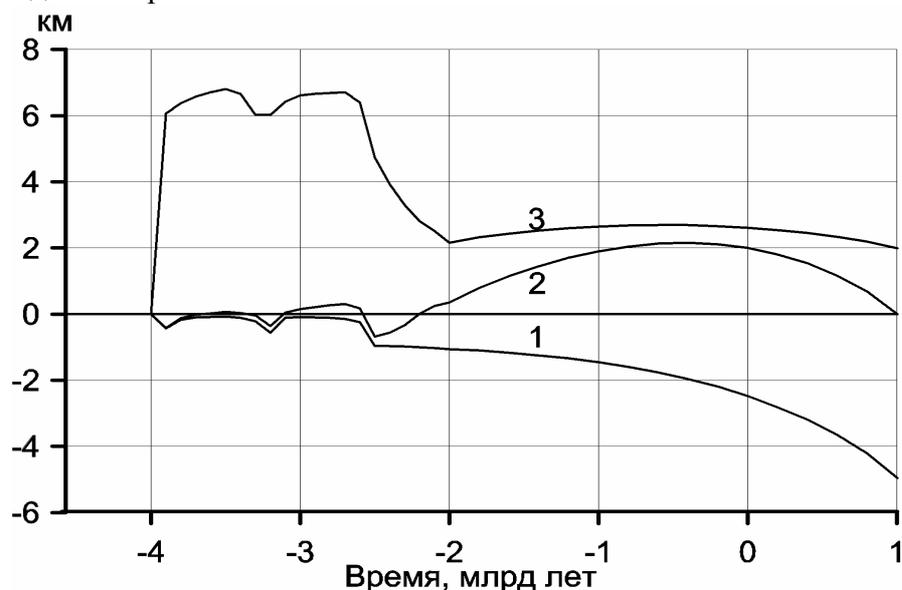


Рис. 9.5. Эволюция положения уровня океана (2), глубины океанических впадин (1) и среднего уровня стояния континентов (3) по отношению к среднему уровню гребней срединно-океанических хребтов

Как видно из рисунка, в раннем архее глубины океанических впадин по отношению к уровню стояния гребней срединно-океанических хребтов были еще не очень большими – от 80 до 200 м, но и воды в океанах было совсем мало. В начале и середине архея настоящих океанов еще не было, а существовали лишь многочисленные изолированные

между собой мелководные бассейны морского типа. Над уровнями этих морей тогда возвышались гребни срединно-океанических хребтов и особенно зоны торшения литосферных пластин, в центре которых тогда лишь зарождались ядра будущих континентальных массивов, высота воздымания которых достигала 6 км!

Напомним, что столь высокое стояние континентов в архее определялось перегревом верхней мантии (см. рис. 4.2) и высокими тепловыми потоками того времени (см. рис. 5.16). В результате под архейскими континентальными щитами не могли формироваться мощные (и тяжелые) литосферные плиты, а сама кора как “легкая пробка” возвышалась высоко над средней поверхностью мантии. В противоположность этому современная континентальная кора подстилается припаянной к ней мощной (до 200 км) и плотной (около $3,3 \text{ г/см}^3$) литосферой ультраосновного состава, существенно притапливающей континенты в верхнюю мантию.

Высокое стояние континентальных щитов в архее приводило, естественно, к интенсивной физической эрозии поверхности. Это видно и в современном строении многих архейских щитов, на поверхности которых сейчас обнажаются амфиболитовые и гранулитовые фации глубинного метаморфизма, сформировавшиеся в свое время на глубинах 5–10 км. Есть примеры и глубокого метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации осадочных толщ позднего архея, например в Кейвском блоке Кольского полуострова. Но все-таки куда же девались огромные массы осадочных пород, которые при высоком стоянии континентальных блоков обязательно должны были отлагаться в архее?

Относительно незначительные объемы осадочных пород архея скорее всего являются только кажущимися. Действительно, отлагавшиеся у подножий архейских континентальных блоков осадки, преимущественно конгломерато-брекчии и аркозо-грауваковые песчаники, попадая на океанические базальтовые пластины, могли накапливаться там только за промежутки времени порядка средней продолжительности жизни самих пластин. Но благодаря высокой тектонической активности архея время их жизни было всего 0,1–2 млн лет (см. рис. 6.16), после чего океанические базальтовые пластины вместе с отложившимися на них осадками надвигались на краевые зоны континентальных массивов. За такой малый промежуток времени на океаническом дне успевало накопиться не более 20–50 м осадков. После же попадания в зоны скучивания океанических пластин и их погружения в горячую мантию (под тяжестью вновь надвигаемых пластин) осадки вместе с гидратированными базальтами переплавлялись, порождая тем самым гранитоидные интрузии, обнажающиеся и сейчас в гранит-зеленокаменных поясах архейских щитов (см. рис. 6.17). Таким образом, огромные массы терригенных осадочных пород архея благодаря интенсивным процессам рециклинга вновь приключались к континентальным щитам, но уже в составе гранитоидных интрузий, масса которых также огромна.

В середине раннего архея, около 3,5–3,4 млрд лет назад, поверхность океана на сравнительно короткое время перекрыла гребни срединно-океанических хребтов, но эти океаны были еще очень мелкими – не более 150 м. В конце раннего архея, около 3,3–3,2 млрд лет назад, вновь увеличилась глубина океанических впадин и гребни срединно-океанических хребтов опять обнажились. О возникновении в середине раннего архея первых океанов, правда, еще исключительно мелких, свидетельствуют, в частности, изливавшиеся в подводных условиях подушечные лавы коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон, характеризующиеся таким же возрастом, тогда как более древние и более молодые базальты раннего архея часто несут в себе черты субаэральных покровов. Такая геодинамическая обстановка раннего архея позволяет предполагать меньшую степень первичной гидратации базальтов (и зеленокаменных поясов) в начале и середине архея.

В позднем архее в связи с резким возрастанием тектонической активности Земли средние глубины океанических впадин вновь существенно уменьшились – до 100–200 м, тогда как глубины океанов увеличились до 200–400 м. Соответственно все гребни срединно-океанических хребтов вновь оказались под водой, и опять возникло единое зеркало Мирового океана (см. рис. 9.5). Подтверждением этого факта являются подушечные лавы – свидетели подводных базальтовых и коматиитовых излияний, распространенные практически во всех зеленокаменных поясах позднего архея. Одновременно заметно усилилась гидратация базальтовой океанической коры и связывание углекислого газа атмосферы в карбонатах. В результате стали откладываться хемогенные известняки, наиболее ярким примером которых может служить мощная толща мраморов и кальцифиров Слюдянской серии, образовавшейся в самом конце архея. В это время над поверхностью океана возвышались только высоко стоящие архейские континентальные щиты. В конце архея на Земле образовался первый в ее истории суперконтинент – Моногея, поэтому тогда же впервые должен был возникнуть и единый океан – Моноталасса.

Наиболее резкие перераспределения воды во внешних геосферах Земли происходили в раннем протерозое, особенно после возникновения серпентинитового слоя океанической коры около 2,5 млрд лет назад. Именно с этого времени стала резко возрастать гидратация океанической коры и как следствие – уменьшилась масса воды в океанах (см. рис. 9.3), а их поверхность вновь опустилась ниже уровня гребней срединно-океанических хребтов (см. рис. 9.5). По нашим оценкам, раннепротерозойская регрессия океанов продолжалась около 300 млн лет – с 2,5 до 2,2 млрд лет назад. Только после полного насыщения океанической коры водой около 2,4 млрд лет назад масса воды в океане стала вновь быстро возрастать, а содержание ее в океанической коре почти стабилизировалось, лишь слабо меняясь в связи с общим уменьшением площади океанов и изменениями мощности серпентинитового слоя. После начала действия механизмов тектоники литосферных плит и насыщения серпентинитового слоя водой в раннем протерозое произошел существенный рост содержания воды в континентальной коре (см. рис. 9.3).

После полного насыщения серпентинитового слоя водой уровень океана вновь стал быстро повышаться (со скоростью около 1 см за 5 тыс. лет), и за первый миллиард лет он поднялся над гребнями срединных хребтов приблизительно на 1,8 км. Но одновременно с подъемом уровня Мирового океана стала увеличиваться и глубина океанических впадин. Это привело к тому, что в фанерозое около 400 млн лет назад, наступила временная стабилизация уровня Мирового океана, после чего он вновь начал понижаться. К настоящему времени средняя глубина океанов достигла почти 4,5 км (без учета шельфовых морей).

В связи с резким и значительным снижением тектонической активности Земли после образования у нее на рубеже архея и протерозоя плотного окисно-железного ядра в раннем протерозое уже начал действовать механизм тектоники литосферных плит и возникли пассивные окраины континентов, у подножий которых уже могли накапливаться достаточно мощные осадочные толщи. В это же время под континентами начала формироваться мощная и плотная литосфера, поэтому средний уровень стояния континентов стал постепенно снижаться. Однако в раннем протерозое высота стояния континентов еще оставалась достаточно высокой (см. рис. 9.5), что привело к широкому распространению в это время конгломератов и граувакковых осадочных толщ, часто оказывавшихся рудоносными (см. гл. 11). Не исключено, что именно таким путем сформировалась верхняя часть рудоносного комплекса Витватерсранда в Южной Африке, несущего в себе богатейшие запасы золота и урана.

Следует обратить внимание на то, что в будущем при общем и еще большем снижении тектонической активности Земли мощность осадков, отлагаемых на дне

океанов, должна со временем существенно возрасть (см. рис. 9.2). Но осадки являются не менее эффективными, чем серпентиниты, резервуарами связанной воды. Поэтому в будущем при затухании тектонической деятельности Земли содержание воды в океанической коре (а точнее, в ее осадочном слое) вновь начнет возрасть, а масса воды в океане, наоборот, уменьшаться. Поэтому приблизительно через 1 млрд лет рост средней глубины океана почти полностью приостановится в связи с возрастанием поглощения вод толщей океанических осадков. Прогрессивное снижение уровня океана, связанное с общим ослаблением тектонической активности Земли и соответствующим увеличением глубины океанических впадин, продолжится и в будущем. В результате, приблизительно через 1,3 млрд лет в будущем срединно-океанические хребты могли бы вновь оказаться выступающими над океанскими водами, однако по прогнозу земного климата в далеком будущем (см. раздел 10.6), к этому времени все океаны должны будут полностью выкипеть.

Приведенные на рис. 9.5 графики изображают только эволюционные изменения уровня Мирового океана и средних глубин океанических впадин. В реальных условиях на эти сравнительно плавные эволюционные изменения с периодами порядка сотен миллионов лет, безусловно, накладывались более короткопериодные изменения глубин океанических впадин и эвстатические колебания уровня океана, вызывавшие трансгрессии и регрессии моря, о чем подробнее будет сказано в разделе 9.3.

Рассмотренные здесь режимы развития океана четко отражаются в отношениях изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанических осадках и щелочных металлов $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в континентальных породах (см. рис. 6.22 и 6.21). Действительно, отношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в осадках формируются за счет смешения вещества, поступающего из мантии в океанических рифтовых зонах и сносимого в океаны с континентов, а отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ зависит от режимов выплавления континентальной коры. При этом изотоп стронция ^{87}Sr образуется благодаря β -распаду изотопа щелочного металла рубидия ^{87}Rb , обычно концентрирующегося, как и калий, в щелочных породах континентов. Именно по этой причине породы зрелой континентальной коры всегда характеризуются более высокими отношениями изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

В архее из-за малого количества воды в океанах и базальтового состава океанической коры ее породы, как мы видели, оставались слабогидратированными, а континентальная кора в те времена выплавлялась почти в сухих условиях (в основном с участием только ювенильных вод). В результате дифференциация Rb и Sr, а также K и Na при формировании как океанической, так и континентальной коры происходила в условиях, близких к выплавлению слабогидратированных базальтов из мантии. Поэтому в породах архейской океанической и континентальной коры отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ оставались близкими к мантийным. Такие же изотопные отношения наследовались и архейскими морскими осадками.

В протерозое после возникновения серпентинитового слоя океанической коры и его насыщения водой стало заметно возрасть поступление воды в возникшие тогда же зоны поддвига литосферных плит. Воздействие же водных флюидов на процесс выплавления континентальной коры прежде всего приводит к ускоренному переносу в нее из океанической коры литофильных элементов, особенно щелочей, в том числе рубидия и калия. Поэтому с раннего протерозоя континентальная кора начинает заметно обогащаться ^{87}Rb и K, а следовательно, и ^{87}Sr – продуктом β -распада радиоактивного изотопа ^{87}Rb . В раннем протерозое, стали быстро возрасть и сами отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в породах континентальной коры.

После полного насыщения океанической коры водой в конце раннего протерозоя режим выплавления континентальной коры стабилизировался, с этого же времени (около 2,2 млрд лет назад) в коровых породах стабилизировались и отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (см. рис. 6.21). Следовательно, в первом приближении можно считать, что это отношение

пропорционально содержанию воды в океанической коре. Радиогенный же стронций накапливался в континентальной коре пропорционально не только скорости радиогенного распада ^{87}Rb , но и массе этого элемента, а накопление рубидия в континентальной коре происходило вместе с накоплением воды. Поэтому можно принять, что отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальной коре оказывается пропорциональным содержанию в ней связанной воды. При смешении в резервуаре океанических осадков изотопов стронция, поступающих из мантии и сносимых с континентов, как раз и возникают те отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, эмпирическая зависимость которых от времени изображена на рис. 6.22.

В конце протерозоя поверхность растущего океана поднялась до среднего уровня материковых равнин, после чего (уже в фанерозое) произошли и первые глобальные трансгрессии моря на континенты, заметно сократившие площади речного стока и поставки продуктов размыва континентальных пород в океаны. Свидетельством тому является широкое распространение на континентальных платформах мелководных морских отложений фанерозоя. По этой же причине в океанических осадках фанерозоя, особенно поздне мелового возраста (когда происходила максимальная трансгрессия), наблюдался локальный минимум отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 6.22). Несколько позже в зоны поддвига плит попадают и снесенные с континентов терригенные осадки с характерными для них отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 1,2$. Но поскольку их суммарный объем в мезозое из-за трансгрессии моря на континенты оказался несколько меньшим по отношению к базальтам океанической коры, для которых характерны отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 0,5$, то выплавляемая из базальтов и терригенных осадков молодая континентальная кора также характеризовалась заметно меньшими отношениями этих окислов, что наглядно отмечено локальным минимумом в кайнозое (см. рис. 6.21).

Отношения изотопов стронция в осадках позволяют оценить соотношение эндогенного поступления и сносимого с континентов вещества. Современные значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанических базальтах примерно равны 0,703, в океанической воде – 0,709 и в речном стоке – 0,719, откуда следует, что сейчас около 60% стронция поступает в океаны из рифтовых зон и примерно 40% – с речным стоком. Поскольку стронций в основном концентрируется в кальциевых минералах, то близкими соотношениями должен характеризоваться и режим поступления кальция в океаническую воду.

9.3. Природа глобальных трансгрессий моря на континенты

В приведенных выше построениях использовались лишь осредненные характеристики тектонической активности Земли и не учитывались ее периодические колебания. Такие колебания интенсивности конвективного массообмена в мантии и скоростей движения литосферных плит в реальных условиях, безусловно, должны были происходить, например, благодаря нестационарности химико-плотностной конвекции и перестройкам ее структур или за счет влияния процессов коллизии континентов и деструкции литосферных плит на скорость их взаимного перемещения. Например, по данным возрастной идентификации полосчатых магнитных аномалий на океаническом дне, получается, что средняя скорость движения тихоокеанской плиты в позднем мелу почти в полтора раза превышала современную, тогда как в поздней юре и раннем мелу она была близкой к современной.

Восстановить колебания тектонической активности Земли помогают следы трансгрессий и регрессий моря на континенты. В работах Г. Менарда (1966), В. Питмана, Дж. Хейса (1973), О.Г. Сорохтина (1976) и Д. Таркота (1979) показывается, что глобальные трансгрессии моря на континенты и их обратные регрессии могут вызываться пульсациями тектонической активности Земли. При этом, правда, помимо сравнительно медленных изменений положения уровня Мирового океана с периодами порядка сотен

миллионов лет выделялись и более короткие эвстатические колебания его уровня, связанные с аккумуляцией или таянием значительных объемов воды в покровных ледниках, образующихся во время установления на Земле ледниковых периодов.

До становления тектоники литосферных плит природу глобальных трансгрессий и регрессий моря на континентах обычно принято было объяснять вертикальными колебательными движениями самих материковых платформ, якобы периодически испытывавших то опускания, то подъемы. Традиция такого подхода восходит еще к временам древних философов Страбона и Аристотеля. В связи с кажущейся очевидностью эта идея принималась за аксиому и часто даже не обсуждалась, войдя почти в чистом виде во многие учебники по геологии и тектонике. Возможность существования крупных вертикальных колебательных движений платформ, приводящих к глобальным трансгрессиям и регрессиям моря, как правило, связывали с периодическими разогревами и охлаждением вещества верхней мантии под материками (Джоли, 1929; Белоусов, 1966). При этом, правда, сама природа и особенно механизмы циклических перегревов мантии оставались не вполне ясными и не поддавались количественным расчетам.

Совершенно иной подход к объяснению происхождения глобальных трансгрессий моря дает теория тектоники литосферных плит. Впервые такой подход наметился в работах морских геологов. Так, Г. Менард в 1964 г. высказал идею, что значительные колебания уровня Мирового океана могут происходить за счет изменений объема срединно-океанических хребтов. В частности, он показал, что образование современных хребтов могло привести к повышению уровня океана более чем на 300 м.

Как следует из тектоники литосферных плит, толщина литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного вещества и, следовательно, зависит от времени экспозиции горячего вещества мантии на поверхности Земли. В связи с тем, что в рифтовых зонах происходит постепенное раздвижение океанических литосферных плит и непрерывное наращивание их краев за счет охлаждения и кристаллизации поднимающегося астеносферного вещества, мощность литосферы под срединно-океаническими хребтами закономерно увеличивается по мере удаления от их гребней. Но кристаллизация силикатов, как известно, сопровождается возрастанием плотности. Поэтому с увеличением мощности океанической литосферы уровень ее поверхности понижается по закону корня квадратного от возраста литосферы (9.6). Следовательно, чем быстрее происходит раздвижение океанического дна в рифтовых зонах, т.е. чем выше тектоническая активность Земли, тем положе становятся срединно-океанические хребты, соответственно уменьшаются объемы океанических впадин и тем большие объемы воды вытесняются из океанических областей на континенты. Отсюда видно, что амплитуда эвстатических колебаний уровня океана, связанных с тектоническими причинами, полностью определяется средней скоростью движения океанических литосферных плит, т.е. тектонической активностью Земли. Возможен и обратный подход: если известны по независимым данным такие эвстатические колебания поверхности Мирового океана, то по ним можно определить и колебания тектонической активности Земли.

Амплитуду же эвстатических колебаний уровня океана практически для всего фанерозоя можно восстановить по площадям распространения морских отложений на континентах и по анализу сейсмостратиграфических разрезов осадочных толщ на континентальных окраинах океана. Построенная таким путем кривая эвстатических колебаний уровня океана приведена на рис. 9.6.

При интерпретации кривой эвстатических колебаний уровня океана необходимо иметь в виду, что они происходят по четырем главным причинам. Во-первых, благодаря дегазации мантии масса воды в океанах постепенно увеличивается. За время геологической истории Земли, около 4 млрд лет, таким путем уровень океана в среднем поднялся на 4,5 км. Во-вторых, благодаря эволюционным изменениям тектонической

активности Земли. Эти изменения также очень медленные, с характерными периодами колебания уровня океана порядка миллиарда лет (кроме архея, когда период колебаний снижался до 100 млн лет), но их амплитуда значительна и достигала $\pm 1\text{--}2$ км. Третья причина – это колебания тектонической активности Земли в связи с периодическими перестройками структуры химико-плотностной конвекции в мантии. Соответствующие им колебания уровня океана происходят с характерными периодами около 100 млн лет и амплитудами $\delta h \approx \pm 200\text{--}400$ м. Наконец, наиболее быстрые изменения уровня океана, всего за несколько тысяч лет, происходят по четвертой причине – благодаря возникновению и таянию покровных ледников на материках, расположенных в приполярных областях Земли. Периоды гляциоэвстатических колебаний океанической поверхности обычно имеют порядок 100 тыс. лет, а их амплитуда достигает $\pm 100\text{--}150$ м.

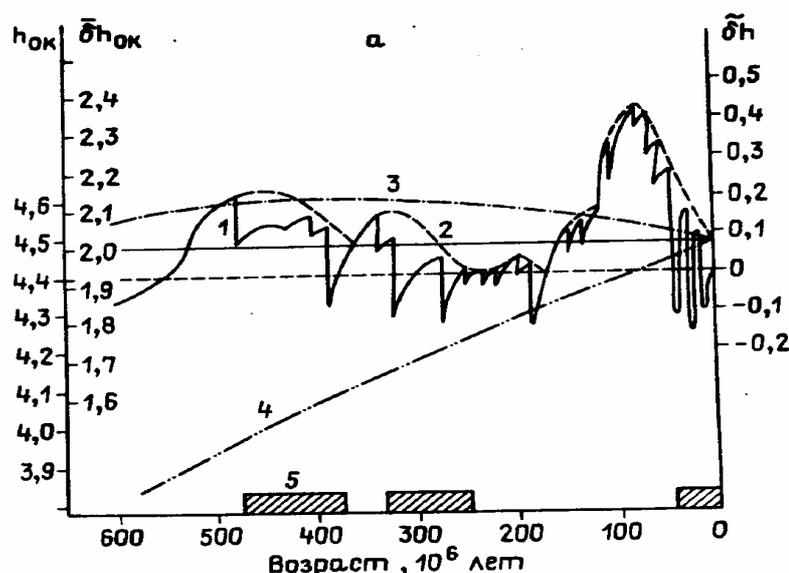


Рис. 9.6. Эвстатические колебания уровня Мирового океана в фанерозое: 1 – по работе (Vail et al., 1976); 2 – осредненная (огibaющая) кривая; 3 – кривая эволюционного изменения уровня океана $\delta \bar{h}$; 4 – кривая эволюционного увеличения глубины океана, отсчитываемой от среднего уровня стояния гребней срединно-океанических хребтов $\bar{h}_{ок}$ (расчеты кривых 3 и 4 приводятся в разделе 9.2); 5 – периоды оледенений

Кривую 1 эвстатических изменений уровня океана, изображенную на рис. 9.6, мы осреднили, имея в виду, что показанные на ней резкие регрессивные скачки уровня океана связаны либо с быстрыми гляциоэвстатическими изменениями, либо являются кажущимися, появившимися на кривой из-за пропуска и размыва регрессивных осадочных серий. Результаты пересчета осредненной кривой эвстатических колебаний уровня Мирового океана (кривой 2) на среднюю скорость движения океанических литосферных плит приведены на рис. 9.7, а. Поскольку тепловой поток через океаническое дно пропорционален корню квадратному от средней скорости раздвижения океанических плит, то одновременно можно определить и средние тепловые потоки, пронизывавшие в фанерозое океанические плиты (рис. 9.7, б).

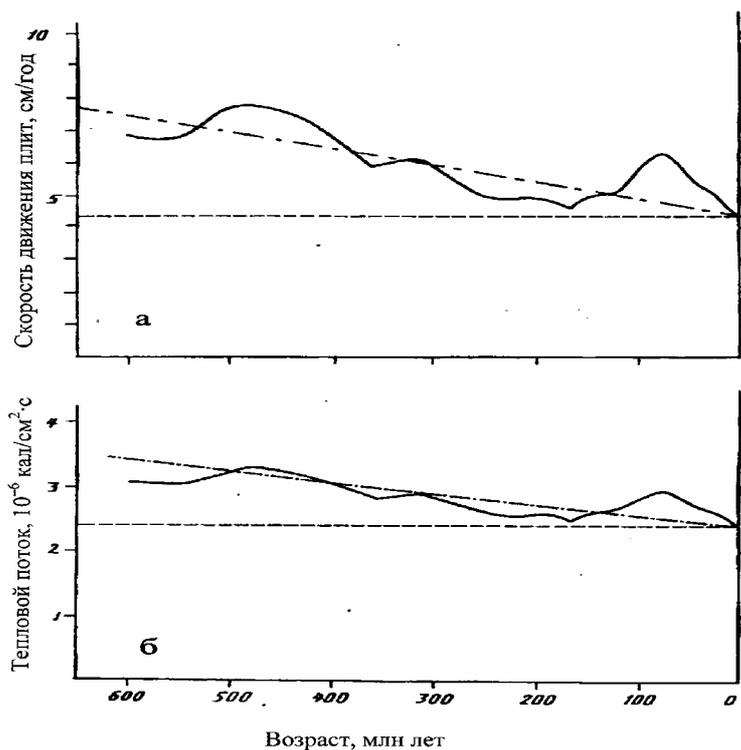


Рис. 9.7. Тектоническая активность фанерозоя (Сорохтин, Ушаков, 1991): **а** – в пересчете на среднюю скорость движения литосферных плит; **б** – в пересчете на средние тепловые потоки через океаническое дно; штрихпунктирные линии – эволюционные изменения, соответственно скоростей движения океанических плит и тепловых потоков через океаническое дно, изображенных на рис. 6.15 и 5.16

Как видно из полученных графиков, отдельные пульсации тектонической активности Земли могут достигать 15–20%. В фанерозое наблюдалось три максимума таких пульсаций: главный из них проявился в ордовике и силуре в эпоху каледонской орогении около 500–400 млн лет назад, когда началось формирование вегенеровской Пангеи. Второй, менее значительный максимум приходится на каменноугольный период – время герцинской орогении и продолжения формирования Пангеи. Эти активные орогенические эпохи в триас-юрское время сменились относительно спокойным и коротким периодом стабильного существования суперконтинента Пангея. Последний, позднемеловой всплеск тектонической активности Земли был связан с распадом Пангеи и закрытием палеоокеана Тетис, на месте которого возник грандиозный Альпийско-Гималайский горный пояс.

Глобальные трансгрессии и регрессии морских бассейнов на континенты могут приводить к существенным перестройкам структуры биотических сообществ. Например, хорошо известна массовая и быстрая гибель многих видов кораллов на океанических островах в начале позднего мела. Но именно в этот период была последняя глобальная трансгрессия, обусловленная увеличением средней скорости нарастания океанической литосферы, которая привела к “перекачиванию” карбонатов из океанов в мелководные, небывало обширные континентальные моря и к отложениям на их дне меловых осадков. Поэтому причиной гибели кораллов и многих видов моллюсков (например, рудист) в середине мелового периода явилось обеднение вод открытого океана карбонатом кальция (см. раздел 12.4).

9.4. Гидротермальные процессы на океанском дне

Оценивая интенсивность первичной дегазации Земли, мы отмечали, что она происходила только с излияниями на земную поверхность ювенильных базальтовых магм,

в основном поступающих через рифтовые зоны срединно-океанических хребтов. Многочисленные гидротермальные источники в самих рифтовых зонах, например изливающиеся из так называемых “черных курильщиков”, вовсе не являются ювенильными, так как вся протекающая через них вода имеет исключительно океаническое происхождение. Однако такие минерализованные источники могут создавать иллюзию первичных, что в корне неверно. Поэтому вопрос о вторичной дегазации Земли рассмотрим подробнее.

Открытие в конце 70-х годов на дне океанов интенсивной гидротермальной деятельности, связанной с функционированием наиболее активного пояса подводного вулканизма в рифтовых зонах Мирового океана, привело к пересмотру многих взглядов на проблему происхождения некоторых полезных ископаемых континентов, например гидротермальных месторождений сульфидов и других минеральных образований офиолитовых зон складчатых поясов Земли. Эти же открытия позволили выявить большую роль экзогенного вещества в процессах формирования гидротермальных руд, например гидроксильных групп в гидросиликатах или сульфатной серы в сульфидах, а также определить механизмы образования abiогенного метана в гидротермальных источниках.

К настоящему времени уже выполнены большие объемы фундаментальных исследований гидротермальной деятельности на океаническом дне. Начиная с 1978 г., после открытия гидротермальных источников в Галапагосском рифте, количество работ, посвященных гидротермам океанического дна, массивным сульфидным рудам и другим гидротермальным минеральным образованиям, резко возросло. Отметим лишь две обзорные работы А.П. Лисицына, Ю.А. Богданова и Е.Г. Гурвича “Гидротермальные образования рифтовых зон” (1990) и П. Рона “Гидротермальная минерализация областей спрединга в океанах” (1986), в которых приведена обширная библиография, посвященная изучению этих объектов.

Однако впервые предположение о существовании мощных гидротерм в океанических рифтовых зонах Земли и заключение об экзогенной природе циркулирующей в них воды было высказано теоретическим путем еще в начале 70-х годов К. Листером (Lister, 1972) и одним из авторов данной работы, О.Г. Сорохтиным (1973), т.е. еще задолго до фактического открытия самих горячих источников на океаническом дне в 1977–1978 гг. В последней работе была оценена и суммарная мощность гидротермальных процессов в срединно-океанических хребтах Земли. Такой теоретический прогноз о существовании мощнейшей системы гидротермальных источников в рифтовых зонах и на склонах срединно-океанических хребтов был сделан путем сопоставления расчетной зависимости удельных теплотерь океанических литосферных плит от их возраста с эмпирически измеренными тепловыми потоками, пронизывающими эти же склоны срединно-океанических хребтов (см. рис. 5.12). При этом учитывалось, что эмпирические данные позволяли измерить только кондуктивную составляющую тепловых потоков, тогда как теоретические расчеты давали полный тепловой поток. Отсюда следовало, что их разность определяла конвективный вынос тепла океаническими водами, циркулирующими по трещиноватой среде земной коры в рифтовых зонах и на склонах срединно-океанических хребтов. О грандиозности явления конвективной “промывки” океанической коры морскими водами можно судить по подсчетам соответствующих теплотерь. Оказалось, что с гидротермами в сумме теряется около 30% всей излучаемой Землей эндогенной энергии, оцениваемой примерно $\Phi = (4,2-4,3) \cdot 10^{20}$ эрг/с. Таким образом, термальными водами сейчас выносятся не менее $\Phi = 1,29 \cdot 10^{20}$ эрг/с, или около $3,07 \cdot 10^9$ кВт тепловой энергии Земли (30% от $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с).

В горячих источниках типа “черных курильщиков”, встречаемых в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, предельный разогрев воды всегда лимитируется ее критической температурой $T_{кр} = 374$ °С. Это связано с тем, что при температурах,

превышающих критическое значение, вода превращается в газовый флюид, объем которого V , как у газа, меняется обратно пропорционально давлению p , поскольку тогда $pV = \text{const}$. Это приводит к быстрому и очень эффективному удалению перегретых водных флюидов из системы открытых трещин за счет того, что плотность флюида при его подъеме уменьшается пропорционально уменьшению давления. Кроме того, при $T > T_{\text{кр}}$ вода полностью теряет свои капиллярные свойства, играющие определяющую роль в пропитывании ею пород коры. В результате оказывается, что в системе сообщающихся с поверхностью дна трещин вода просто физически не может попадать на уровни с температурой, превышающей $374\text{ }^{\circ}\text{C}$, а этим определяются и предельные температуры зеленокаменного метаморфизма пород океанической коры, возникающего благодаря функционированию горячих источников типа “черных курильщиков”.

Геологические данные полностью подтверждают сделанный вывод. Так, изучение состава офиолитовых комплексов, являющихся фрагментами океанической коры, надвинутыми на континенты, показывает, что породы, слагающие эти комплексы (базальты, долериты, габбро и серпентиниты), изменяются только до фации зеленокаменного метаморфизма (метаморфизма зеленых сланцев) с предельной температурой не превышающей $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ (округленно). Это говорит о том, что метаморфизм пород океанической коры действительно происходит в условиях существования открытых (сообщающихся с поверхностью) путей проникновения воды в кору. Отсюда следует, что все более высокие степени температурного метаморфизма, например амфиболитовая и гранулитовая фации, могут возникать только в закрытых условиях, препятствующих удалению воды из системы вступающих в реакцию с ней пород. Такие условия обычно возникают в зонах субдукции, насыщаемых водой, благодаря дегидратации затягиваемых в них пород океанической коры. Правда, изредка и в рифтовых зонах могут складываться условия возникновения амфиболитовой фации метаморфизма. Например, при образовании сбросов, формирующих рифтовые долины медленноспрединговых хребтов, породы дайкового комплекса, прошедшие преобразование зеленокаменного метаморфизма, могут вновь погружаться в магматический очаг под рифтовой зоной. Поскольку в породах зеленокаменного метаморфизма вся вода находится только в связанном состоянии, то при этом произойдут преобразования прогрессивного метаморфизма с образованием амфиболитовой фации. Но в любом варианте породы амфиболитовой фации метаморфизма в строении океанической коры играют незначительную роль.

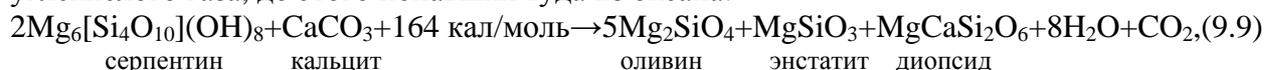
Благодаря постепенному засыпанию осадками поверхности трещиноватых коренных пород океанической коры пелагическими осадками и их диагенеза, а также за счет тампонирувания существовавших трещин и других путей миграции вод в коре хемогенными отложениями самих гидротерм проницаемость коры для океанических вод постепенно уменьшается. Сравнение наблюдаемых (кондуктивных) тепловых потоков с теоретическими расчетами (см. рис. 5.12) показывает, что почти полное прекращение циркуляции океанических вод по коренным породам коры происходит приблизительно через $\tau = 50$ млн лет после момента образования коры в рифтовой зоне срединно-океанического хребта. Отсюда видно, что и гидротермальные источники, включая теплые и “прохладные” сипинги (источники, просачивающиеся через осадки), в основном существуют только на участках океанического дна возрастом $\tau < 50$ млн лет. На этом интервале возрастов океанического дна средняя температура гидротермальных источников приблизительно равна $\bar{T}_{\text{ит}} \approx 42\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как максимальные температуры “черных курильщиков” в рифтовых зонах достигают $370 - 400\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Оценка суммарной массы воды, промывающей в единицу времени океаническую кору, можно выполнить по балансу тепловых потоков. Оказалось, что всего через срединно-океанические хребты и их склоны фильтруется около $2,3 \cdot 10^{18}$ г/год ($2300\text{ км}^3/\text{год}$). При таких скоростях гидротермального водообмена вся масса воды в океане

($1,37 \cdot 10^{24}$ г) проходит через гидротермы и сипинги срединно-океанических хребтов с их обширными и пологими склонами приблизительно за 600 тыс. лет. Вместе с тем скорость “промывки” рифтовых зон горячими гидротермами приблизительно равна $2,2 \cdot 10^{16}$ г/год ($22 \text{ км}^3/\text{год}$). Следовательно, через горячие источники “черных курильщиков” вся вода океанов фильтруется только приблизительно за 60–70 млн лет. При скорости формирования океанической коры в рифтовых зонах около $1,46 \cdot 10^{16}$ г/год, отношение вода/порода в “горячих зонах” оказывается равным 1,5 (не считая воды, связанной с самими породами в процессе реакций). Однако формирование океанической коры продолжается и вне рифтовых зон, поэтому суммарная скорость ее образования оказывается несколько бóльшей и достигает $4,7 \cdot 10^{16}$ г/год. Тогда отношение вода/порода в рассматриваемой полной системе гидротерм (включая сипинги) достигает почти 50. Это свидетельствует о достаточно полной гидратации пород океанической коры.

Таким образом, приведенные здесь оценки массы экзогенного водообмена в океанической коре срединно-океанических хребтов оказываются в 8500 раз бóльшими, чем современный уровень дегазации ювенильной воды из мантии, приблизительно равный $0,27 \cdot 10^{15}$ г/год ($0,27 \text{ км}^3/\text{год}$) (см. разд. 9.1). Даже если мы определим среднюю скорость ювенильной дегазации воды за все время развития этого процесса (4 млрд лет) исходя из общей массы гидросферы, равной $2,18 \cdot 10^{24}$ г (с учетом воды, связанной в породах земной коры), то и в этом случае средняя скорость поступления из мантии ювенильной воды $0,54 \text{ км}^3/\text{год}$ оказывается более чем в 4000 раз ниже суммарного дебита гидротермальных источников на океаническом дне. Все это, безусловно, свидетельствует в пользу экзогенной природы воды в океанических гидротермах.

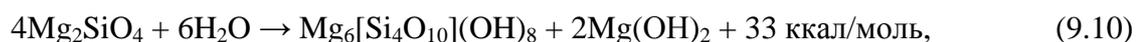
Аналогично этому в зонах субдукции при разогреве океанической коры за счет трения литосферных плит ее дегидратация сопровождается выделением воды и углекислого газа, до этого попавших туда из океана:



серпентин кальцит оливин энстатит диопсид

но это тоже вторичная дегазация коры. Всего же в настоящее время вторичная дегазация воды в островных дугах и на активных окраинах континентов Андийского типа достигает $2,5\text{--}3 \text{ км}^3/\text{год}$, что также приблизительно в 10 раз выше современного уровня ювенильной дегазации воды. Суммарная же масса воды, освободившаяся таким путем через зоны субдукции Земли, за время ее жизни достигает $1,4 \cdot 10^{25}$ г (14 млрд км^3) воды, или приблизительно 10 раз больше, чем ее содержится в современном океане. Отсюда видно, что все без исключения наблюдаемые сейчас на земной поверхности горячие и минерализованные водные источники не являются ювенильными, а вода в них в конце концов всегда черпается из гидросферы Земли.

По образцам сравнительно хорошей сохранности гипербазитов Восточно-Тихоокеанского поднятия количественные соотношения первичных минералов в мантийных породах здесь составляют: 70–75% оливина, 15–20 энстатита, 5–7 диопсида и 1–2% хромшпинелида (Савельева, 1987). Серпентинизация может развиваться только по оливинам и энстатиту, т.е. по 85–90% исходного вещества. Гидратация основных силикатов в условиях зеленокаменного метаморфизма обычно развиваются по реакциям



форстерит серпентин брусит

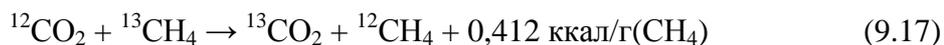
а в присутствии углекислого газа



форстерит серпентин магнезит

Гидратация железистых силикатов сопровождается выделением водорода, а в присутствии углекислого газа – даже образованием abiогенного метана

“облегчения” углерода в образующемся метане. Таким образом, обменная изотопная реакция



идет преимущественно слева на право.

Рассмотрим теперь, насколько изотопные отношения углерода в метане и карбонатах “черных курильщиков”, возникших при серпентинизации пород океанической коры, комплементарны с таким же отношением в океанических водах. Поскольку за эталон изотопных отношений углерода принято отношение $^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 88,99$ в раковинах белемнита В. Америсана, можно определить, что изотопному составу карбонатного углерода в морской воде $\delta^{13}\text{C} = -5,5\%$ отвечает отношение $^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 89,48$, а изотопному составу растворенного метана, образовавшегося над “серпентинитовыми” источниками, $\delta^{13}\text{C} = -13,4\%$ соответствует отношение $^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 90,2$. В процессе связывания углерода в метане происходит изменение отношений изотопов на $\Delta^{12}\text{C}_{\text{мт}}$. Тогда в пересчете на единицу массы можно записать $\Delta^{12}\text{C}_{\text{мт}}/^{13}\text{C} = 90,2 - 89,48 = 0,72$. Но концентрация CH_4 во флюидах таких источников приблизительно равна 0,14 ммоль/л. В этом случае после образования метана отношение изотопов во флюиде, из которого происходит формирование карбонатов по реакции (9.11), окажется равным $89,48 - 0,143 \cdot 0,72 = 89,38$, что соответствует изотопному сдвигу $\delta^{13}\text{C} = -4,35\%$. Обычно такие сдвиги и наблюдаются в карбонатах “черных курильщиков” этого типа. При этом в оставшемся флюиде на выходе гидротермальной системы практически полностью должна отсутствовать свободная углекислота, что также часто наблюдается в реальных условиях.

Но в любом варианте весь образующийся в гидротермах метан является только экзогенным. На больших же глубинах мантии метан вообще неустойчив, поскольку он там должен окисляться кислородом, освобождающимся в процессе формирования “ядерного” вещества по реакции



В заключение напомним еще о существовании мантийного цикла круговорота летучих элементов и соединений. Это связано с тем, что в зонах субдукции может происходить неполная дегидратация и декарбонатизация пород океанической коры. Поэтому часть оставшейся воды, углекислого газа и других летучих и подвижных элементов вместе с океаническими плитами погружается в глубины мантии и вновь включается в общий конвективный массообмен мантийного вещества. Поэтому и собственно мантийная дегазация Земли при ближайшем рассмотрении оказывается не чисто ювенильной, а содержит часть элементов и соединений, повторно попадающих на земную поверхность.

К сожалению, пока еще трудно достоверно оценить, какая часть дегазируемых летучих и подвижных элементов является действительно ювенильной, а какая часть была повторно захвачена в мантийный массообмен и только после этого вновь попала во внешние геосферы. Поэтому в дальнейшем, говоря о ювенильной дегазации Земли, мы всегда будем иметь в виду ее эффективное значение, помня, что масштабы действительно первичной дегазации мантии несколько выше эффективной, поскольку часть освобождающихся при этом летучих вновь погружается в мантию по зонам поддвига плит. Однако различия по массе между действительной дегазацией мантии и ее эффективным значением, по-видимому, не очень велики и для воды, по нашим оценкам, не превышают 20%, а для других соединений и элементов еще меньше.

Глава 10. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

10.1. Происхождение земной атмосферы

Из всех планет Солнечной системы только Земля обладает уникальной атмосферой, благоприятной для развития и процветания высших форм жизни. Такой оптимальный для жизни состав земной атмосферы постепенно возник благодаря длительным взаимодействиям процессов дегазации Земли с геохимическими и биологическими преобразованиями вещества, приведшими к связыванию отдельных компонент атмосферы, например углекислого газа, сероводорода, галогенов и др., в осадочных породах и гидросфере нашей планеты и, наоборот, к высвобождению газа – эликсира жизни – кислорода. Но все эти биогеохимические преобразования состава атмосферы могли осуществляться только в узком температурном диапазоне существования жидкого состояния воды. И наше счастье, что согревающее нас Солнце является спокойной и небольшой звездой, а Земля расположена от него на таком расстоянии, что средняя температура земной поверхности в настоящее время не превышает + 15 °С. Если бы светимость Солнца была большей, в 3–4 раза, то Земля неизбежно “превратилась бы в Венеру” с плотной углекислотно-паровой атмосферой, а если меньшей, то замерзла, подобно Марсу. В обоих случаях, естественно, ни о какой высокоорганизованной жизни и говорить не приходится.

Существует точка зрения, согласно которой первичная атмосфера Земли была захвачена гравитационным полем нашей планеты непосредственно из протопланетного облака еще в процессе аккреции планет (Mayashi et al., 1979). Предполагается, что в этом случае масса такой атмосферы могла достигать 10^{25} – 10^{26} г, т.е. массы континентальной коры $2,25 \cdot 10^{25}$ г (!), а давление у земной поверхности – намного превышать 10^4 бар (атм). При этом атмосфера становилась полностью непрозрачной и, следовательно, только за счет парникового эффекта и адиабатического сжатия газовой смеси температура у ее основания могла подниматься до десятков тысяч градусов! Однако никаких геологических следов существования у Земли столь экзотической атмосферы не обнаружено, а они должны были бы сохраниться в ее летописи.

Кроме того, любые предположения о существовании у молодой Земли очень плотной атмосферы встречаются практически с непреодолимыми трудностями при объяснении механизмов ее диссипации и перехода нашей планеты от столь экстремальных условий на поверхности к привычной нам комфортной для жизни ситуации. Даже при давлениях земной атмосферы порядка нескольких десятков бар у Земли должен был бы возникнуть **необратимый** парниковый эффект со вскипанием воды в океанах, после чего атмосферное давление поднялось бы до нескольких сотен бар и Земля также неизбежно “превратилась бы в Венеру”.

Иногда для доказательства раннего происхождения атмосферы привлекаются данные по распределению изотопов благородных газов в атмосфере и мантии, однако при ближайшем рассмотрении этой проблемы такие аргументы оказываются полностью несостоятельными (см. раздел 4.1).

По значительно более реальным представлениям (Rubey, 1951; Полдервард, 1957; Виноградов, 1967, 1969; Шопф, 1982; Холленд, 1989; и др.), атмосфера Земли, как и ее гидросфера, образовалась благодаря дегазации мантии – процесса, происходящего и сейчас, но, возможно, развивавшегося наиболее интенсивно на ранних этапах существования Земли. Обычно принимается, что первичная атмосфера состояла из паров воды, углекислого газа и других газовых фракций (H_2S , CO , H_2 , N_2 , CH_4 , NH_3 , HF , HCl , Ar), т.е. была восстановительной. Развитие атмосферы с освобождением газообразного кислорода происходило в основном благодаря фотохимическим реакциям в верхних слоях атмосферы и фотосинтеза появившихся еще в раннем докембрии сине-зеленых водорослей.

Как уже отмечалось, происхождение атмосферы мы также связываем с дегазацией земных недр, но в отличие от наиболее популярных моделей начало этого процесса мы относим не к моменту формирования Земли, около 4,6 млрд лет назад, а к началу ее тектонической активности, приблизительно 4 млрд лет назад. Кроме того, по нашей модели развитие этого процесса в начале геологической истории Земли было менее бурным, чем это предполагалось ранее. В отношении же состава первичной атмосферы и причин эволюции ее состава в последующие геологические эпохи намечается несколько иной физико-химический подход.

Рассматривая происхождение и эволюцию атмосферы Земли, необходимо учитывать, что земное вещество (по сравнению с солнечным) было сильно обеднено летучими и подвижными элементами и соединениями. В противном случае современная атмосфера (и гидросфера) была бы значительно более мощной. Так, по оценкам Б. Мейсона (1971), относительное содержание водорода на Земле (по отношению к кремнию) меньше, чем в космосе в $10^{6,6}$ раза, азота – в $10^{5,9}$, углерода – в 10^4 , инертных газов – в 10^6 – 10^{14} раза. Поэтому, несмотря на распространенность в космическом пространстве таких летучих соединений, как H_2 , He, N_2 , H_2O , CO_2 , CH_4 , NH_3 и др., в земном веществе их оказалось исключительно мало. По-видимому, такая первичная и значительная дифференциация земного вещества произошла еще на допланетной стадии развития Солнечной системы (при прохождении Солнцем стадии развития звезд типа Т-Тельца) за счет интенсивного выметания летучих и легкоподвижных компонентов из внутренних частей протопланетного газопылевого облака на его периферию в область формирования планет-гигантов.

Находящиеся же в Земле летучие соединения и элементы (H_2O , CO_2 , N_2 , HCl, HF, HI и др.) могли попасть в нее только в связанном состоянии: вода с гидросиликатами, азот с нитридами и нитратами, углекислый газ с карбонатами, галогены с галоидами и т. д. Поэтому в процессе роста Земли такие компоненты оказывались погребенными в недрах, а те остатки реакционно-активных летучих соединений, которые освобождались при ударных взрывах падавших на Землю планетезималей, должны были усиленно сорбироваться ультраосновным реголитом на поверхности растущей планеты и тоже погребались под новыми слоями выпадавшего на Землю метеоритного вещества.

Учитывая сказанное, можно принять, что первичная атмосфера Земли действительно состояла из инертных и благородных газов. Так, из-за малого времени “убегания” гелия из земной атмосферы – порядка 10^6 лет – его парциальное давление в первичной атмосфере Земли за время ее формирования, около 10^8 лет, успевало прийти в равновесие и поэтому было не выше современного. Не должно было существовать тогда в атмосфере и заметного количества ^{40}Ar – продукта распада радиоактивного калия ^{40}K . Учитывая это, можно ожидать, что парциальное давление благородных газов в первичной атмосфере Земли не превышало $2 \cdot 10^{-5}$ атм.

Определить парциальные давления остальных компонентов первичной атмосферы (N_2 , H_2O , CO_2 и CO) значительно сложнее, так как для этого необходимо знать сорбционную и реакционную способность газов на реголите ультраосновного состава, к тому же еще содержащего свободные металлы (Fe, Ni, Co, Cr и др.). Однако можно ожидать, что и их давление, кроме инертного азота, не превышало 10^{-4} атм. По нашим приблизительным оценкам, основанным на определении средней температуры Земли на уровне океана во время развития Гуронского оледенения раннего протерозоя (1988), в первичной атмосфере азота содержалось около 0,6–0,7 атм.

Основная же масса углекислого газа, сейчас почти полностью связанного в горных породах и органическом веществе, и азота, безусловно, были дегазированы из мантии. Но необратимая дегазация земного вещества могла начаться лишь после того, как температура в недрах Земли поднялась до уровня частичного плавления силикатов и в мантии возникли первые конвективные течения, т.е. фактически только после возникновения у Земли астеносферы и подъема через образовавшиеся трещины на земную

поверхность расплавов мантийного вещества. Как мы уже отмечали, судя по возрастам самых древних пород земной коры и началу базальтового вулканизма на Луне, событие это произошло где-то около 4,0 млрд лет назад.

10.1.1. Накопление азота в атмосфере Земли

Азот относится к умеренно активным элементам, слабо вступающим в реакции с природными неорганическими соединениями. Поэтому существует большая вероятность того, что и в первичной атмосфере содержалось заметное количество этого газа. В этом случае значительная часть азота современной атмосферы является реликтовой, сохранившейся еще со времен формирования Земли около 4,6 млрд лет назад, хотя другая его часть могла дегазироваться из мантии уже на геологической стадии развития нашей планеты. Необходимо учитывать, что с появлением жизни на Земле около 4,0–3,8 млрд лет назад постоянно происходило связывание этого газа в органическом веществе и его захоронение в океанических осадках, а после выхода жизни на сушу (около 400 млн лет назад) – и в континентальных отложениях. Поэтому жизнедеятельность организмов за длительное время развития земной жизни могла существенно снизить парциальное давление азота в земной атмосфере, тем самым меняя климаты Земли. Рассчитывая эффект поглощения азота, надо учитывать, что органический азот ($N_{\text{орг}}$) океанических осадков вместе с осадками через зоны скучиванья океанической коры в архее или через зоны поддвига плит в протерозое и фанерозое постоянно выводился из акваторий океанов. После этого он частично включался в гранит-метаморфические породы континентальной коры или уходил в мантию, но частично вновь дегазировался и снова поступал в атмосферу.

Помимо биогенного процесса связывания атмосферного азота, по-видимому, существует достаточно эффективный абиогенный механизм этой же направленности. Так, по расчетам Я. Юнга и М. МакЕлроя (Yung, McElroy, 1979), фиксация азота в почвах может происходить во время гроз благодаря образованию при электрических разрядах во влажном воздухе азотной и азотистой кислот.

Оценить количество выведенного из атмосферы азота сложно, но возможно. Содержание азота в осадочных породах обычно прямо коррелируется с концентрацией захороненного в них органического углерода. Поэтому оценить количество захороненного в океанических осадках азота, по-видимому, можно по данным о массе погребенного в них органического углерода $C_{\text{орг}}$. Для этого следует только определить коэффициент пропорциональности между $N_{\text{орг}}$ и $C_{\text{орг}}$. В донных осадках открытого океана $C_{\text{орг}} : N_{\text{орг}} : P_{\text{орг}}$ приблизительно равно 106 : 20 : 0,91 (Лисицын, Виноградов, 1982), но при этом до 80% азота быстро уходит из органического вещества, поэтому отношение $C_{\text{орг}} : N_{\text{орг}}$ в осадках может повышаться до 1 : 0,04. По данным Г. Фора (1989), это отношение в осадках приблизительно равно 1 : 0,05. Примем, по данным А.Б. Ронина и А.А. Ярошевского (1978, 1993), что в осадках океанов (пелагиаль плюс шельфы) законсервировано около $(2,7-2,86) \cdot 10^{21}$ г $C_{\text{орг}}$, а в осадках континентов – около $(9,2-8,09) \cdot 10^{21}$ г $C_{\text{орг}}$. В след за Г. Фором мы приняли значения отношений $C_{\text{орг}} : N_{\text{орг}}$ близкими к 20:1, тогда содержание $N_{\text{орг}}$ в осадках океанического дна и шельфах примерно равно $1,36 \cdot 10^{20}$ г, а в континентальных осадках – $5,0 \cdot 10^{20}$ г.

В первом приближении будем считать, что развитие жизни в океане ограничивается содержанием в океанических водах растворенного фосфора, а его концентрация с течением времени менялась незначительно (Шопф, 1982). Отсюда следует, что биомасса океана всегда оставалась приблизительно пропорциональной массе воды в самом океане. Эволюция массы воды в Мировом океане была рассмотрена в гл. 9 (см. рис. 9.3, кривая 2). Учитывая сделанное предположение о пропорциональности биомассы в океанах – массе самих океанических вод, можно приближенно учесть удаление $N_{\text{орг}}$ вместе с океаническими осадками через зоны скучивания и субдукции литосферных плит за время геологического развития Земли.

Соответствующие расчеты (Сорохтин, Ушаков, 1998) показали, что за время геологического развития Земли (т.е. за последние 3,8–4 млрд лет) благодаря рассматриваемому процессу из атмосферы Земли было удалено около $19,2 \cdot 10^{20}$ г азота. К этому количеству азота надо добавить еще массу $N_{\text{орг}} \approx 5,0 \cdot 10^{20}$ г, законсервированного в осадках континентов и накопившегося там за время порядка 400 млн лет. Таким образом, всего за время жизни Земли из ее атмосферы было удалено приблизительно $24,2 \cdot 10^{20}$ г азота, что эквивалентно снижению давления атмосферы уже на 474 мбар (для сравнения, парциальное давление азота в современной атмосфере 765 мбар).

Рассмотрим два крайних случая. Сначала предположим, что дегазация азота из мантии не происходила вовсе, тогда можно определить начальное эффективное давление атмосферы Земли в катархее (т.е. на интервале 4,6–4,0 млрд лет). Оно оказывается приблизительно равным 1,23 бар (1,21 атм).

Во втором случае будем считать, как это делалось в работе (Сорохтин, Ушаков, 1991), что почти весь азот атмосферы был дегазирован из мантии за последние 4 млрд лет. Расчет процесса дегазации азота из мантии проводился по выражениям (9.1) и (9.2) с учетом того, что в настоящее время в атмосфере содержится $3,87 \cdot 10^{21}$ г азота, в горных породах и осадках его содержание достигает $3,42 \cdot 10^{20}$ г, а в мантии азота приблизительно $4,07 \cdot 10^{21}$ г (Сорохтин, Ушаков, 1998). Показатель подвижности азота не должен был меняться со временем и приблизительно равнялся $\chi(N_2) \approx 0,934$. После расчета накопления азота во внешних геосферах Земли в полученные результаты вносились поправки за поглощение этого газа в органическом веществе и его захоронения в горных породах и осадках. Оставшаяся часть характеризовала эволюцию массы азота в земной атмосфере при условии его полной дегазации из мантии.

Для обоих вариантов затем были рассчитаны кривые эволюции парциального давления азота в земной атмосфере (рис. 10.1, кривые 1 и 3). Реальной картине изменения этого давления тогда должна была бы соответствовать некоторая промежуточная кривая, определить положение которой можно, только привлекая дополнительную информацию по климатам Земли, существовавшим в прошлые геологические эпохи. Такой реперной точкой, например, может служить информация о развитии наиболее грандиозного оледенения континентов в раннем протерозое, около 2,5–2,3 млрд лет назад. Как было показано в гл. 8, континентальные массивы тогда располагались в низких широтах (см. рис. 8.2), но одновременно с этим и высоко стояли над уровнем океана (со средними высотами около 4–3 км). Поэтому возникновение такого оледенения могло произойти только в том случае, если средняя температура земной поверхности на уровне моря тогда не превышала $+6...+7$ °С, т.е. приблизительно равнялась 280 К.

Ниже будет показано, что в раннем протерозое атмосфера практически состояла только из азота с небольшой добавкой аргона, тогда как парциальные давления кислорода и углекислого газа не превышали соответственно 10^{-6} и 10^{-2} атм, а солнечная постоянная равнялась $S = 1,14 \cdot 10^6$ эрг/см²·с. Принимая для той холодной эпохи $T_s \approx 280$ К ≈ 7 °С, мы по адиабатической теории парникового эффекта, изложенной ниже, нашли, что давление азотной атмосферы в это время приблизительно равнялось $p_{N_2} = 1,09$ атм, тогда как по гипотезе первичности азотной атмосферы в это время должно было бы быть $p_{N_2} \approx 1,19$ атм, а по гипотезе полностью дегазированного из мантии азота $p_{N_2} \approx 0,99$ атм. Отсюда видно, что азот современной атмосферы приблизительно на 54% состоит из реликтового газа и только на 46% дегазирован из мантии, а наиболее вероятная закономерность эволюции давления азота в земной атмосфере изображена на рис. 10.1, кривая 2.

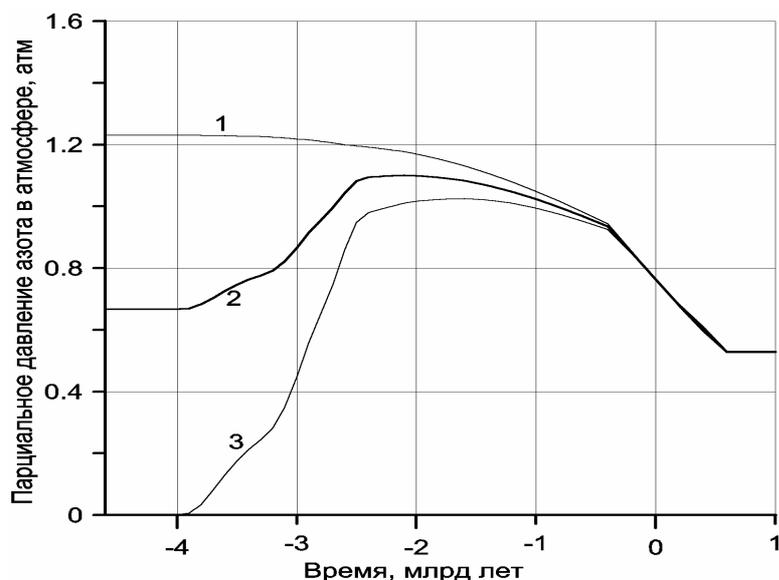


Рис. 10.1. Эволюция парциального давления азота в земной атмосфере: 1 – по гипотезе первичности азотной атмосферы; 2 – принятый вариант; 3 – по гипотезе дегазации азотной атмосферы из мантии

10.1.2. Дегазация углекислого газа

В отличие от воды теплота образования углекислого газа 94,05 ккал/моль значительно выше, чем у окиси железа 63,05 ккал/моль. Поэтому показатель подвижности углекислого газа $\chi(\text{CO}_2)$, как и у азота, не должен зависеть от механизмов дифференциации земного вещества (зонной сепарации железа или бародиффузионного механизма выделения вещества земного ядра). Это существенно облегчает задачу определения закона дегазации CO_2 из мантии, так как заранее предопределяет постоянство показателя подвижности углекислого газа и пропорциональность скорости его дегазации тектонической активности Земли (см. рис. 5.16, кривая 1).

В качестве одного из граничных условий примем, по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому (1978), что в карбонатах земной коры связано около $3,91 \cdot 10^{23}$ г CO_2 , кроме того, в коре содержится еще около $1,95 \cdot 10^{22}$ г органического углерода ($C_{\text{орг}}$). С этим количеством $C_{\text{орг}}$ до его восстановления биологическими процессами было связано $5,2 \cdot 10^{22}$ г кислорода. Следовательно, общая масса дегазированного из мантии CO_2 составляет $m(\text{CO}_2) \approx (3,91 + 0,72) \cdot 10^{23} = 4,63 \cdot 10^{23}$ г.

Значительно сложнее определить содержание углерода (или CO_2) в мантии Земли. По имеющимся экспериментальным данным, в высокотемпературных фракциях отгонки летучих компонентов в кислородной атмосфере из закалочных стекол толеитовых базальтов океанических рифтовых зон обычно содержится от 20 до 170 г/т углерода мантийного происхождения с изотопными сдвигами около -5% (Watanabe et al., 1983; Sakal et al., 1984; Exiey et al., 1986). К сожалению значительный разброс эмпирических определений не позволяет уверенно оценить среднее содержание углерода и CO_2 в мантии. Однако следует учитывать, что часть мантийного углерода находится в атомарном состоянии, рассеяна по кристаллическим решеткам силикатов (Watanabe et al., 1983) и поэтому не является летучим компонентом базальтовых расплавов. Следовательно, содержание углерода в газовой фазе CO_2 базальтовых выплавов может оказаться заметно меньшим приведенных здесь значений суммарных концентраций углерода. Для определенности примем содержание подвижного углерода в мантии около 30 г/т, или в пересчете на углекислый газ 110 г/т ($1,1 \cdot 10^{-4}$). В этом случае в мантии содержится около $m(\text{CO}_2) \approx 4,48 \cdot 10^{23}$ г CO_2 .

Теперь можно оценить суммарную массу CO_2 в Земле (с пересчетом $C_{\text{орг}}$ в CO_2), что составит $m(\text{CO}_2) \approx 9,11 \cdot 10^{23}$ г. В этом случае по уравнению (9.2) находим $\chi(\text{CO}_2) \approx 0,71$. По уравнениям (9.1) и (9.2) легко построить кривые скорости дегазации углекислого

можно предполагать, что абсолютная масса органических веществ в океане пропорциональна его массе. Поэтому массу органического углерода в пересчете на CO_2 в архее и протерозое можно оценить, считая, что она в первом приближении пропорциональна массе воды в Мировом океане, изображенной на рис. 9.3 кривой 2.

На рис. 10.3 приведено сравнение массы дегазированного из мантии углекислого газа (кривая 1) с массой CO_2 , связанного в карбонатах (кривая 2), а также с суммарной массой CO_2 в карбонатном и биогенном резервуарах (кривая 3). Отдельно воспроизведена кривая накопления органического углерода в океанических осадках, пересчитанная на массу CO_2 (кривая 5).

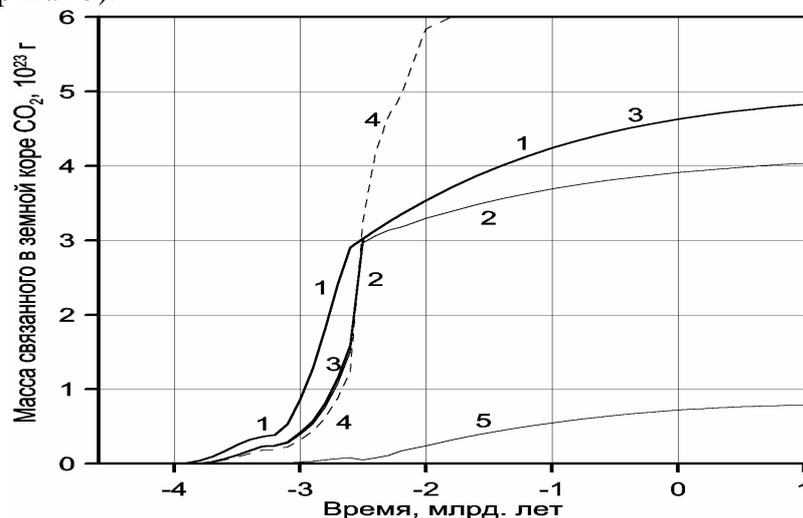


Рис. 10.3. Масса углекислого газа связанная в земной коре: 1 – масса дегазированного из мантии CO_2 ; 2 – накопление массы углекислого газа к карбонатному резервуару земной коры; 3 – суммарная масса связанного углекислого газа (в карбонатном и биогенном резервуарах), в масштабе графиков кривые 1 и 3 в протерозое и фанерозое сливаются воедино; 4 – масса связанной в земной коре воды; 5 – масса органического углерода в пересчете на CO_2

Как видно из рис. 10.3, в протерозое и фанерозое почти весь дегазированный из мантии углекислый газ оказался связанным в карбонатном или биогенном (в форме $\text{C}_{\text{орг}}$) резервуарах, тогда как массу CO_2 , находящуюся в атмосфере и растворенную в гидросфере этих эпох, в масштабе приведенных на рисунке графиков показать не удастся. Иная ситуация существовала в архее. Из-за малого количества воды в архейских океанах масса связанного CO_2 в то время была существенно меньше, чем масса дегазированного из мантии углекислого газа. Отсюда следует, что в архее заметная часть углекислого газа должна была находиться в атмосфере и быть растворенной в водах океана.

Помимо связанного в породах CO_2 часть углекислого газа (в форме анионов HCO_3^-) всегда оказывается растворенной в водах океана. Учет этой части CO_2 проведем по методике, предложенной Н.О. Сорохтиным (2001). Для этого учтем, что растворимость углекислого газа в воде, согласно закону Генри, прямо пропорциональна его парциальному давлению в атмосфере:

$$C(\text{CO}_2)_{\text{ок}} = K(\text{CO}_2) \cdot p(\text{CO}_2), \quad (10.3)$$

где $C(\text{CO}_2)_{\text{ок}}$ – концентрация углекислого газа в океанических водах; $K(\text{CO}_2)$ – константа Генри; $p(\text{CO}_2)$ – парциальное давление углекислого газа в атмосфере. Но растворимость газов в воде экспоненциально зависит от ее температуры T :

$$K(\text{CO}_2) = K_0 \cdot e^{\frac{-V(\text{CO}_2) \cdot p(\text{CO}_2)}{R \cdot T}}, \quad (10.4)$$

где $V(\text{CO}_2)$ – парциальный мольный объем растворенного в воде CO_2 в бесконечно разбавленном растворе; $R = 1,987$ кал/моль·град; K_0 – нормировочный коэффициент. Эмпирическая зависимость показателя константы Генри от температуры приведена в Справочнике термодинамических величин (Наумов и др., 1971).

Для нахождения нормировочного коэффициента K_0 , предварительно надо найти эффективное значение константы Генри для современного океана. Учитывая, что в современном океане растворено приблизительно $1,4 \cdot 10^{20}$ г CO_2 , тогда как парциальное давление этого газа в атмосфере составляет 0,46 мбар, по выражению (10.3) можно оценить эффективное значение коэффициента Генри для океана $K_{\text{ок}} \approx 0,213$. Учитывая, что средняя температура современной Земли равна 288 К (14,8 °С), находим значение нормировочного коэффициента в выражении (10.4) $K_0 = 0,803$.

Теперь легко найти и массу углекислого газа, растворенного в водах океана:

$$\delta m(\text{CO}_2) = m(\text{H}_2\text{O})_{\text{ок}} \cdot K(\text{CO}_2) \cdot p(\text{CO}_2). \quad (10.5)$$

В позднем архее около 2,7 млрд лет назад масса растворенного в океане углекислого газа, судя по расчетам (разность кривых 1 и 3 на рис. 10.3), достигала 10^{23} г при массе воды в океане того времени около $1,32 \cdot 10^{23}$ г (см. кривую 2 на рис. 9.3). Отсюда видно, что концентрация растворенного углекислого газа в океанических водах тогда достигала 40%! Это означает, что при средней температуре океанов около 55 °С (см. ниже), океанические воды в позднем архее были горячими и кислыми, а следовательно, весьма агрессивными растворителями многих веществ.

На рис. 10.4 приведен рассчитанный Н.О. Сорохтиным (2001) график эволюции парциального давления углекислого газа в атмосфере с учетом его частичного растворения в океанических водах. Подчеркнем, что условия для возникновения углекислотной атмосферы существовали только в архее. В протерозое и фанерозое подавляющая часть углекислого газа оказалась связанной в карбонатах и органическом веществе, а в атмосфере и гидросфере сохранилась лишь его малая часть, определяемая законом действующих масс реакций связывания CO_2 в горных породах и биосфере.

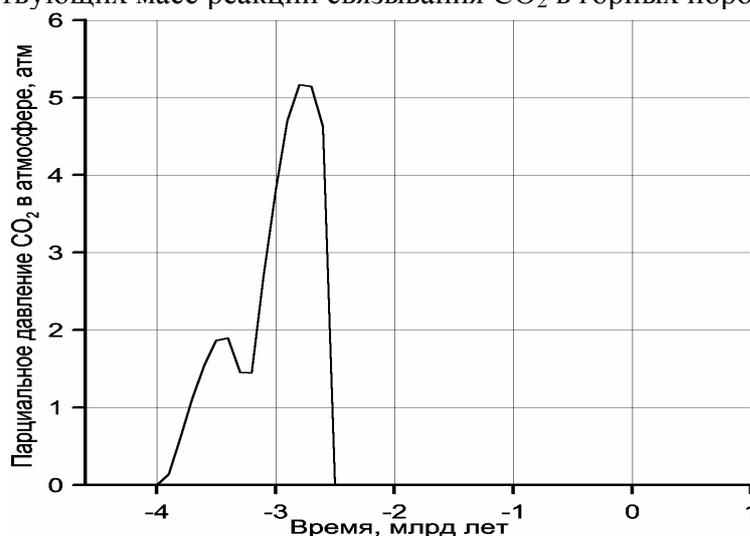


Рис. 10.4. Эволюция парциального давления углекислого газа в земной атмосфере (в протерозое и фанерозое парциальное давление CO_2 не превышало 1 мбар и в масштабе графика неразличимо)

10.1.3. Накопление кислорода в земной атмосфере

Количественно оценить эволюцию содержания кислорода в земной атмосфере еще значительно сложнее, поскольку оно сильно зависело от таких трудно учитываемых факторов, как характер и уровень метаболизма древних фотосинтезирующих микроорганизмов, режимов поглощения O_2 в окисножелезном и сульфатном резервуарах седиментосферы, условий застоя и стагнации или перемешивания вод древних океанов и т.д. Поэтому общую картину возможных колебаний парциального давления кислорода в земной атмосфере с точки зрения рассматриваемой здесь концепции глобальной эволюции Земли мы опишем только на качественном уровне.

Начнем с оценки суммарной массы кислорода в геохимическом резервуаре седиментосферы Земли, воспользовавшись для этого методикой, описанной в работе М. Шидловски (1980). Кислород в атмосферу поступал в основном из двух источников: за

счет биогенного процесса восстановления углерода из углекислого газа и благодаря фотодиссоциации воды жестким излучением Солнца. Судя по оценкам А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1978), в земной коре содержится около $1,95 \cdot 10^{22}$ г $C_{\text{орг}}$, с которым когда-то было соединено приблизительно $5,2 \cdot 10^{22}$ г O_2 . Весь этот кислород мог поступить в атмосферу, если бы он не связывался с железом и серой. По данным той же работы, сейчас в земной коре содержится $6,9 \cdot 10^{23}$ г Fe_2O_3 и $2,83 \cdot 10^{22}$ г SO_3 . Освобождающийся кислород тратился на окисление железа от двухвалентного до трехвалентного состояния, поэтому нетрудно определить, что на эту реакцию кислорода ушло около $6,9 \cdot 10^{22}$ г, а на окисление сульфатной серы – $1,7 \cdot 10^{22}$ г.

В современной атмосфере содержится около $1,2 \cdot 10^{21}$ г кислорода, откуда общая масса O_2 в кислородном резервуаре земной коры и атмосферы равна приблизительно $8,72 \cdot 10^{22}$ г. Но, как мы видели, за счет фотосинтеза микроорганизмов, водорослей и растений в тот же резервуар могло поступить только $5,2 \cdot 10^{22}$ г O_2 . Разница $3,52 \cdot 10^{22}$ г должна была поступить из других источников. В раннем докембрии еще было очень мало кислорода, поэтому отсутствовал в атмосфере озоновый слой и жесткое излучение Солнца проникало до земной поверхности, откуда видно, что таким источником могла быть диссоциация воды жестким излучением Солнца по известной реакции $H_2O + h\nu \rightarrow O + H_2$. При этом водород улетучивался, а кислород уходил на окисление железа. Следовательно, в раннем докембрии за счет диссоциации воды в общий кислородный резервуар должно было поступить около $3,52 \cdot 10^{22}$ г O_2 .

Часть этого кислорода, правда, могла освобождаться не только за счет прямой фотодиссоциации воды жестким излучением Солнца, но и за счет ее биохимического расщепления автотрофными организмами в процессе анаэробного метаболизма брожения. Разделить эффект этих двух механизмов пока не удастся, но нам представляется, что в раннем докембрии, когда еще не существовало защитного озонового слоя в земной стратосфере, явно доминировала фотодиссоциация воды над ее биологическим расщеплением.

К сожалению, мы не знаем работ, по которым можно было бы уверенно определить мощность процесса фотодиссоциации паров воды жестким излучением Солнца. Сейчас этот механизм освобождения кислорода, по-видимому, работает не очень активно, поскольку современный озоновый слой в верхах атмосферы достаточно эффективно защищает Землю от жесткого излучения Солнца. Так, по оценкам Дж. Уокера (Walker, 1974, 1977), сейчас только 10^{-6} часть O_2 в атмосфере генерируется за счет фотодиссоциации паров воды, остальное – результат фотосинтеза растений и водорослей. При общем низком содержании кислорода в атмосфере раннего докембрия и отсутствия озонового слоя такая генерация могла играть более существенную роль, хотя и в этом случае за счет сильной отрицательной обратной связи процесс неорганического освобождения кислорода резко сокращается, когда давление O_2 в атмосфере достигает 10^{-3} от современного уровня.

В раннем докембрии (до 2,0 млрд лет назад) парциальное давление кислорода было очень низким, поэтому можно ожидать, что процесс фотодиссоциации воды заметно действовал только в архее и раннем протерозое. Принимая, что скорость развития этого процесса была пропорциональна суммарной площади океанов, удастся определить как зависимость массы фотодиссоциированного кислорода от времени, так и скорость накопления этого кислорода в седиментосфере Земли.

Для расчета массы кислорода, освобождавшегося в результате жизнедеятельности микроорганизмов и водорослей, следует учитывать, что объемы фитопланктона в океане в основном лимитируются содержанием фосфора, растворимость которого в океанических водах весьма ограниченная. Поэтому представляется, что именно фосфор, поступающий в океаны при выветривании изверженных пород, формирует верхний предел для развития планктона (Шопф, 1982). Поскольку растворимость фосфора в воде всегда конечна, то можно принять, что скорость биогенного выделения кислорода в докембрии и раннем

палеозое (т. е. до появления наземной растительности) была пропорциональна массе воды в океанах, которая нам известна (см. раздел 9.1). В этом случае сравнительно просто удастся рассчитать и графики накопления биогенного кислорода в осадочных резервуарах, и скорости развития этих процессов (рис. 10.5).

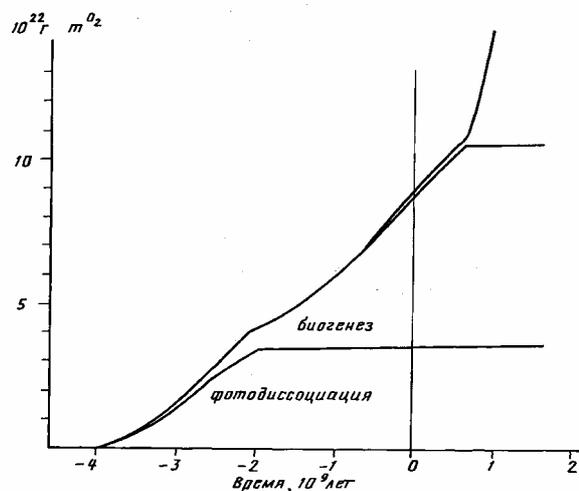


Рис. 10.5. Накопление связанного кислорода в резервуарах осадочных пород и в атмосфере с указанием источников поступления кислорода (Сорохтин, Ушаков, 1991)

Аналитически оценить парциальное давление кислорода в атмосфере сложнее, поскольку оно зависело от нескольких трудноопределимых геохимических условий выделения и поглощения кислорода, господствовавших только в глубоком докембрии и не повторявшихся впоследствии. Надо также иметь в виду, что поступление кислорода в атмосферу определяется равновесием между двумя мощными процессами генерации и поглощения кислорода, а характеристики этих процессов известны недостаточно точно. Поэтому надо попытаться восстановить основные закономерности изменения парциального давления кислорода в атмосфере только по геохимическим данным. Такие реконструкции делались неоднократно и ранее (Urey, 1959; Walker, 1977; Шопф, 1982; и др.).

Анализируя геологические данные, приходится признать, что парциальное давление O_2 в архейской и раннепротерозойской атмосфере было очень низким. Хотя в архее из-за более низкого содержания свободного железа в конвектирующей мантии над участками зонной дифференциации земного вещества (см. рис. 4.3 и 4.10) парциальное давление кислорода могло быть несколько выше, чем в раннем протерозое во время массовых отложений железорудных формаций. Обычно в качестве аргументов ссылаются на геохимические характеристики древних осадочных образований, которые можно интерпретировать как показатели существования восстановительной обстановки и практически полного отсутствия свободного кислорода в атмосфере до 2,0 млрд лет назад. Назовем эти особенности: присутствие в раннедокембрийских отложениях уранинита и пирита; высокое отношение в осадках FeO/Fe_2O_3 ; высокое содержание в аутигенных минералах двухвалентного железа (например, в форме сидерита); высокое отношение Mn/Fe в железорудных формациях; слабо окисленное состояние европия и церия в хемогенных отложениях архея и раннего протерозоя.

В позднеархейских и раннепротерозойских конгломератах типа Витватерсранда в Южной Африке или Эллиот-Лейк в Канаде, широко распространенных на многих древних щитах и сформированных в интервале времен от 3 до 2,1 млрд лет назад, содержится большое количество обломочных уранинита UO_2 (отлагавшегося только в период от 2,5 до 2,1 млрд лет) и пирита FeS_2 . Судя по кривой слоистости и общей структуре конгломератов, видно, что их отложение происходило в прибрежных зонах на шельфах древних щитов, т.е. в деятельном слое океана. Поэтому образование таких минералов

нельзя объяснить застойными явлениями в глубинных океанических водах. Кроме того, в период возникновения обширного Гуронского оледенения (около 2,5–2,3 млрд лет назад) застойных вод вообще не должно было бы существовать. Следовательно, в момент своего образования уранинит и пирит раннепротерозойских конгломератов находились в геохимическом равновесии с аэрированными водами океана, т.е. с атмосферой. Но при нахождении в среде с парциальным давлением O_2 выше 10^{-6} современного уровня уранинит переходит в U_3O_8 и другие окислы, а пирит разлагается с образованием окислов железа и сульфат-иона.

О восстановительных условиях древней атмосферы говорят и высокие отношения закисного железа к окисному в раннедокембрийских осадках и корях выветривания, а также массовые отложения хемогенных сидеритов. Например, карбонаты литоральной зоны нижнего протерозоя в Трансваале (Южная Африка) обладают высокими концентрациями слабо окисленных форм железа и марганца (Eriksson et al., 1975). То же относится и к аутигенным минералам, таким, как глауконит и гриналит; в раннедокембрийских отложениях глауконит, обладающий высоким отношением $Fe^{+3}/Fe^{+2} \approx 7$, практически не встречается, а родственный ему силикат железа с высоким содержанием Fe^{+2} – гриналит, наоборот, распространен весьма широко.

Рассматривая вопрос о восстановительном характере раннедокембрийской атмосферы Земли, следует особо подчеркнуть, что факт одновременного отложения в то время окисных железных формаций не противоречит приведенным выше выводам о чрезвычайно низком парциальном давлении кислорода в атмосфере тех далеких геологических эпох. Более того, само существование осадочных железорудных формаций докембрия подтверждает эти выводы. Действительно, ведь при окислительной обстановке в атмосфере и океане растворимость окислов железа резко падает, и, следовательно, столь же резко должна уменьшаться миграционная способность железа. В этом случае все железо окислялось бы до трехвалентного нерастворимого состояния непосредственно в рифтовых зонах Земли и там же осаждалось, формируя металлоносные осадки офиолитовых комплексов, а не разносилось по всему океану, в том числе и на пассивные окраины континентов, с которыми и связаны залежи окисного железа. В те далекие эпохи железо скорее всего растворялось в океанических водах в форме бикарбоната $Fe(HCO_3)_2$. Окисление растворимого бикарбоната железа до трехвалентного состояния могло происходить чисто биогенным путем в местах обитания и развития фитопланктона и других фотосинтезирующих микроорганизмов. При этом выделявшийся за счет метаболизма водорослей и микроорганизмов кислород поступал прямо в водный раствор и тут же, без выделения в атмосферу, т.е. *in situ*, связывался с железом, окисляя его до трехвалентного и нерастворимого состояния: $2Fe(HCO_3)_2 + O \rightarrow Fe_2O_3 + 4CO_2 + 2H_2O$. Исследование же изотопного состава осадочного $C_{орг}$ в докембрийских железорудных отложениях показывает, что связанное с биологическими процессами изотопное фракционирование углерода происходило даже на стадиях накопления самых древних железистых формаций Исуа в Западной Гренландии возрастом около 3,8 млрд лет. В еще большей мере это относится к железистым кварцитам группы Хамерсли возрастом около 2,2–2 млрд лет. Кроме того, в докембрийских толщах железистых кварцитов, были найдены прямые следы микрофоссилий, непосредственно указывающие на биогенное происхождение железорудных формаций.

Из рассматриваемого механизма окисления железа, в частности, следует, что в моменты всплеска накопления железных руд парциальное давление кислорода в атмосфере Земли должно было падать еще ниже, поскольку именно в эти периоды почти весь кислород биогенного и фотодиссоциационного происхождения поглощался окисляющимся железом. В противоположность этому в периоды затухания процессов железорудного накопления содержание кислорода в докембрийской атмосфере могло несколько повышаться за счет поступления его избытков из океана. Трудно определить

масштабы этих колебаний парциального давления кислорода в атмосфере, но не исключено, что они могли достигать 3–4 порядков.

Если уранинит действительно может накапливаться только при давлениях кислорода меньших 10^{-5} – 10^{-4} атм, а уран в свите Витватерсранд в основном отлагался в течение промежутка времени от 2,5 до 2,1 млрд лет назад (Хатчинсон, Блэкуэлл, 1988), т.е. между двумя смежными периодами массового накопления железорудных формаций 2,8–2,6 и 2,2–2,0 млрд лет назад, то следует ожидать, что в периоды массового отложения железистых осадков парциальное давление кислорода не превышало 10^{-8} – 10^{-9} атм. Другим пределом может служить оценка, согласно которой протерозойские гидроокислы железа (окисленные теперь до гематита) формировались в атмосфере с давлением кислорода порядка 10^{-13} атм (Klein, Bricker, 1977).

При оценке парциального давления кислорода в позднем докембрии необходимо учитывать, что красноцветные коры выветривания на поверхности континентов и красноцветные осадки терригенного происхождения на континентальных окраинах появились только после 2 млрд лет назад (Салоп, 1973; Анатольева, 1978). Но именно красноцветы являются неоспоримыми свидетелями появления свободного кислорода в атмосфере (и гидросфере), поскольку при этом резко падает миграционная способность железа и после его окисления до трехвалентного состояния в процессе выветривания силикатов или карбонатов оно сохранялось *in situ* в продуктах разрушения пород, придавая им характерные буровато-красные оттенки. Показательной характеристикой изменения восстановительно-окислительных условий в древней атмосфере является переход окисленности европия в осадках от Eu^{2+} к Eu^{3+} , произошедшей на интервале времен от 1,9 до 0,8 млрд лет назад (Fryer, 1977).

Появление свободного кислорода, безусловно, должно было стимулировать эволюцию жизни и возникновение новых ее форм с более совершенным энергоемким метаболизмом. По палеонтологическим данным, известно, что первые находки эукариот (органических клеток с обособленным ядром) относятся к толщам среднего протерозоя с возрастом около 1,9–1,5 млрд лет. Для своего развития эукариотический фитопланктон требует небольших количеств растворенного в воде кислорода, поэтому можно связать это событие с переходом атмосферы через “точку Юри”, определяемую давлением кислорода около 10^{-3} от современного уровня.

В позднем протерозое, еще до исчезновения железа из мантии (см. раздел 4.5), в связи с развитием Лапландского оледенения и возникновением в океанах крупномасштабного перемешивания поверхностных и глубинных вод вновь стали отлагаться железорудные формации. Результатом этого должен был быть новый импульс снижения парциального давления кислорода, правда, не очень значительный.

Еще одной реперной точкой, по-видимому, является момент появления многоклеточных организмов царства животных. Находки наиболее древних метазоа, как известно, были сделаны в отложениях Южной Австралии нижнего венда возрастом около 680 млн лет. Но для организмов царства животных характерен активный обмен веществ, использующий кислородное дыхание. Поэтому появление метазоа могло произойти только при относительно повышенном парциальном давлении кислорода в атмосфере. Обычно за критическое содержание кислорода принимается точка Пастера, соответствующая его давлению около 10^{-2} от современного уровня, при котором анаэробный процесс брожения сменяется энергетически более выгодным кислородным метаболизмом.

Интересно отметить, что момент достижения кислородным давлением уровня Пастера и появления первых многоклеточных животных близко совпадает с определенным выше временем полного исчезновения металлического железа из мантии – главного поглотителя свободного кислорода во внешних геосферах Земли (см. раздел 4.5). После этого момента дальнейшее накопление кислорода в земной атмосфере должно было происходить очень быстро. Действительно, как мы уже отмечали, скорость биогенного

выделения кислорода в докембрии и раннем палеозое вероятнее всего была пропорциональна массе воды в океане и, следовательно, в конце протерозоя уже мало отличалась от современной скорости поставки этого газа из океана. При современном уровне продуцирования кислорода (около $3,2 \cdot 10^{17}$ г/год) весь его объем в атмосфере обновляется всего за 3800 лет (Шопф, 1982). Принимая теперь, что сейчас около 80% ежегодной продукции кислорода поставляется наземными растениями (Walker, 1974), можно оценить, что после прекращения функционирования мощнейшего процесса связывания кислорода в окислах железа океанических осадков в самом конце протерозоя обновление кислородного запаса в атмосфере уже могло происходить за 20–25 тыс. лет, т. е. за ничтожно малое время по сравнению с длительностью геологических процессов. Этот же подход позволяет оценить содержание кислорода в атмосфере раннего палеозоя до появления наземной растительности в середине девона: концентрация кислорода тогда, вероятно, составляла 20% от современного уровня, а парциальное давление достигало 0,04–0,05 атм. В середине мезозоя, после появления и широкого распространения цветковых растений, содержание и давление кислорода в атмосфере уже приблизились к его современному уровню (около 0,23 атм).

По-видимому, в природе существует очень чувствительный механизм регулирования парциального давления кислорода в земной атмосфере фанерозоя. Осуществляется такое регулирование за счет установления динамического равновесия между двумя процессами. С одной стороны, это конечная мощность биологических механизмов генерации кислорода (зависящая от содержания углекислого газа и фосфора в атмосфере, океанической воде и почвах), а с другой – это процессы поглощения кислорода (определяемые его парциальным давлением в атмосфере) благодаря разложению в осадках органического углерода и его повторного окисления до углекислого газа. По этой причине можно ожидать, что установившийся сейчас равновесный уровень содержания кислорода в современной атмосфере (20,95% по объему или 0,232 бар по давлению) сохранится надолго и в будущем до полного окисления двухвалентного железа в мантии еще приблизительно через 600 млн лет. Это будет связано с тем, что на последнем этапе тектонического развития Земли после полного окисления мантийного железа до стехиометрии устойчивого при больших давлениях магнетита должно начаться выделение глубинного кислорода, освобождающегося в процессе дифференциации земного вещества за счет бародиффузионного распада окислов железа, по реакциям $2\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow 3\text{Fe} \cdot \text{FeO} + 5\text{O}$ (см. раздел 4.5). Судя по расчетам, это должно произойти еще через 600 млн лет, причем таким путем освободится в мантии около $2,6 \cdot 10^{25}$ г кислорода. Но поскольку к тому времени все мантийное железо уже будет предельно окислено до устойчивой при повышенных давлениях магнетитовой фазы, то такой кислород останется свободным и сможет выделяться из мантии в атмосферу.

После предельного окисления всех элементов на Земле парциальное давление кислорода в земной атмосфере после 600 млн лет начнет существенно повышаться и через 1 млрд лет уже достигнет 2,6 атм, а к моменту прекращения тектонической активности Земли (и ее дегазации), примерно через 1,6 млрд лет приблизится к 43 атм (см. рис. 10.5).

Столь значительное повышение содержания кислорода в земной атмосфере далекого будущего, безусловно, должно трагическим образом сказаться на всей наземной жизни – она просто сгорит в такой атмосфере. Жизнь тогда сможет сохраниться временно, только в океанах (до их полного выкипания в далеком будущем).

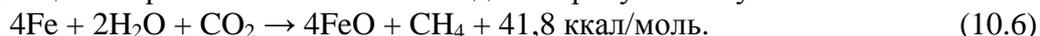
10.2. Эволюция химического состава и давления земной атмосферы

Определив отдельно основные закономерности накопления в атмосфере главных составляющих, легко рассчитать суммарную картину эволюции состава земной атмосферы и ее давление. Следует добавить еще накопление в атмосфере радиогенного аргона ^{40}Ar , содержание которого в современной атмосфере достигает 1,28% по массе (суммарная масса аргона на 99,6% состоит из изотопа ^{40}Ar). Источником изотопа ^{40}Ar , как

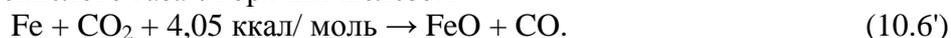
известно, является радиоактивный изотоп калия ^{40}K , большая часть которого (около 89%) путем β -распада превращается в изотоп ^{40}Ca , тогда как оставшаяся часть (11%) путем электронного захвата переходит в аргон ^{40}Ar . Калий является типичным литофильным элементом и накапливается в континентальной коре пропорционально ее росту (см. раздел 6.8). Во время перехода калия в континентальную кору из океанической коры (см. рис. 6.20) происходит плавление корового материала, при этом накопившийся в калиевых минералах аргон освобождается и, как летучий элемент, большей частью поступает в атмосферу. Поэтому накопление аргона в атмосфере в первом приближении должно быть пропорционально росту континентальной коры (см. рис. 6.23). Суммарная картина изменения состава и давления атмосферы Земли изображена на рис. 10.6 (в связи с малыми значениями парциального давления аргона его концентрация на рисунке отдельно не показана, но включена в кривую давления азота).

Как видно из графиков, в катархее, около 4,6–4 млрд лет назад, атмосфера Земли была менее плотной, чем сейчас и состояла в основном из азота (0,67 атм), лишь с небольшими примесями благородных газов ($\sim 2 \cdot 10^{-5}$ атм). В архее началось сравнительно быстрое нарастание давления углекислого газа, и атмосфера в основном стала углекислотной с подчиненным содержанием азота. В пике развития архейской атмосферы парциальное давление углекислого газа превышало 5 атм при парциальном давлении азота около 1 атм, поэтому суммарное давление атмосферы тогда (около 2,7 млрд лет назад) превышало 6 атм.

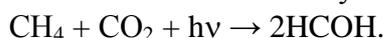
Помимо углекислого газа в атмосфере раннего архея должен был накапливаться метан, образующийся при окислении железа водой в присутствии углекислого газа



Наиболее интенсивно этот процесс должен был развиваться на самых ранних этапах дегазации Земли в начале архея, когда большая часть поверхности Земли еще была сложена первозданным реголитом, содержавшим до 13 % металлического железа. В составе атмосферы того времени метан мог даже превалировать над CO_2 . Кроме того, в архее в небольших количествах генерировалась и окись углерода, возникающая при взаимодействии углекислого газа с горячим железом



Отсюда видно, что атмосфера в начале раннего архея, была существенно восстановительной и азотно-углекислотно-метановой по составу. В дальнейшем, приблизительно через 100 млн лет, после полной гидратации первозданного реголита, восстановительный потенциал архейской атмосферы должен был резко снизиться благодаря фотодиссоциации метана солнечным излучением и образования формальдегида



В результате архейская атмосфера стала углекислотно-азотной лишь с небольшими добавками метана и равновесным содержанием влаги.

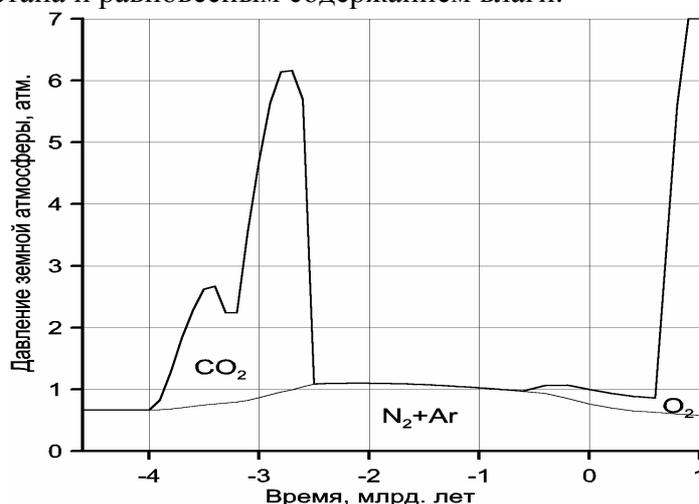


Рис. 10.6. Эволюция состава и давления земной атмосферы

В протерозое после выделения земного ядра и резкого снижения тектонической активности Земли в океанической коре возник серпентинитовый слой (см. рис. 9.2) и резко активизировались процессы связывания углекислого газа в карбонатах по реакциям типа (10.1) и (10.2). В результате довольно быстро (в течение примерно 100 млн лет) из атмосферы оказался выведенным практически весь углекислый газ и земная атмосфера стала азотной с общим давлением около 1 атм. Наконец, после полного исчезновения свободного (металлического) железа из мантии в конце протерозоя (см. раздел 4.5, рис. 4.10) в атмосфере фанерозоя стал постепенно накапливаться кислород, и она приняла привычный азотно-кислородный состав, а ее давление поднялось до 1 бара. В фанерозое максимального давления атмосфера, по-видимому, достигала в середине мезозоя, когда скорость генерации кислорода стала максимальной в связи с широким распространением тогда по Земле цветковых растений.

В будущем общее давление земной атмосферы продолжит постепенное снижение за счет связывания микроорганизмами азота в почвах континентов. Процесс этот продолжится до тех пор, пока в будущем, приблизительно через 600 млн лет, не начнется дегазация из мантии эндогенного кислорода, освобождающегося при образовании “ядерного” вещества $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ по реакции (4.6) из предельно окисленных к тому времени окислов железа в мантии. После этого давление кислорода в атмосфере Земли начнет стремительно возрастать вплоть до 40 атм и выше. Но произойдет это, на наше счастье, еще очень не скоро.

10.3. Адиабатическая теория парникового эффекта

Считается, что атмосфера слабо поглощает солнечную коротковолновую радиацию, которая в большей части достигает земной поверхности, но задерживает длинноволновое (тепловое) излучение этой поверхности, тем самым значительно уменьшая теплоотдачу Земли в космическое пространство. Это принимается за главную причину повышения температуры атмосферного воздуха, и чем выше концентрация в воздухе так называемых “парниковых газов”, поглощающих инфракрасное (тепловое) излучение, тем большим оказывается прогрев атмосферы. Идея о разогреве земной атмосферы парниковыми газами впервые была высказана в конце прошлого столетия известным шведским ученым С. Аррениусом и с тех пор принимается на веру практически без проверки.

Обычно главным методом решения таких задач о парниковом эффекте является моделирование процесса прогрева атмосферы по многочисленным, но не очень устойчивым условиям энергетического баланса земной атмосферы. Существующие неопределенности в оценках тех или иных параметров принятой модели, а их насчитывается не менее 30, фактически делают решение самой задачи некорректным. По этой причине рассмотрение природы парникового эффекта мы решили провести с наиболее общих позиций, используя синергетический подход. При таком подходе можно пользоваться только наиболее значимыми и достоверно установленными параметрами среды и определяющими характеристиками управляющего процесса. Например, можно учитывать только такие параметры, как масса атмосферы, ее теплоемкость, осредненное значение энергии падающего на Землю солнечного излучения, а также принимать во внимание существование сильной отрицательной обратной связи между сферическим альбедо планеты и ее осредненной приземной температурой. При этом, правда, теряется локальная детальность описания парникового эффекта, поскольку модель первого приближения оказывается одномерной и осредненной по всей Земле. Однако в некоторых случаях такой подход обладает определенными преимуществами, поскольку позволяет получать аналитический и однозначный результат решения таких глобальных проблем, как, например, определение влияния состава атмосферы на суммарную величину ее парникового эффекта (для всей Земли в целом). Кроме того, надо иметь в виду, что в

одномерную модель можно включать дополнительные и локальные параметры, например широту местности, наклон оси вращения Земли к плоскости эклиптики, приток дополнительного тепла потоками воздушных масс (циклонами), альbedo снежного покрова и т.д. Таким путем можно построить трехмерную и даже четырехмерную (четвертое измерение – время) модель парникового эффекта. При этом мы постараемся показать, что главными факторами, ответственными за возникновение комфортных климатических условий на Земле, являются величина солнечной радиации, а также состав, давление и теплоемкость земной атмосферы.

10.3.1. Основные характеристики современной атмосферы

Напомним вначале основные характеристики земной атмосферы: масса атмосферы равна примерно $5,15 \cdot 10^{21}$ г, среднее давление воздуха на уровне моря p_0 равняется одной физической атмосфере, или 1,0132 бар = 1013,2 мбар (760 мм ртутного столба), а плотность $\rho_0 \approx 1,27 \cdot 10^{-3}$ г/см³. С высотой давление и плотность воздуха быстро уменьшаются по экспоненциальному закону (рис. 10.7):

$$p = p_0 \exp\left\{-\frac{g\mu}{RT}h\right\}, \quad (10.7)$$

где $g = 981$ см/с² – ускорение силы тяжести; μ – средний молекулярный вес атмосферных газов (для Земли при $p = p_0$; $\mu = 28,97$); $R = 1,987$ кал/град·моль = $8,314 \cdot 10^7$ эрг/град·моль – газовая постоянная; T – абсолютная температура в градусах Кельвина; h – высота над уровнем моря, см. Соответственно уменьшается с высотой и плотность воздуха.

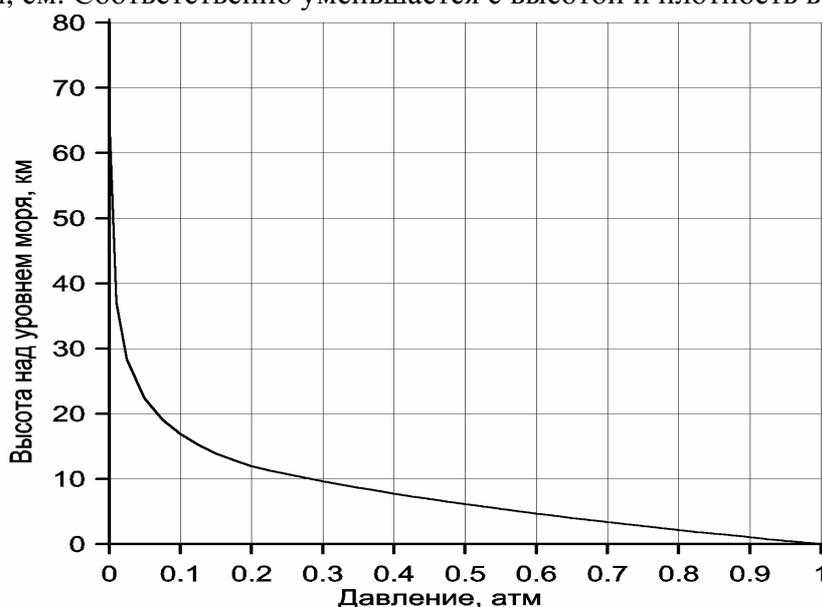


Рис. 10.7. Зависимость давления от высоты (рассчитано по распределению температуры с высотой, изображенному на рис 2.2)

Азотно-кислородный состав земной атмосферы уникален для планет Солнечной системы. Сухой воздух содержит 75,51% (по массе) азота, 23,15 – кислорода, 1,28 – аргона, 0,046 – углекислого газа, 0,00125 – неона и около 0,0007% остальных газов. Важной активной компонентой атмосферы является водяной пар (и вода в каплях облаков). Содержание водяного пара и воды в атмосфере достигает $(0,12 - 0,13) \cdot 10^{20}$ г, что в пересчете на слой конденсированной воды составляет 2,5 см (25 мм), или в среднем $2,5$ г/см² земной поверхности. Если учесть среднегодовое испарение и выпадение осадков, приблизительно равное 780 мм водяного столба, то легко определить, что водяной пар в атмосфере обновляется примерно 30 раз в году, или каждые 12 дней. В верхних слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца возникает озон, состоящий из трехатомных молекул кислорода. Несмотря на малые количества озона в

атмосфере $O_3 \approx 3,1 \cdot 10^{15}$ г (кислорода в атмосфере $O_2 = 1,192 \cdot 10^{21}$ г), этот газ спасает жизнь на поверхности Земли от пагубного воздействия на нее жесткого излучения Солнца.

По распределению температуры в атмосфере Земли (см. рис. 2.2) можно выделить три характерных слоя. Нижний и наиболее плотный слой земной атмосферы – ее тропосфера простирается до высот порядка 8–10 км в высоких широтах и до 16–18 км в экваториальном поясе (в среднем до 12 км), содержит около 80% массы всей атмосферы и характеризуется почти линейным распределением температуры. Средний слой уже существенно разреженной атмосферы включает в себя стратосферу и мезосферу и характеризуется крупным максимумом температуры, достигающим 270 К на высотах около 50 км. Этот температурный максимум связан с поглощением озоном ультрафиолетового излучения Солнца. Еще выше расположена термосфера, в которой температура увеличивается с высотой до 1000 К и более, а на высотах, превышающих 1000 км, термосфера постепенно переходит в экзосферу и далее в открытый космос. Между тропосферой и стратосферой, мезосферой и термосферой существуют переходные слои, соответственно тропопауза, с температурами около 190–220 К и мезопауза с температурами, близкими к 180–190 К.

Распределение температуры в тропосфере Земли принципиально отличается от ее распределения в стратосфере, мезосфере и термосфере. В тропосфере это распределение почти линейное, тогда как в верхней атмосфере оно резко нелинейное с характерным максимумом на высотах около 50 км и ростом температуры выше 90 км. Максимум температуры на высотах около 50 км связан с поглощением ультрафиолетового излучения Солнца озоном, повышение температуры выше 90 км связано с ионизацией разреженного воздуха жестким излучением Солнца. Таким образом, в стратосфере и мезосфере температура в основном определяется радиационным механизмом передачи тепла, тогда как распределение температуры в тропосфере определяется другими процессами, главным из которых является конвективный вынос тепла из этого нижнего и плотного слоя атмосферы в стратосферу, где далее оно теряется в космосе уже радиационным путем.

10.3.2. Основы адиабатической теории парникового эффекта

По определению парниковым эффектом называется разность между средней температурой поверхности планеты и ее радиационной (эффективной) температурой, под которой эта планета видна из космоса. Средняя температура по всей Земле в целом приблизительно равна $+15$ °С, а ее эффективная температура -18 °С, следовательно, парниковый эффект на Земле сейчас равен $+33$ °С.

С точки зрения приведенного определения парниковый эффект является вполне реальной категорией, хотя сам термин “парниковый эффект” и неудачен, и физически просто неверен. Считается, что атмосфера, содержащая так называемые “парниковые газы”, слабо поглощает солнечную коротковолновую радиацию, которая в большей части достигает земной поверхности, но задерживает длинноволновое (тепловое) излучение этой поверхности, тем самым значительно уменьшая теплоотдачу Земли в космическое пространство. Это и принимается за главную причину повышения температуры атмосферного воздуха, и чем выше концентрация в воздухе упомянутых “парниковых газов”, поглощающих инфракрасное (тепловое) излучение, тем, как считается, большим оказывается прогрев атмосферы. Свое название эффект разогрева атмосферы под влиянием поглощения парниковыми газами теплового излучения, идущего от поверхности Земли (greenhouse effect), получил по аналогии с теплицами, перекрытыми стеклянной крышей (green house), поскольку стекло тоже легко пропускает видимый спектр солнечного излучения, но задерживает инфракрасное излучение. Однако главный эффект всех теплиц и парников такого типа в другом – в изоляции заполняющего их воздуха от конвективного перемешивания с наружным воздухом. По этой причине, как только

открываются окна теплиц и восстанавливается связь с внешним пространством, в них сразу же пропадает и “парниковый” эффект.

Поскольку Земля обладает сравнительно плотной атмосферой, то в ее нижнем и наиболее плотном слое – тропосфере толщиной около 12 км перенос тепла происходит не радиационным путем, как это представляют себе сторонники “классического” подхода к парниковому эффекту, а в основном благодаря конвективным движениям воздушных масс. Действительно, в плотной тропосфере (давление больше 0,2 атм) всегда доминирует вынос тепла воздушными потоками, т.е. путем конвективного массообмена воздуха, при котором его теплые массы расширяются и поднимаются вверх, а холодные, наоборот, сжимаются и опускаются вниз. Радиационный перенос тепла доминирует только в разреженных слоях стратосферы, мезосферы и термосферы. Отсюда следует главный вывод, что *среднее распределение температуры в толще тропосферы должно быть близким к адиабатическому распределению*, т.е. учитывающим расширение и охлаждение воздуха при его подъеме и, наоборот, сжатие и разогрев воздуха при его опускании. Из этого вовсе не следует, что конкретные распределения температуры в конкретные моменты времени обязательно должны быть адиабатическими. Здесь имеются в виду лишь средние распределения за промежутки времени порядка 1 месяца и более.

Регулируется процесс адиабатического распределения температуры давлением атмосферы, а также эффективной теплоемкостью воздуха, учитывающей его дополнительный разогрев за счет поглощения “парниковыми” газами инфракрасного (теплого) излучения земной поверхности и выделения тепла при конденсации влаги в тропосфере. Напомним, что при адиабатическом процессе температура газа, выраженная в градусах Кельвина (К), всегда оказывается пропорциональной давлению газа p в степени показателя адиабаты α , зависящего от эффективной теплоемкости газовой смеси атмосферы:

$$T = C^\alpha \cdot p^\alpha, \quad (10.8)$$

где C – постоянная. При конденсации паров воды во влажной тропосфере происходит выделение тепла и повышение температуры воздуха, это приводит к снижению значения показателя адиабаты α . Например, среднее значение этого параметра для влажной тропосферы Земли равно $\alpha = 0,1905$, тогда как для сухого воздуха $\alpha = 0,2846$.

Важно отметить, что конденсация влаги в тропосфере порождает облачность, которая является главным фактором, определяющим отражательную способность Земли (ее альбедо). Это создает сильную отрицательную обратную связь между приземной и радиационной температурами Земли, что приводит к стабилизации температурного режима тропосферы. Действительно, любое повышение приземной температуры усиливает испарение влаги и увеличивает облачность Земли, а это, в свою очередь, повышает альбедо планеты и отражательную способность земной атмосферы. В результате увеличивается отражение солнечного тепла от облаков в космос, а поступление тепла на Землю сокращается, и средняя температура земной поверхности вновь снижается до прежнего уровня. При этом надо учитывать, что любая отрицательная обратная связь в системе приводит к линейной зависимости реакции на выходе системы от воздействия на ее входе. Это свойство систем с отрицательными обратными связями универсально и проявляется вне зависимости от природы самих систем, будь то атмосфера планеты, электронный усилитель или центробежный регулятор Уатта в паровых машинах. В нашем случае входным сигналом является температура, характеризующая собой солнечное излучение на расстоянии Земли от Солнца. Для Земли эта температура, называемая температурой “абсолютно черного тела”, равна $T_{bb} = 278,8 \text{ К} = +5,6 \text{ }^\circ\text{С}$. Отсюда делается второй вывод, что средняя приземная температура T_s линейно зависит от температуры, характеризующей солнечное излучение. Этих двух условий достаточно для однозначного определения средней температуры на любом уровне земной тропосферы:

$$T = b^\alpha \cdot T_{bb} \cdot p^\alpha. \quad (10.9)$$

В этом уравнении показатель адиабаты зависит от молярного веса газовой смеси атмосферы и теплоемкости воздуха. Если теплоемкость газов c_p выражать в кал/г·град, а газовую постоянную $R = 1,987$ кал/моль·град, то зависимость показателя адиабаты α от состава и влажности атмосферы легко находится по формуле

$$\alpha = \frac{R}{\mu \cdot (c_p + C_w + C_r)}, \quad (10.10)$$

где $\mu \approx 29$ – молярный вес воздуха; $c_p = 0,2394$ кал/г·град – теплоемкость сухого воздуха; $C_w + C_r$ – поправочные коэффициенты с размерностью теплоемкости, учитывающие суммарный тепловой эффект процессов конденсации влаги C_w (во влажной атмосфере) и поглощения теплового излучения Земли и Солнца C_r .

Распределение температуры для осредненной тропосферы Земли, построенное по уравнению (10.9), является почти линейной функцией высоты и практически полностью совпадает (с точностью до 0,1–0,05%) с распределением температуры в тропосфере стандартной модели земной атмосферы со средним температурным градиентом 6,5 град/км (рис. 10.8). Напомним, что стандартная модель земной атмосферы является осредненной по всей Земле зависимостью температуры от атмосферного давления. Эту модель обычно используют при настройке авиационных альтиметров и тарирования барометров, предназначенных для наземных наблюдений. С целью более жесткой проверки универсальности выведенных закономерностей был проведен расчет распределения температуры в плотной углекислотной тропосфере Венеры по тому же выражению (10.9), но с подстановкой в него давлений до 90,9 атм и параметров, отвечающих углекислотному составу ее атмосферы. При этом использовались адиабатические уравнения, нормированные по условиям земной атмосферы (рис. 10.8).

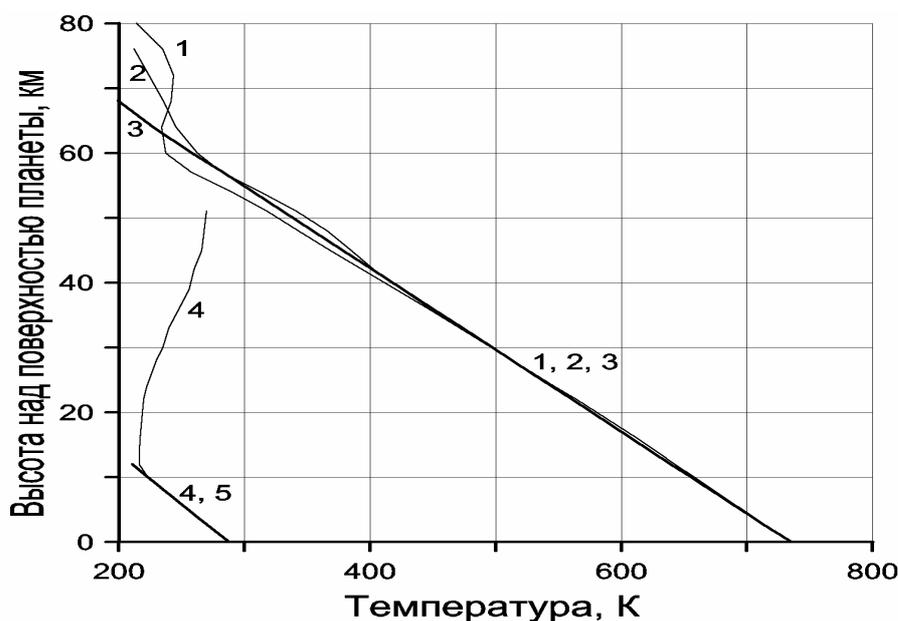


Рис. 10.8. Распределение экспериментально определенных температур в тропосфере и стратосфере Земли (кривая 4) и в тропосфере Венеры (1 и 2) в сопоставлении с теоретическими распределениями (5 и 3), построенными по адиабатической теории парникового эффекта (на приведенном рисунке температуры показаны в абсолютных (физических) градусах Кельвина)

Как видно из рисунка, теоретическое распределение температуры в тропосфере Венеры близко (с точностью до 1–2%) совпало с экспериментально определенными значениями температуры, измеренными советскими и американскими космическими аппаратами – зондами. Таким образом, было показано, что средняя температура на любом уровне достаточно плотной планетной тропосферы (с давлением выше 0,2 атм) однозначно определяется интенсивностью солнечного излучения, атмосферным давлением на этом уровне и эффективной теплоемкостью воздуха, учитывающей

дополнительный прогрев тропосферы благодаря поглощению тепла парниковыми газами и выделению тепла при конденсации влаги в тропосфере.

Рассматриваемая модель позволяет оценить и доли участия всех составляющих переноса тепла в общем процессе регулирования температуры тропосферы. Так, по характеристическим температурам земной тропосферы, ее радиационной $T_e = 255$ К и средней приземной температуре $T_s = 288$ К, удается определить поправочные члены к теплоемкости сухой и не поглощающей инфракрасное излучение атмосферы, учитывающие радиационный C_r и влаго-конденсационный C_w перенос тепла в тропосфере (Сорохтин, 2001)

$$C_r = \frac{R}{\mu \cdot \alpha} \cdot \frac{T_s - T_e}{T_s},$$

$$C_w = \frac{R}{\mu \cdot \alpha} \cdot \frac{T_e}{T_s} - c_p,$$
(10.10')

Тогда с учетом уравнения (10.10) находим: $C_r = 0,041$ кал/г·град; $C_w = 0,0794$ кал/г·град; $\alpha = 0,1905$. Отсюда видно, что непосредственная передача тепла от земной поверхности воздушным массам, участвующим в конвективном массообмене тропосферы, достигает приблизительно 67%, радиационная составляющая добавляет в конвективный перенос тепла 11%, а выделение тепла при конденсации влаги в толще тропосферы – еще 22%. На Венере из-за ее существенно более плотной тропосферы относительный прогрев газовой оболочки от горячей поверхности планеты снижается до 55%, тогда как вклад радиационной составляющей в конвекцию оказывается значительно бóльшим и достигает приблизительно 45%. Однако при этом около 26% суммарной тепловой энергии конвективного процесса расходуется в горячих (нижних и средних) слоях тропосферы Венеры на термическую диссоциацию каких-то химических соединений атмосферы. Такими соединениями могут быть, например, серная кислота, диссоциирующая на воду и серный ангидрид, вода, разлагающаяся на кислород и водород, углекислый газ – на угарный газ и кислород и т.д. В верхних же слоях тропосферы при более низких температурах эти составляющие вновь соединяются в стабильные химические соединения.

Описанная здесь модель парникового эффекта, по сути, является “одномерной”, в которой сама планета представляется безразмерной точкой, а единственное измерение – это высота над этой точкой. Такая синергетическая модель одновременно является и наиболее точной при определении глобальных характеристик тропосферы планеты, например ее парникового эффекта, среднего распределения в ней температуры, при нахождении средних значений радиационной или влажноконденсационной составляющей выделения тепла в тропосфере и т.д. Используя закон Ламберта освещения сферы и вводя в рассмотрение широту местности, эту модель можно перевести в двухмерную, а вводя в нее долготную составляющую и сезонные колебания освещенности планеты – в трехмерную и четырехмерную модели (четвертым измерением является время). При этом, правда, точность определения зависимости парникового эффекта от состава планетной атмосферы будет заметно снижаться.

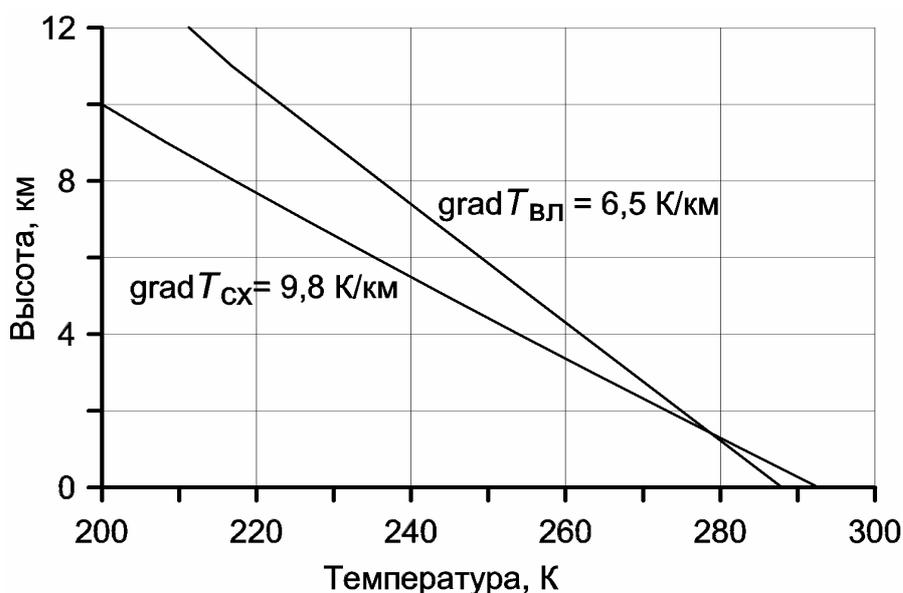


Рис. 10.9. Сравнение построенных по выражению (10.9) распределений температуры в сухой, прозрачной ($\text{grad}T_{\text{сх}}$) и во влажной, поглощающей ИК-излучение, тропосфере Земли ($\text{grad}T_{\text{вл}}$). Как видно из сравнения кривых, при прочих равных условиях приземная температура влажной и поглощающей тропосферы всегда оказывается ниже поверхностной температуры сухой и прозрачной атмосферы (в приведенном примере эта разность температур достигает $4,7\text{ }^{\circ}\text{C}$)

Для получения локальных климатических характеристик планеты в рассматриваемые модели следует ввести альбедо земной поверхности и привнос тепла циклонами. При таком подходе становится понятным переохлаждение земной поверхности в зимнее время под антициклоническими областями Земли, например, в Антарктиде или Якутии и на северо-востоке России. Фактически в этих областях с высокой отражательной способностью снежного покрова, но лишенных притока тепла циклонами, температура земной поверхности снижается почти до температуры тропопаузы (т.е. нижнего слоя стратосферы), определяемой уже радиационным балансом атмосферы на данной широте. В летнее же время в таких антициклонических областях с сухим воздухом, наоборот, происходит перегрев приземных слоев тропосферы приблизительно на $4\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и выше, со всеми симптомами засухи, что часто случается, например, в Заволжских степях (рис. 10.9).

10.3.3. Некоторые прогнозные оценки

Убедившись в справедливости адиабатической теории парникового эффекта на примерах сравнения теоретических распределений температуры с реальными осредненными распределениями температуры в тропосферах Земли и Венеры, можно выполнить ряд прогнозных расчетов. Так, при мысленной замене азотно-кислородной атмосферы Земли на углекислотную, но с тем же давлением 1 атм средняя приземная температура понижается (а не повышается, как это принято думать) приблизительно на $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Как видно из графиков (рис. 10.10), при этом снижаются и температуры во всей толще тропосферы. Обе кривые построены по уравнениям (10.7) и (10.9), в которых менялись только параметры, связанные с составом атмосферы: $\mu_1 = 29$; $\mu_2 = 44$; $\alpha_1 = 0,1905$ и $\alpha_2 = 0,1423$, но оставались прежними влажность и поглощающие свойства атмосферы $C_w + C_r = 0,12$ кал/г·град, а также значения коэффициента $b = 1,186$ 1/атм, температуры $T_{\text{bb}} = 278,8$ К и давления на уровне моря $p_s = 1$ атм.

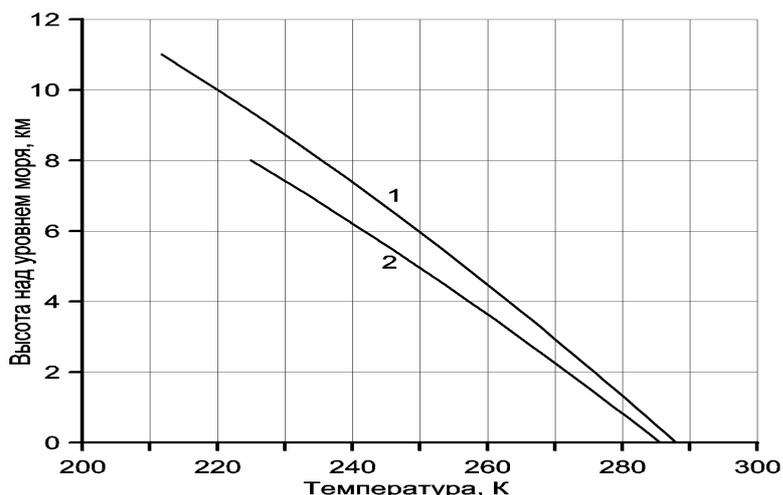


Рис. 10.10. Осредненные распределения температуры в земной тропосфере: 1 – для модели стандартной земной атмосферы с азотно-кислородной воздушной смесью; 2 – для модели земной атмосферы с углекислотным составом воздуха (остальные параметры такие же, как и в стандартной модели 1)

Аналогично этому при мысленной замене углекислотной атмосферы Венеры на азотно-кислородную, но при том же давлении 90,9 атм, ее поверхностная температура повышается с 735 до 931 К (с 462 до 658 °С). Отсюда видно, что насыщение атмосферы углекислым газом, несмотря на поглощение им теплового излучения, при прочих равных условиях всегда приводит не к повышению, а только к понижению парникового эффекта и средней температуры во всей толще планеты. Объясняется это явление просто: молярный вес углекислого газа в 1,5 раза выше, а его теплоемкость приблизительно в 1,2 раза ниже, чем у земного воздуха. В результате, как это следует из уравнения (10.10), показатель адиабаты для углекислотной атмосферы $\alpha(\text{CO}_2) = 0,1423$ при прочих равных условиях влажной тропосферы оказывается приблизительно в 1,34 раза меньше, чем для воздуха азотно-кислородного состава $\alpha(\text{N}_2+\text{O}_2) = 0,1905$. Увеличение же углекислым газом поглощения тепла приводит к возрастанию поправочного коэффициента C_T и, следовательно, к дополнительному уменьшению показателя адиабаты $\alpha(\text{CO}_2)$, а это, в свою очередь, ведет к дополнительному снижению температуры.

Физически эти, казалось бы, парадоксальные результаты объясняются тем, что вынос тепла из тропосферы в основном происходит не радиационным путем, а благодаря конвекции, а главными факторами в этом процессе, определяющими температурный режим плотных планетных тропосфер, являются давление атмосферы и ее эффективная теплоемкость. Действительно, нагретые за счет поглощения инфракрасного (теплового) излучения объемы воздуха расширяются, становятся легче окружающих воздушных масс и поэтому быстро поднимаются вверх, вплоть до низов стратосферы, где они и теряют избытки тепла уже с радиационным излучением. Таким образом, насыщение атмосферы углекислым газом может привести только к ускорению конвективного массообмена в тропосфере, но не к увеличению ее температуры. Кроме того, при одинаковых давлениях (массах) суммарная теплоемкость углекислотной атмосферы всегда оказывается меньшей, чем теплоемкость азотно-кислородной атмосферы. При этом из-за большей плотности углекислого газа по сравнению с земным воздухом углекислотная атмосфера оказывается более тонкой и хуже сохраняет тепло на поверхности планеты по сравнению с более толстым слоем азотно-кислородной атмосферы, обладающим к тому же и большей теплоемкостью.

Рассмотрим теперь влияние антропогенного выброса углекислого газа в атмосферу на климат Земли. По разным оценкам, в настоящее время за счет сжигания природного топлива в атмосферу поступает около 5–7 млрд т углекислого газа или 1,4–1,9 млрд т чистого углерода. Это колоссальное количество поступающего в атмосферу углерода не только влияет на состав ее газовой смеси и снижение теплоемкости, но и несколько

увеличивает общее давление атмосферы. Оба этих фактора действуют в противоположных направлениях, в результате средняя температура земной поверхности почти не меняется. Она практически не изменится, даже если концентрация углекислого газа увеличится вдвое, что ожидается к 2100 г. Если же учесть, что большая часть поступающего в атмосферу углекислого газа, по закону Генри, растворяется в океанических водах и далее, при гидратации пород океанической коры, связывается в карбонатах, то может оказаться, что вместе с углеродом в карбонаты перейдет и часть атмосферного кислорода. Тогда вместо слабого повышения атмосферного давления следует ожидать его незначительного уменьшения и, следовательно, слабого похолодания климата (но не его существенного потепления, как это предполагают ортодоксальные экологи).

К аналогичным выводам пришли и многие ученые США, изучавшие изменения климата в разных регионах Северной Америки. Согласно их данным, в настоящее время фактически не происходит никакого потепления климата. В этой связи известный американский ученый, бывший Президент Национальной Академии наук США Ф. Зейтц, пишет: “Экспериментальные данные по изменению климата не показывают вредного влияния антропогенного использования углеводов. В противоположность этому, имеются веские свидетельства, что увеличение содержания в атмосфере углекислого газа является полезным”. Ф. Зейтц подготовил Петицию ученых Правительству Соединенных Штатов Америки с призывом отказаться от Международного соглашения по глобальному потеплению климата, заключенному в Киото (Япония) в декабре 1997 г, и других аналогичных соглашений. В этой Петиции, в частности, говорится: “Не существует никаких убедительных научных свидетельств того, что антропогенный выброс диоксида углерода, метана или других парниковых газов причиняет, или может в обозримом будущем вызвать катастрофическое прогревание атмосферы Земли и разрушение ее климата. Кроме того, имеются существенные научные свидетельства, показывающие, что увеличение в атмосфере концентрации диоксида углерода приводит к положительному влиянию на естественный прирост растений и животных в окружающей среде Земли”. К настоящему времени эту Петицию уже подписало около 17 тыс. ученых и инженеров США.

Из приведенных оценок следует важный практический вывод, что даже значительные выбросы техногенного углекислого газа в земную атмосферу фактически не меняют осредненных показателей теплового режима Земли и ее парниковый эффект. Более того, увеличение концентрации этого газа в земной атмосфере, безусловно, является полезным фактором, повышающим продуктивность сельского хозяйства и способствующим более эффективному восстановлению растительной массы в районах сведения лесов.

Если же глобальный климат Земли в настоящее время действительно испытывает заметное потепление, то скорее всего это окажется временным явлением, и причину надо искать в других процессах и явлениях, например в неравномерности солнечного излучения, в прецессии собственного вращения Земли, в неустойчивости океанических течений или в изменениях их циркуляции, вызванных другими причинами. Так, между осредненной температурой земной поверхности и магнитной активностью Солнца, определяемой по числу солнечных пятен на его поверхности (т.е. по числу Вольфа), как видно из рис. 10.11, наблюдается сильная корреляция. Кроме того, не следует забывать, что наблюдаемое сейчас вековое потепление климата началось еще в начале XVII в., когда о техногенных выбросах углекислого газа в атмосферу не приходилось и говорить. Причем это локальное потепление наблюдается на общем фоне похолодания (рис. 10.12). Что же касается потепления последних десятилетий (если оно действительно наблюдается), то это может оказаться временным явлением, развивающимся, например, на фоне общего долговременного изменения климата.

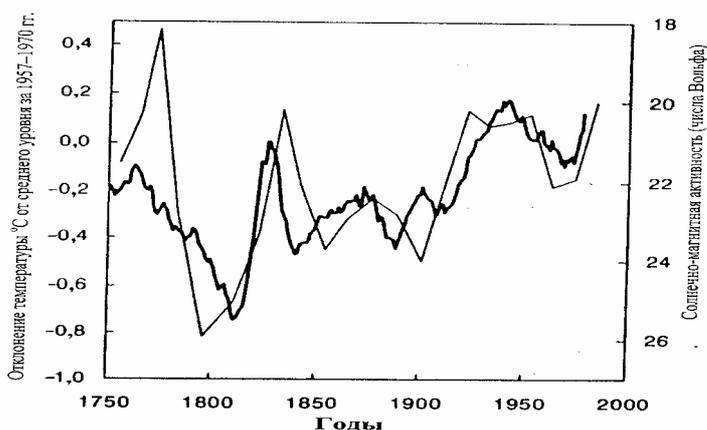


Рис. 10.11. Корреляция температурных колебаний в Северном полушарии с магнитной активностью Солнца (с числами Вольфа). Левая шкала и жирная линия – отклонения среднего значения поверхностной температуры Северного Полушария при текущем 11-летнем сглаживании, °С. Правая шкала и тонкая линия – осредненная солнечно-магнитная активность (числа Вольфа). Резким всплескам магнитных циклов соответствует более активное и, следовательно, более яркое солнце (Hansen J., Lebedeff S, *Geophys. Res. Let.* 1988. Vol. 15. P. 323–326)

Аналогичные колебательные процессы в природе распространены достаточно широко. Можно вспомнить историю изменений уровня Каспийского моря: после многих лет обмеления в середине 80-х годов он вдруг стал подниматься, да еще с угрожающе катастрофической скоростью. А сколько было разговоров по поводу антропогенного влияния на процесс осушения Каспия! Ведь чуть не осуществили самый дорогой из всех “проектов века” по переброске северных рек на юг.

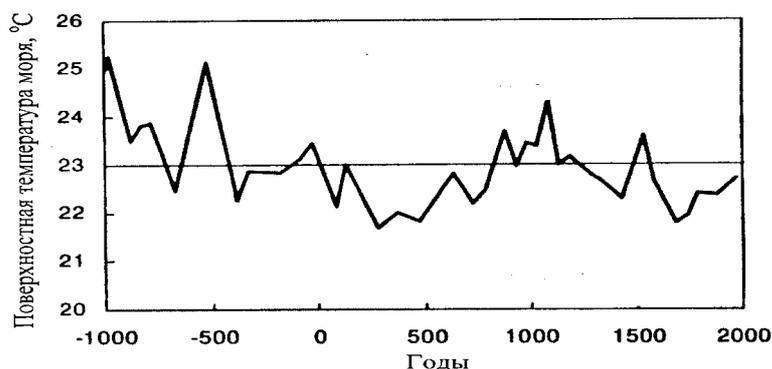


Рис. 10.12. Поверхностные температуры Саргассова моря (с осреднением около 50 лет), определенные по изотопным отношениям кислорода в остатках планктонных морских организмов, погребенных в донных отложениях (Kegwin I.D.// *Science*. 1996. Vol. 274. P. 1504–1508). Горизонтальной линией отмечена средняя температура за 3000-летний период

В эволюционном плане, начиная приблизительно с середины мезозоя (около 150–100 млн лет назад), происходит постепенное похолодание климата. Объясняется это удалением азота из атмосферы и связыванием его в нитратах и нитритах почвенного покрова. В результате атмосферное давление за последние 100 млн лет постепенно падало, что приводило к похолоданию климата, причем сейчас такое похолодание не компенсируется даже плавным увеличением интенсивности солнечного излучения. Об эволюционном похолодании климата говорят и многочисленные геологические данные, например полное отсутствие следов оледенений в мезозое и появление первых ледниковых покровов в Антарктиде в середине кайнозоя (около 40 млн лет назад), а в четвертичное время (приблизительно последние 1–2 млн лет) и периодических оледенений в Северном полушарии. Сейчас мы живем в межледниковом стадиале, но когда ему на смену придет новая фаза оледенения, то следует ожидать ее повышенной суровости.

10.3.4. Аргументы сторонников классического подхода к проблеме парникового эффекта

Рассматривая проблемы парникового эффекта, нельзя обойти молчанием и аргументы последователей идеи С. Аррениуса о прямом воздействии концентрации углекислого газа на температуру тропосферы. Так, сторонники этих идей обычно приводят данные по содержанию углекислого газа в пробах воздуха из древних слоев фирна Гренландии и Антарктиды, показывающие, что в периоды межледниковых потеплений концентрация этого газа в атмосфере всегда повышалась (рис. 10.13). Аналогичный эффект, только в значительно большей степени, по их мнению, наблюдался в теплые климатические эпохи, например в меловом периоде. Формально это так. Однако при объяснении этих явлений происходит явная подмена причины следствием – ведь повышение парциального давления углекислого газа в атмосфере может быть не причиной потепления климата, а только его следствием.

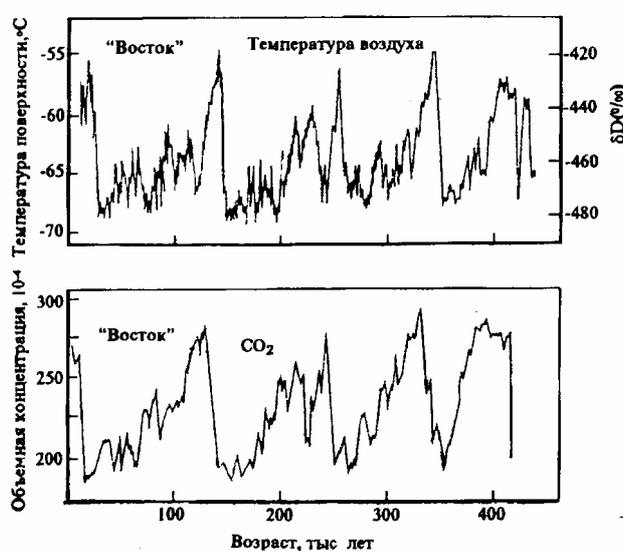


Рис. 10.13. Корреляция изменений температуры воздуха с концентрацией углекислого газа за последние 420 тыс. лет на антарктической станции Восток. Данные по температуре и концентрации углекислого газа получены по керну скважины во льду, пробуренной на этой станции до глубины 3623 м (Котляков В.М., Данилов А.И.// Земля и Вселенная. 1999. № 4. С. 3–12)

В приведенных на рис. 10.13 графиках температурных колебаний климата, определенных по керну ледникового покрова Антарктиды, кривая температурных колебаний явно опережает соответствующие им изменения концентраций углекислого газа. Судя по этим данным, температурные колебания действительно являются первичными, а изменения содержания углекислого газа в атмосфере – лишь следствие этих колебаний.

Объясняется это отрицательной температурной зависимостью растворимости углекислого газа в океанических водах и законом Генри, устанавливающим динамическое равновесие между концентрацией газа в атмосфере и его содержанием в гидросфере. Сейчас в водах океанов растворено углекислого газа приблизительно в 57–60 раз больше, чем его содержится в атмосфере. Если же за счет изменения температуры океанических вод содержание CO_2 в Мировом океане изменится, то установится новое равновесие, при котором часть углекислого газа перейдет из океана в атмосферу или, наоборот, из атмосферы в океан. Но поскольку его растворимость в воде заметно уменьшается с ростом температуры, то всегда потеплениям климата будет соответствовать увеличение концентрации углекислого газа в атмосфере, а похолоданиям – ее снижение. Интересно отметить, что задержка изменений концентрации CO_2 по сравнению с изменениями

температуры на графиках приблизительно соответствует времени полного перемешивания вод Мирового океана (порядка нескольких тысяч лет).

То же относится и к “теплому” меловому периоду. Так, по нашим оценкам (Сорохтин, Ушаков, 1991), в атмосфере мелового периода, когда средняя температура вод Мирового океана была приблизительно на 15 °С выше современной, парциальное давление углекислого газа в земной атмосфере превышало его современный уровень приблизительно в 1,7–2 раза. Однако такое повышение содержания углекислого газа в атмосфере мелового периода являлось естественным следствием климатических изменений того времени, а не его причиной. Истинная причина теплого климата мелового периода была связана, по-видимому, с некоторым повышением давления атмосферы в мезозое (за счет усиления генерации кислорода после появления и широкого распространения цветковых растений) и с дрейфом континентов. В результате большинство материков тогда располагалось только в низких и умеренных широтах, а теплые океанические течения проникали глубоко в высокие широты, согревая своими водами берега наиболее приближенных к полюсам континентов (например, Антарктиды). Поэтому средняя температура Земли в меловом периоде была приблизительно на 2,5–3 °С выше современной, а климат – более равномерным, без ледяных шапок на полюсах.

10.4. Естественное происхождение так называемых озоновых “дыр”

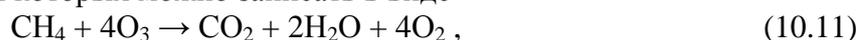
Хотелось бы отметить близкую по ситуации к парниковому эффекту проблему происхождения озоновых “дыр” в полярных и умеренных широтах. Известно, что в стратосфере под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца кислород частично преобразуется в трехатомный газ – озон, задерживающий и поглощающий жесткое солнечное излучение. Поэтому возникающий в стратосфере озоновый слой фактически является защитным щитом от губительного для всего живого солнечного ультрафиолета. Разрушение этого слоя, естественно, представляет собой большую опасность для жизни на Земле. Отсюда понятно большое внимание, уделяемое учеными изучению озонового слоя Земли и проблеме озоновых “дыр” в стратосфере.

Под озоновыми “дырами” обычно понимаются участки стратосферы в полярных и умеренных широтах с пониженной приблизительно на 20–30%, концентрацией озона. Обычно они возникают в зимне-весенние периоды над местами стояния устойчивых антициклонов, например в Антарктиде или над Якутией. Связано это с тем, что зимой резко уменьшается солнечная инсоляция, а в полярных широтах она и вовсе пропадает, а над антициклоническими областями происходит подъем воздушных масс и их перетекание в стратосферу, в результате озоновый слой над ними как бы развеивается. Летом, как правило, озоновые “дыры” резко сокращаются по площади или пропадают полностью.

Паника с озоновыми “дырами” возникла только после того, как в конце 50-х годов научились и стали количественно измерять содержание озона в атмосфере, а до того жили спокойно и ни о чем не беспокоились. Впервые озоновую “дыру” обнаружили в Антарктиде, как раз в то время, когда там проводили исследования и авторы данной книги. Вскоре вокруг проблемы “дыр” появилось масса предположений об антропогенном влиянии на их появление. Так, наиболее модным стало обвинять в этом промышленность, выпускающую бытовые аэрозольные баллончики, и холодильную промышленность, использующие легкосжижаемый газ фреон. При этом, правда, оставалось непонятным, почему наиболее глубокие и обширные озоновые “дыры” наблюдаются в Антарктиде, т.е. в Южном полушарии, тогда как максимум антропогенных выбросов фреонов происходит в Северном полушарии. Непонятно также, чем хуже промышленные фреоны, когда в несоизмеримо бóльших количествах аналогичные, но природные фреоны поступают в атмосферу при вулканических извержениях.

Однако главными “разрушителями” озонового слоя являются не фреоны, а метан и водород. Вопреки существующим взглядам об основной роли техногенных фреонов в

разрушающем действии озона земной атмосферы, их влияние и в энергетическом и в количественном отношении совершенно ничтожно по сравнению с ролью природных эманаций метана, водорода и природных фреонов вулканического происхождения. Так, только по реакциям типа (9.12) и (9.13) при гидратации пород океанической коры сейчас освобождается, по нашим оценкам (Сорохтин и др., 2001), около 10 млн т/год и CH_4 и H_2 , тогда как техногенный выброс фреонов не превышает 100 тыс. т/год. По некоторым оценкам, выделение из океанов CH_4 достигает даже 16 млн т/год. К этому следовало бы добавить многие миллионы тонн метана и водорода, поступающих из почв тектонически активных регионов (Войтов, 2000) и тропических лесов, а также “болотного” газа (метана), выделяемого болотами северных регионов Канады и Евразии. Всего же масса ежегодно поступающих в атмосферу природных газов достигает многих десятков миллионов тонн. Соединения этих газов с озоном протекают по многоступенчатым реакциям, конечные формы которых можно записать в виде



При этом по реакции (10.11) на каждый грамм метана выделяется 20,5 ккал тепла, а по реакции (10.12) – 46,2 ккал на 1 г водорода. При взаимодействии фреонов с озоном выделяется заметно меньше тепла.

Таким образом, природных метана и водорода, не считая вулканогенных фреонов, в атмосферу поступает почти на три порядка больше, чем техногенных выбросов фреонов, и к тому же их тепловой эффект значительно выше, чем у фреонов. Отсюда можно заключить, что роль антропогенного воздействия на озоновый слой в стратосфере Земли, в котором и возникают озоновые “дыры”, пренебрежимо мала – приблизительно на три порядка ниже влияния природных факторов. Поэтому все колебания концентрации озона в земной атмосфере носят исключительно природный характер и никак не связаны с деятельностью человека. Как показал А.П. Капица (1996), концентрация озона в стратосфере меняется с сезонной периодичностью и ничего страшного в этом нет. Более того, в процессе исследований выяснилось, что на экваторе и в тропических широтах концентрация озона оказалась более низкой, чем в наиболее глубоких озоновых “дырах” в приполярных областях. И никакой опасности для жизни на этих широтах не происходит. Отсюда видно, что нет проблемы озоновых “дыр”, на борьбу с которыми, однако, тратятся колоссальные средства. Так, по некоторым оценкам (Карнаухов, Карнаухов, 1999), только на выполнение обязательств по Монреальскому протоколу к Венской конвенции 1985 г. о сохранении озонового слоя Россия должна тратить около 5 млрд долларов в год, а разовый убыток от уничтожения и замены оборудования, использующего фреоны, составляет около 10–15 млрд долларов! Этим деньгам можно найти и лучшее применение.

10.5. Климатические эпохи геологического прошлого

Убедившись в работоспособности адиабатической теории парникового эффекта, теперь на ее основе можно рассмотреть и эволюцию глобального климата Земли. Для определения климатических изменений на Земле нам, естественно, предварительно необходимо выяснить, как менялись со временем основные параметры процесса, ответственные за установление глобального климата на нашей планете. К таким параметрам относятся солнечная постоянная S , приземное давление атмосферы p_s , парциальные давления p_i главных компонентов земной атмосферы (азота, углекислого газа, кислорода и аргона) и равновесная относительная влажность тропосферы.

Теория развития звезд (см. рис. 10.16) показывает, что за время жизни Земли светимость Солнца увеличилась приблизительно на 37–38% – с $2,8 \cdot 10^{33}$ до $3,86 \cdot 10^{33}$ эрг/с (Bachall, 1982). Соответственно этому изменилась и солнечная постоянная с $S \approx 1 \cdot 10^6$ эрг/см²·с 4,6 млрд. лет назад до современного ее значения $S_0 = 1,37 \cdot 10^6$ эрг/см²·с. Такое

изменение солнечной постоянной, безусловно, должно было сказываться и на прошлых климатах Земли.

Выше нам удалось восстановить эволюцию химического состава и давления земной атмосферы для всей истории геологического развития нашей планеты и даже сделать прогноз на будущее (см. рис. 10.6). Теперь по изложенной в предыдущем разделе адиабатической теории парникового эффекта можно рассчитать средние температуры земной поверхности для разных эпох.

Для расчета значения показателя адиабаты предварительно необходимо определить поправку за влажность воздуха. Это можно сделать, так как средняя влажность тропосферы зависит от приземной температуры, поскольку с ее изменениями меняется испарение воды и, следовательно, парциальное давление паров воды в воздухе, а приземная температура по выражению (10.9) зависит от давления атмосферы.

Для определения эволюции парникового эффекта по выражению (10.9) предварительно необходимо определить изменения радиационной температуры, находимой по известной формуле Стефана–Больцмана

$$T_e^4 = \frac{(1-A)}{4 \cdot \sigma} S, \quad (10.13)$$

где $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-5}$ эрг/см²·с·К⁴ – постоянная Стефана–Больцмана; S – Солнечная постоянная на удалении планеты от Солнца (для современной Земли $S = 1,37 \cdot 10^6$ эрг/см²·с); A – альbedo или отражательная способность планеты, регулируемая в основном ее облачным покровом (у Земли $A \approx 0,3$).

В первом приближении положим линейную зависимость альbedo от поверхностной температуры. Тогда можно записать:

$$A \approx A_0 \cdot \frac{T_s}{(T_s)_0}, \quad (10.14)$$

где $A_0 \approx 0,3$ – современное значение альbedo Земли, $(T_s)_0 = 288$ К – средняя температура поверхности современной Земли. Проверить выражение (10.14) можно путем сравнения альbedo Земли и Венеры. Подставляя в (10.14) значение поверхностной температуры Венеры $T_s = 735$ К, найдем $A \approx 0,766$. Но точно такое же значение альbedo Венеры определяется и по эмпирическим данным (Маров, 1986).

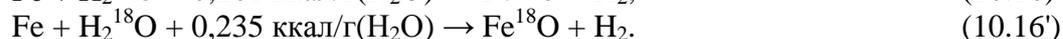
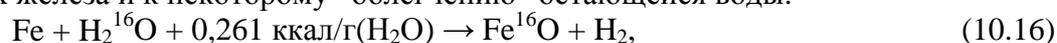
Теперь можно по выражению (10.10) рассчитать изменения показателя адиабаты влажной атмосферы α , а по уравнению (10.9) определить среднюю приземную температуру T_s . Кроме того, по выражению (10.14) можно оценить альbedo тропосферы A , после чего по уравнению (10.13) найти эффективную (радиационную) температуру T_e , и значение парникового эффекта – по разности:

$$\Delta T = T_s - T_e. \quad (10.15)$$

В предыдущих наших работах по климатам Земли (Сорохтин, Ушаков, 1991, 1999) мы привязывались к существующим определениям палеотемператур архея, выполненным по изотопно-кислородным сдвигам в морских кремнях и карбонатах. Судя по таким определениям, обычно предполагается, что высокая температура атмосферы возникла уже около 3,4 млрд лет назад (Perry et al., 1978). К середине архея относительная изотопная плотность кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях зеленокаменного пояса формации Онвервахт в Южной Африке, опускалась до уровней около +18...+21‰ (при современных значениях +37...+28‰), что предполагает повышение температура океанических вод в середине архея до +70 °С (Knauth, Lowe, 1978). По другим определениям в начале позднего архея около 3,2 млрд. лет назад температуры океанических вод уже достигала 90°С (Perry, Tan, 1972), а по изотопному составу кремнистых сланцев из того же пояса Барбертон – до +70...+100 °С (Knauth, Lowe, 1978). Причем такие высокие температуры на Земле предполагались несмотря на то, что тогда светимость Солнца была приблизительно на 20–30% ниже современной (Bachall, 1982).

Однако до сих пор не ясно, в какой степени величины $\delta^{18}\text{O}$ древних кремней отражают их происхождение и температуру вод, в которых эти кремни сформировались (Шопф, 1982; Холленд, 1989). Не исключено, что наблюдаемое закономерное снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях с возрастом связано не только с изменением температуры воды в океанах, но и с другими причинами, например с не учитывавшимися ранее условиями дегазации воды из мантии, содержащей железо и его окись, а также с реакциями взаимодействия воды с растворенными в ней соединениями двухвалентного железа.

Так, Н.О. Сорохтин (2001) обратил внимание, что при диссоциации воды на горячем железе, происходившей в процессе зонной дифференциации земного вещества в архее (см. рис. 4.3), или при взаимодействии металлического железа с океанической водой в рифтовых зонах протерозоя происходило изотопное облегчение океанических вод. Действительно, в реакции “легкой” воды с железом поглощалось несколько больше энергии (на единицу массы воды), чем при реакции “тяжелой” воды ($\Delta Q \approx 0,026$ ккал/г). Но по принципу Ле Шателье такие обменные реакции идут преимущественно в направлении выделения наибольшей энергии для экзотермических реакций или по линии поглощения наименьшей энергии для эндотермических реакций. Следовательно, при окислении горячего железа водой обменные реакции приводили к накоплению изотопа ^{18}O в окислах железа и к некоторому “облегчению” остающейся воды:

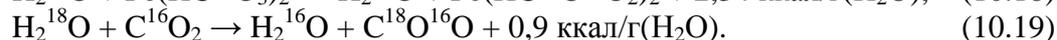


После окисления железа должно было происходить значительно более энергичное фракционирование изотопов кислорода между водой и двухвалентной окисью железа по реакции “облегчения” изотопного состава воды

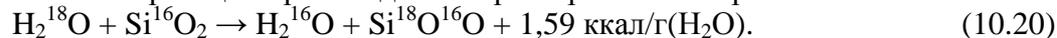


Обе эти реакции, вероятно, могли происходить еще в магматических очагах мантии и приводить к “облегчению” изотопного состава дегазируемой из мантии воды.

Кроме того, в бескислородной среде раннего докембрия воды океанов были насыщены углекислым газом, а окислы железа, вероятнее всего растворялись в воде в форме бикарбоната железа. Но в этом случае должны были происходить и обменные реакции изотопов, также приводящие к “облегчению” воды с выделением энергии:



Аналогичная обменная реакция происходила и при образовании кремней:



При этом сами кремни становились изотопно более тяжелыми. Однако на фоне существенно сниженного изотопного состава океанических вод в раннем докембрии изотопный состав древних кремней по сравнению с современными также оказывается более легким, причем без всякого влияния на этот процесс температурных условий их образования.

Иногда традиционная интерпретация изотопных отношений кислорода в морских кремнях приводит даже к противоречивым результатам. Например, значения $\delta^{18}\text{O}$ в раннепротерозойских кремнях опускаются до +20...+24‰ (Холленд, 1989), что по традиционной интерпретации соответствует температурам около +65...+85 °С (см. рис. 10.16), хотя хорошо известно, что именно в это время раннепротерозойские континенты, располагавшиеся скорее всего на экваторе, сковывал грандиозный ледниковый покров гуронского возраста (Чумаков, 1978) и, даже несмотря на высокое стояние континентов, средняя температура по Земле на уровне моря не должна была превышать +7...+8 °С.

Все это свидетельствует о том, что изотопно-кислородные определения палеотемператур по докембрийским кремням вероятнее всего в корне не верны, поскольку они основаны на предположении постоянства изотопного состава океанической воды, а

это не так. Судя по реакциям изотопных обменов воды с растворенными в ней окислами железа (10.16) – (10.18), которых в докембрийских океанах было значительно больше, чем в более молодых океанах, вода в них была обеднена тяжелым изотопом кислорода ^{18}O . Но это приводило к изотопному облегчению как самой океанической воды, так и находящихся в равновесии с ней кремней и карбонатов, что в дальнейшем неверно интерпретировалось как признак горячего климата в архее и теплового или даже жаркого климата в протерозое. Бесспорный факт существования грандиозного Гуронского оледенения в раннем протерозое полностью опровергает такую интерпретацию (рис. 10.14).

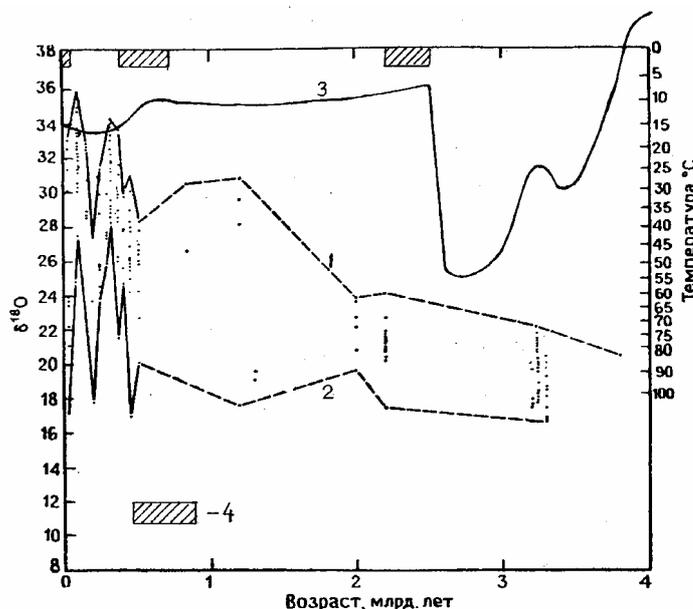


Рис. 10.14. Сводка данных по изменениям изотопного состава кислорода в морских кремнях разного возраста (из монографии Х. Холленда, 1989): 1 — огибающая наибольших значений $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях и наименьших температур в докембрии; 2 — огибающая наименьших значений $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях и наибольших температур в докембрии; 3 — значения температуры, определенные по теоретическому составу атмосферы Земли и адиабатической теории парникового эффекта, приведенные на рис. 10.16 (на этом графике положительная ось температур направлена сверху вниз); 4 — эпохи континентальных оледенений (раннепротерозойское оледенение — экваториальное, остальные — высокоширотные)

Главным фактором, влиявшим на изменения изотопного состава воды в архейских океанах, по-видимому, являлось изотопное фракционирование ювенильных вод с окислами железа по реакциям (10.16) – (10.17), развивавшимися при дегазации воды еще в очагах расплава мантийного вещества под рифтовыми зонами Земли. Но, как уже отмечалось выше, концентрация железа и его соединений в мантийном веществе раннего докембрия была существенно более высокой, чем сейчас (см. рис. 4.10), поэтому и сдвиги изотопных отношений кислорода тогда должны были быть более заметными. Этот подход позволяет предполагать существование определенного геохимического равновесия между дегазируемой из мантии водой и мантийными породами. Если это так, то изменение отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, связанное с удалением изотопа ^{18}O из состава дегазируемой воды, происходило пропорционально суммарной концентрации железа и его окиси и обратно пропорционально концентрации воды в конвектирующей мантии. Тогда изотопный состав дегазируемой из мантии воды, после ее фракционирования, оказывается равным (Н. Сорохтин, 2001)

$$\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} = \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_m \cdot \left[1 - \frac{C(\text{FeO}) + \frac{0,136}{0,222} \cdot C(\text{Fe})}{C(\text{H}_2\text{O})} \cdot q \right] \cdot \alpha, \quad (10.21)$$

где $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_m = 2,0034$ — отношение изотопов кислорода в мантии; $C(\text{FeO})$, $C(\text{Fe})$ и $C(\text{H}_2\text{O})$ — относительные концентрации в конвектирующей мантии соответственно окиси железа,

железа и воды; $q = 0,019$ – коэффициент, учитывающий химическую активность реакций (10.16) – (10.17) (подбирается по экспериментальным данным); $\alpha = 0,99944$ – коэффициент разделения изотопов между мантийным и океаническим резервуарами воды (подбирается по условию $(\delta^{18}\text{O})_0 = 0$, где $(\delta^{18}\text{O})_0$ – современное значение изотопного сдвига кислорода в океанической воде); 0,136 и 0,222 – соответственно концентрации Fe и FeO в первичном веществе Земли. Результаты расчета по выражению (10.21) в сравнении с кривыми эволюционных изменений изотопного состава кремней и карбонатов приведены на рис. 10.15.

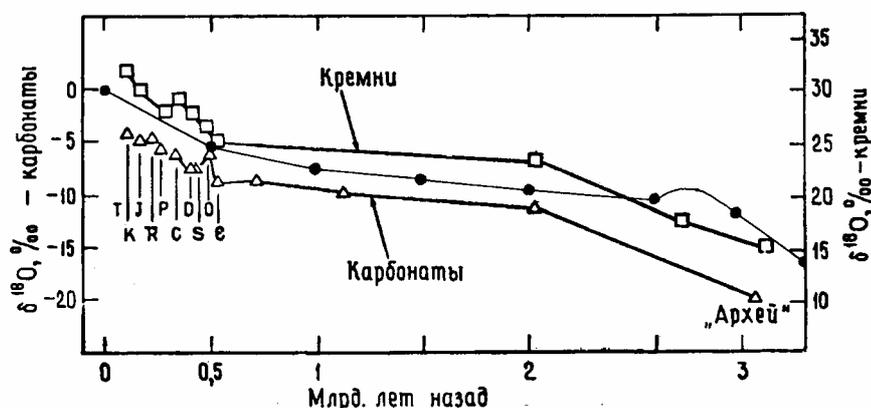


Рис. 10.15. Изотопно-кислородный состав известняков ($\delta^{18}\text{O}$ относительно PDB) (Veizer, Hoefs, 1976) и кремней ($\delta^{18}\text{O}$ относительно SMOW) (Реггу, Тан, 1972; Knauth, Epstein, 1976) как функция геологического возраста (обобщение Т. Шопфа, 1982); тонкой линией и темными точками показаны теоретические расчеты $\delta^{18}\text{O}$ для океанической воды, определенные по выражению (10.21) (Н. Сорохтин, 2001)

Таким образом, из приведенного анализа изотопных отношений кислорода океанических вод вытекает, что в древних океанах отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ действительно было более низким. Отсюда и меньшие значения этих отношений в морских кремнях и карбонатах раннего докембрия.

Приведенные соображения показывают всю неточность выполненных прежде оценок температурных условий в раннем докембрии. Тем не менее весьма теплый климат в архее, по-видимому, все-таки существовал, даже несмотря на заметно меньшую светимость Солнца. Об этом, в частности, свидетельствует полное отсутствие достоверных следов архейских оледенений (Чумаков, 1978), несмотря даже на высокое стояние (до 6 км) в то время континентальных массивов, о чем говорят глубокие эрозионные среды многих архейских щитов. В этой связи представляется интересным оценить температуру в раннем докембрии независимым путем. Теория глобальной эволюции Земли открывает такой путь.

Поскольку светимость Солнца в архее была заметно меньшей, то единственной причиной повышения температуры на поверхности Земли в архее могла быть только плотная атмосфера, давление которой могло достигать нескольких бар (атм) и более. Из всех возможных газовых составляющих только углекислый газ мог создавать столь плотную атмосферу. Азота на Земле для этого слишком мало, газы типа метана или аммиака неустойчивы и быстро разлагаются под влиянием солнечного излучения (с полной потерей водорода), а свободного кислорода тогда вообще еще практически не существовало, о чем говорят архейские осадки, отложившиеся в явно восстановительных условиях. Углекислого же газа на Земле более чем достаточно, поскольку общее давление CO_2 (сейчас связанного в карбонатах, но когда-то находившегося в атмосфере) могло бы достигать 90–100 атм.

Учитывая результаты расчетов эволюции давления и состава земной атмосферы, приведенные на рис. 10.6, и выражения (10.9) – (10.15), удалось рассчитать палеотемпературы для всей истории развития Земли (рис. 10.16).

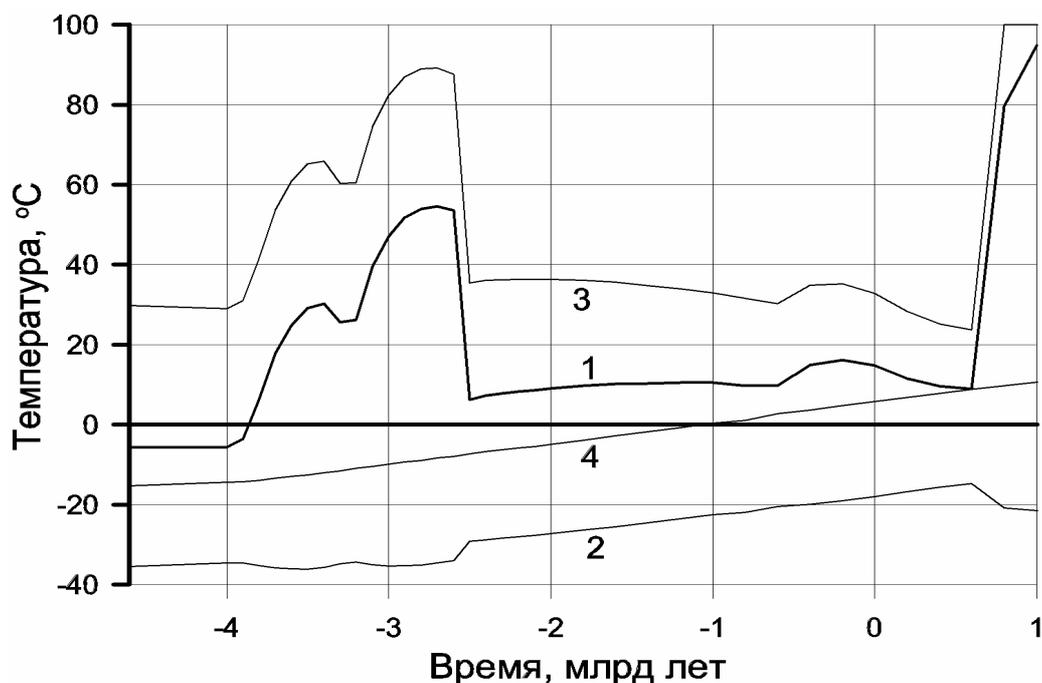


Рис. 10.16. Эволюция температурного режима земной атмосферы: 1 – средняя приземная температура на уровне океана; 2 – радиационная температура Земли; 3 – величина парникового эффекта; 4 – температура абсолютно черного тела на расстоянии Земли от Солнца (показывает эволюционное изменение светимости Солнца)

Как видно из графиков, в катархее, 4,6–4,0 млрд лет назад, земную поверхность сковывал мороз со средней температурой около $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Из-за разреженной атмосферы и отсутствия океанов климат того времени должен был характеризоваться довольно контрастной широтной зональностью. Поэтому в катархее средние температуры на экваторе, вероятно, достигали положительных значений, тогда как на географических полюсах они могли опускаться до $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже.

Дегазация мантии началась только в архее, после чего появились и первые морские бассейны, переросшие около 3,6 млрд лет назад в мелководный океан (см. рис. 9.5). В результате средняя приземная температура стала быстро повышаться. Однако в начале архея, около 3,9–3,8 млрд лет назад, средние температуры земной поверхности еще оставались очень низкими. Но тогда уже появилась вода, хоть ее было еще мало. Поэтому в раннем архее могли возникнуть условия для образования первых в истории Земли ледников, хотя они не могли быть покровными. По-видимому, из-за малой мощности первых ледников и сильной денудации раннеархейских зародышей континентов, следов от этого первого оледенения просто не сохранилось.

Около 3,4 млрд лет назад давление азотно-углекислотной атмосферы уже превысило 2 атм, а средняя температура достигла $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как широтная зональность к этому времени стала менее контрастной. Это значит, что в экваториальном поясе, в котором тогда располагались океанические бассейны и молодые континентальные массивы, температуры уже могли подниматься до $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$ и даже несколько выше. Однако наиболее значительное повышение давления углекислотно-азотной атмосферы и подъем средней приземной температуры произошли только в конце позднего архея, около 2,9–2,6 млрд лет назад. Давление атмосферы тогда достигло 6 атм, а средние температуры превышали $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$. В то же время сформировался и Мировой океан, распростершийся до географических полюсов, тогда как все континентальные массивы в конце архея собрались на низких широтах и возле экватора (несколько позже они столкнулись, образовав первый в геологической истории Земли суперконтинент – Монгоею). Поэтому контрастность климатической зональности в конце архея снизилась еще больше, но температуры на экваторе, по-видимому, все-таки могли достигать $+60\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Приведенные теоретические определения средних температур в архее подтвердили жаркий климат этой эпохи, но выполнены они были независимо от малонадежных изотопно-кислородных определений палеотемператур архея по морским кремням.

Резкое снижение давления углекислого газа на рубеже архея и протерозоя за счет его связывания в карбонатных осадках привело к столь же резкому похолоданию климата. Так, судя по расчетам, средние температуры земной поверхности примерно за 100 млн лет снизились приблизительно с $+54\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2,6 млрд лет назад) до $+6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (около 2,5 млрд лет назад) (см. рис. 10.16). Климатической реакцией на это похолодание стало развитие наиболее грандиозного за всю историю Земли Гуронского оледенения, охватившего большую часть сформировавшегося тогда же суперконтинента Моногея (см. рис. 8.2). Но весь кажущийся парадокс ситуации состоял в том, что Моногея, как и все другие суперконтиненты, должна была располагаться на экваторе, так как только в этом случае вращение Земли становилось устойчивым (Монин, 1988).

Исходя из рассматриваемой здесь концепции глобальной эволюции Земли, Н.О. Сорохтин (2001) рассчитал происходившие в прошлом изменения среднего уровня стояния континентов и положения снеговой линии на экваторе (рис. 10.17). При этом оказалось, что в архее из-за высокой тектонической активности Земли и больших тепловых потоков плотная подкорковая литосфера под континентальными массивами была очень тонкой (см. рис. 8.1). В результате средний уровень стояния континентов в архее был аномально высоким – около 6 км. В раннем же протерозое после снижения тектонической активности Земли и возрастания мощности плотной подкорковой литосферы этот уровень стал постепенно снижаться, но все-таки оставался достаточно высоким – около 4–2 км. Положение же снеговой линии на экваторе рассчитывалось исходя из того, что у современной Земли она располагается на высоте около 5 км (Долгушин, Осипова, 1989), тогда как для других эпох ее положение принималось пропорциональным средней температуре земной поверхности в данное время (см. рис. 10.16).

В результате оказалось, что положение экваториальной снеговой линии пересекается со средней высотой стояния континентов только в раннем архее и в раннем протерозое, именно в то время, когда древние континентальные массивы и сами континенты находились на экваторе и в низких широтах. Следовательно экваториальные оледенения могли существовать только в самом начале архея около 3,9–3,8 млрд лет назад, и в раннем протерозое, приблизительно с 2,5 до 2,2 млрд лет назад. Во все остальные эпохи оледенений на экваторе быть не могло. И действительно, все последующие континентальные оледенения были только высокоширотными.

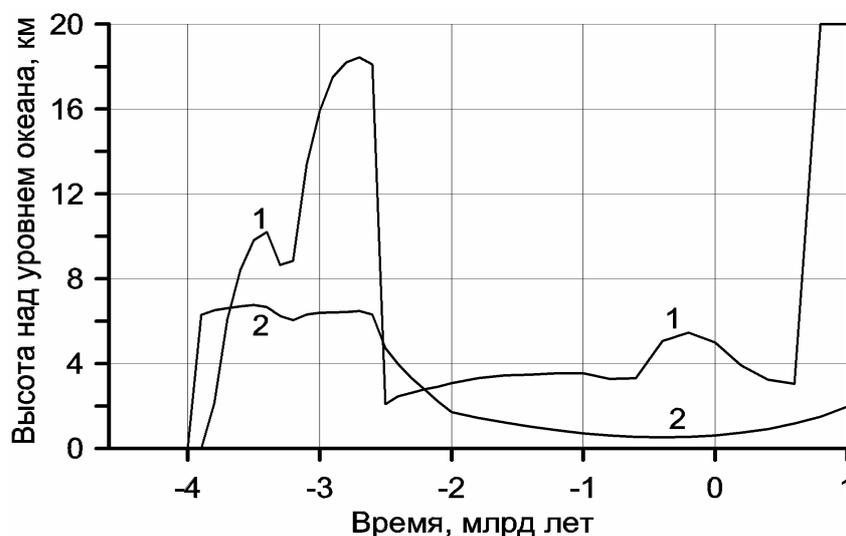


Рис. 10.17. Эволюция средней высоты стояния континентов над уровнем океана (1) и положение снеговой линии ($T = 0$) на экваторе (2), по работе (Сорохтин, Сорохтин, 1997), с изменениями

О возможном экваториальном оледенении начала архея мы уже говорили. Что же касается раннепротерозойского Гуронского оледенения (то же экваториального), то оно, по-видимому, было наиболее грандиозным в геологической истории Земли и оставило неизгладимые следы своего существования в виде тиллитов, тиллоидов и ледниковой штриховки скал (бараньих лбов) практически на всех древних континентальных щитах (Чумаков, 1978), соединенных тогда в единый суперконтинент – Моногею (см. рис. 8.2). Судя по данным Н.М. Чумакова, это оледенение продолжалось в период с 2,5 до приблизительно 2,2–2,0 млрд лет назад. Впрочем, в середине раннего протерозоя, около 2,3 млрд лет назад, уже начались расколы Моногеи и центробежный дрейф ее фрагментов, поэтому часть обособившихся материков ко времени 2,2–2,0 млрд лет назад могла уже переместиться в более высокие широты (см. рис. 8.3). Все же остальные оледенения, возникавшие на южных и северных материках в конце протерозоя и в первой половине палеозоя, а также кайнозойские оледенения Антарктиды, Гренландии, Канады и Евразии были только высокоширотными.

В течение большей части протерозоя атмосфера Земли оставалась существенно азотной (см. рис. 10.6), при этом ее давление со временем слабо падало (за счет связывания азота в органическом веществе и погребения его в осадочных толщах). Однако на температурном режиме земной тропосферы это снижение давления почти не сказывалось, поскольку компенсировалось слабым повышением солнечной активности от $1,14 \cdot 10^6$ кал/см²·с 2,4 млрд лет назад до ее современного значения $1,37 \cdot 10^6$ кал/см²·с. Поэтому температурный режим протерозоя оставался равномерно прохладным со средними температурами земной поверхности около +10...+11 °С. Парциальное же давление углекислого газа тогда, вероятно, не поднимались выше 0,5–0,6 мбар, а давление кислорода, по-видимому, только около 1,1 млрд лет назад достигло уровня 1 мбар. В результате снижения общего давления атмосферы, а также благодаря дрейфу части континентов Гондваны и Лавразии в высокие широты в позднем рифее, венде, в раннем и среднем палеозое наблюдалась новая эпоха оледенений.

С наступлением фанерозоя и особенно в конце палеозоя давление земной атмосферы вновь начало подниматься за счет усиленной генерации кислорода и достигло своего относительного максимума около 200 млн лет назад (см. рис. 10.6). Этому же времени соответствует и наиболее теплый период мезозоя со средней приземной температурой около +16,2 °С. По-видимому, в это же время в связи с широким распространением цветковых растений парциальное давление кислорода достигло равновесного значения, после чего суммарное давление земной атмосферы вновь стало снижаться. Климатической реакцией на это событие стало постепенное снижение средней поверхностной температуры Земли с +16,2 °С в мезозое до +14,8 °С в настоящее время (см. рис. 10.16). Такое казалось бы, совсем незначительное похолодание, за десятки и сотни миллионов лет достигает заметной величины. В это же время происходил распад последнего суперконтинента – вегенеровской Пангеи. В результате часть из обособившихся материков (Антарктида, северные районы Евразии и Северной Америки, включая Гренландию) попала в высокие широты, после чего произошло наступление новой, ледниковой эпохи: возникновение в середине кайнозоя покровного оледенения Антарктиды, а в четвертичное время – периодических оледенений на континентах Северная Америка, Европа и Азия. Если наши предположения о постепенном изъятии азота из атмосферы Земли и его захоронении в земной коре справедливы, а принятое нами содержание органического азота в осадках отвечает действительности, то, даже несмотря на постепенное повышение солнечной активности, медленное похолодание климата продолжится и в будущем, до достижения нового равновесного состояния прохладного климата. Но этот новый климатический уровень, определяемый метаболизмом азотпоглощающих микроорганизмов, может оказаться не очень благоприятным для процветания на Земле высших форм жизни.

10.6. Апокалипсис далекого будущего

Рассмотрим здесь еще один вывод, важный для понимания путей дальнейшего развития жизни на Земле. В настоящее время, как уже неоднократно отмечалось, рост земного ядра происходит за счет выделения из мантийного вещества эвтектического расплава Fe·FeO, образующегося по реакции $2\text{FeO} \rightarrow \text{Fe} \cdot \text{FeO} + \text{O}$ (см. раздел 4.3). Однако сейчас освобождающийся кислород не может дегазироваться из мантии, поскольку он, соединяясь с оставшейся окисью железа, образует молекулу магнетита $3\text{FeO} + \text{O} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4$. Приблизительно через 600 млн лет все железо в мантии окажется окисленным до устойчивой фазы магнетита Fe_3O_4 (см. рис. 4.10), поэтому кислород, освобождающийся при образовании “ядерного” вещества по реакции (4.6), уже не сможет более связываться с железом, а начнет дегазироваться из мантии в атмосферу. В результате давление атмосферы станет быстро возрастать, и уже через 1 млрд лет оно превысит 14 атм, а к моменту прекращения тектонической активности Земли (и ее дегазации), через 1,6 млрд лет, парциальное давление кислорода достигнет 43 атм.

Согласно расчетам, уже через 1 млрд лет средняя поверхностная температура Земли достигнет температуры около 110 °С. Далее температура земной поверхности быстро возрастет до кипения воды при повышенных давлениях. После этого общее давление земной атмосферы превысит критическое давление воды (225,7 атм), тогда как температура соответственно поднимется выше ее критического значения (374 °С) и достигнет 440 °С. Парниковый эффект при этом возрастет до 550 °С, т.е. станет большим, чем у Венеры (~512 °С). Но при таких высоких температурах должна начаться дегидратация земной коры и диссоциация карбонатов, а это может добавить к давлению атмосферы еще около 150–180 атм. Если это произойдет, то общее давление земной атмосферы в далеком будущем может достичь 470–500 атм. В этом случае поверхностная температура Земли значительно превысит 470 °С, т.е. станет выше температуры на поверхности Венеры (467 °С). Безусловно, после таких катастрофических событий ни о какой жизни на Земле говорить не придется.

Однако самые большие “неприятности” в будущем ожидают Землю со стороны Солнца. Известно, что звезды подобные Солнцу по мере истощения своего ядерного горючего (водорода, гелия, углерода и некоторых других элементов) постепенно расширяются за счет перемещения зоны “ядерного горения” из центральных областей звезды к ее периферии, а это приводит не только к увеличению радиуса и поверхностной температуры звезды, но и ее светимости (Аллер, 1976). Так, за 4,7 млрд лет своего существования светимость Солнца увеличилась приблизительно на 30%. В дальнейшем она будет возрастать еще быстрее (рис. 10.18), что неизбежно еще более обострит и без того сильный парниковый эффект на Земле. Но самое худшее впереди. Звезды солнечной массы заканчивают свой эволюционный путь развития приблизительно через 9–10 млрд лет гигантским взрывом, превращаясь при этом в белый карлик. Сброшенная же звездная оболочка, грандиозным шквалом проносясь мимо нашей планеты, должна будет не только полностью сдуть с нее плотную углекислотно-кислородно-паровую атмосферу, но и частично испарить верхние слои земной коры.

Живописуя эволюционный конец нашей планетной системы, астрофизик Л. Аллер (1976) так описывает эти события: “Солнце будет постепенно становиться ярче, и соответственно температура на Земле будет повышаться, пока в конце концов океаны не выкипят, а Земля не превратится в раскаленный шлак. Сравнительно ненадолго Солнце станет гигантом, но вскоре его внешняя оболочка улетучится в космическое пространство, а ядро сморщится до белого карлика с плотностью, превышающей от ста тысяч до миллиона раз плотность воды.

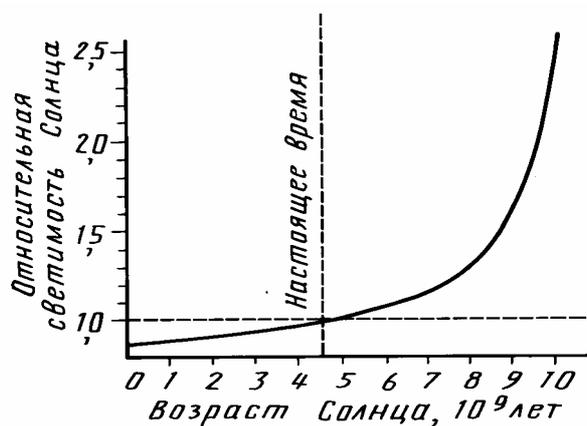


Рис. 10.18. Зависимость светимости Солнца от времени, по Аллеру (1976)

С этого времени каждому электрону и каждому ядру определено место в том гигантском невероятно плотном кристалле, который когда-то был звездой. Ни одна частица не может шевельнуться без того, чтобы другая не заняла ее место. Никаких отклонений нигде и никогда. Это полная смерть, из которой нет воскрешения, так как вещество, замурованное в подобном состоянии, останется таким до скончания времен.

А что произойдет с веществом, которое покинет умирающее Солнце и постепенно смешается с облаками межзвездного смога и газа? Мы никогда не узнаем об этом, но, возможно, оно послужит материалом для тех грандиозных преобразований, которые приведут к возникновению молодых звезд и новых планет”.

Однако все эти катастрофические события произойдут, на наше счастье, еще очень и очень не скоро, только через 5–5,5 млрд лет.

Глава 11. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основные закономерности концентрации рудного вещества в земной коре и само происхождение полезных ископаемых тесно связаны с процессом глобальной эволюции Земли. С другой стороны, эти же закономерности распределения полезных ископаемых в пространстве и времени часто являются надежными индикаторами и самого процесса эволюции Земли. Поэтому многие металлогенические концепции в целом базировались на господствовавших в свое время теоретических представлениях о развитии геотектонических и петролого-геохимических процессов. Однако, несмотря на обилие существующих концепций о связи металлогении с тектоническим развитием Земли (см. работы В.И. Смирнова, Д.В. Рундквиста, В.Е. Хаина, А. Митчелла и М. Гарсона, В.И. Старостина и др.), проблема происхождения полезных ископаемых остается еще далека от разрешения.

Анализ накопленного фактического материала по условиям образования и пространственно-временным соотношениям между геолого-петрологическими характеристиками и тектоническими обстановками образования месторождений полезных ископаемых показал, что металлогенические эпохи представляют собой неповторимые моменты в истории эволюции нашей планеты. В общем это и понятно, поскольку с термодинамической точки зрения Земля представляет собой открытую диссипативную систему, безвозвратно теряющую свою эндогенную энергию в космическом пространстве. Отсюда следует, что ее развитие и должно быть принципиально необратимым. Используя этот подход, на базе излагаемой здесь наиболее общей физической теории глобальной эволюции Земли попробуем рассмотреть проблему происхождения полезных ископаемых и основные закономерности распределения их в пространстве и во времени.

11.1. Тектоника плит и происхождение эндогенных полезных ископаемых

Главная сложность с объяснением причин формирования крупных локальных скоплений в земной коре рудных и некоторых других рассеянных элементов заключается в том, что их концентрация в мантии ничтожно мала, тогда как в месторождениях она возрастает иногда в сотни и тысячи раз. Например, концентрация урана и золота в современной мантии не превышает $2 \cdot 10^{-9}$, ртути и тория – $8 \cdot 10^{-9}$, свинца – $9 \cdot 10^{-8}$, серебра, вольфрама и платины – порядка 10^{-7} , лития, ниобия, молибдена и олова – 10^{-6} и т.д. Кроме того, как следует из современных представлений о происхождении Земли и ее эволюции, вещество всей мантии (верхней и нижней) за 4 млрд лет тектонической активности Земли оказалось хорошо перемешанным конвективными течениями и в среднем однородно по составу на разных уровнях. Поэтому не следует ожидать существования в мантии каких-либо локальных неоднородностей с повышенным содержанием рудных элементов. Только наиболее распространенные в мантии рудные элементы (например, хром) могут создавать свои чисто эндогенные месторождения путем прямой дифференциации мантийных расплавов. Примером тому служат хромитовые месторождения в офиолитовых поясах Земли.

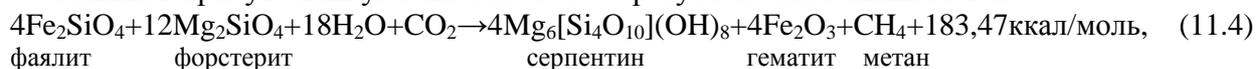
Кроме того, важно отметить, что, судя по условиям выплавления океанических базальтов и содержанию в них ювенильной воды, земная мантия практически сухая, а содержание в ней воды не превышает 0,05%. Следовательно, ни о каких флюидных потоках в мантии, способных привести в земную кору рудные элементы, говорить не приходится. Тем не менее с появлением новой геологической теории – тектоники литосферных плит открылись новые подходы к объяснению механизмов обогащения земной коры рудными элементами, карбонатными и кремнеземистыми породами. В частности, выяснилось, что основная масса эндогенных полезных ископаемых в континентальной коре могла формироваться только благодаря действию

стороны, в океан постоянно поставляется исходный материал для формирования карбонатных пород.

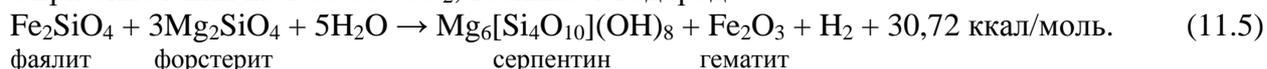
При гидратации пироксенов из рифтовых зон обильно выносятся кремнезем:



служащий источником материала для отложения кремнистых осадков, образования кремней и яшм. При окислении двухвалентного силикатного железа до трехвалентного состояния в присутствии углекислого газа образуется абиогенный метан:

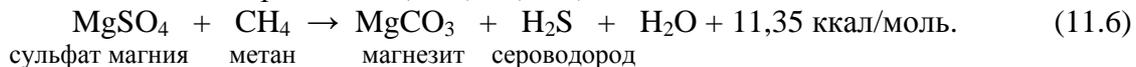


а при окислении железа без CO_2 , возникает водород:

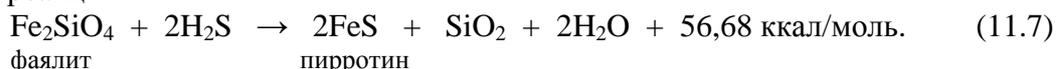


Соответствующие расчеты показывают, что при гидратации пород современной океанической коры генерируется около 9 млн т в год CH_4 и приблизительно столько же H_2 . При такой скорости генерации метана за каждый миллион лет возникало бы углеводородов больше, чем их имеется на Земле. Отсюда следует, что большая часть этого метана окисляется метанпотребляющими бактериями или вместе с водородом удаляется в атмосферу. Однако значительная часть этих летучих эманаций может сохраняться в океанических осадках, формируя в них углеводородные залежи, например, в форме газогидратов.

В океанических рифтовых зонах происходит вынос из мантии в океаны многих рудных элементов, в том числе железа, цинка, свинца, меди, марганца и других рассеянных элементов. Выносятся из мантии и сера, образующая сульфиды этих рудных элементов, хотя надо иметь в виду, что заметная часть серы в сульфиды рифтовых зон попадает благодаря восстановлению сульфатной серы океанических вод на метане и водороде из этих же зон по реакциям (11.4) и (11.5):



Освобождающийся сероводород является исключительно “агрессивным” минерализатором (выделяющим при реакциях большую энергию), поэтому он тут же восстанавливает железо и другие рудные металлы (медь, цинк, свинец) до сульфидов, буквально “вытягивая” их из базальтов и ультраосновных пород океанической коры, например, по реакции



Все эти попадающие в воду соединения в конце концов переходят в осадок, формируя вокруг горячих источников (“черных курильщиков”) рифтовых зон залежи сульфидов рудных элементов, а на океанической коре – слой металлоносных осадков (Лисицын, Богданов, Гурвич, 1990). Сульфидные залежи с течением времени окисляются и разрушаются, а их рудное вещество также переходит в металлоносные осадки.

Помимо гидротермального обогащения океанической коры рудными элементами в ее низах, на контакте габброидов с дунитами и перидотитами, обычно возникают залежи магматогенных полосчатых хромитовых руд. Их происхождение связано с прямой дифференциацией мантийного вещества непосредственно в магматическом очаге под рифтовыми зонами. Фактически эти руды представляют собой “отстой” плотной фазы – хромитовых кумулатов базальтовых расплавов, опустившихся на дно магматического очага, подстилаемого реститовыми мантийными породами. Этим определяется и обычное положение хромитовых руд между слоями габбро и дунитов в офиолитовых комплексах. Яркими примерами таких кумулятивных месторождений могут служить Кемпирсайское палеозойское месторождение хромитов на Южном Урале и мезозойские хромитовые месторождения на Балканском полуострове.

Из теории тектоники литосферных плит следует, что вторая ступень обогащения континентальной земной коры как литофильными, так и рудными элементами происходит в зонах поддвига плит под островные дуги и активные окраины континентов за счет их выноса из океанической коры (см. рис. 6.20 и 11.2). Мобилизация рудных элементов и их перенос в континентальную кору происходит благодаря процессам дегидратации и переплавления в зонах поддвига плит пород океанической коры и затянутых в эти же зоны пелагических и терригенных осадков. При этом освобождается много связанной в гидросиликатах воды, и возникают мощнейшие горячие и минерализованные флюидные потоки, переносящие с собой в континентальную кору большое количество прежде рассеянных элементов.

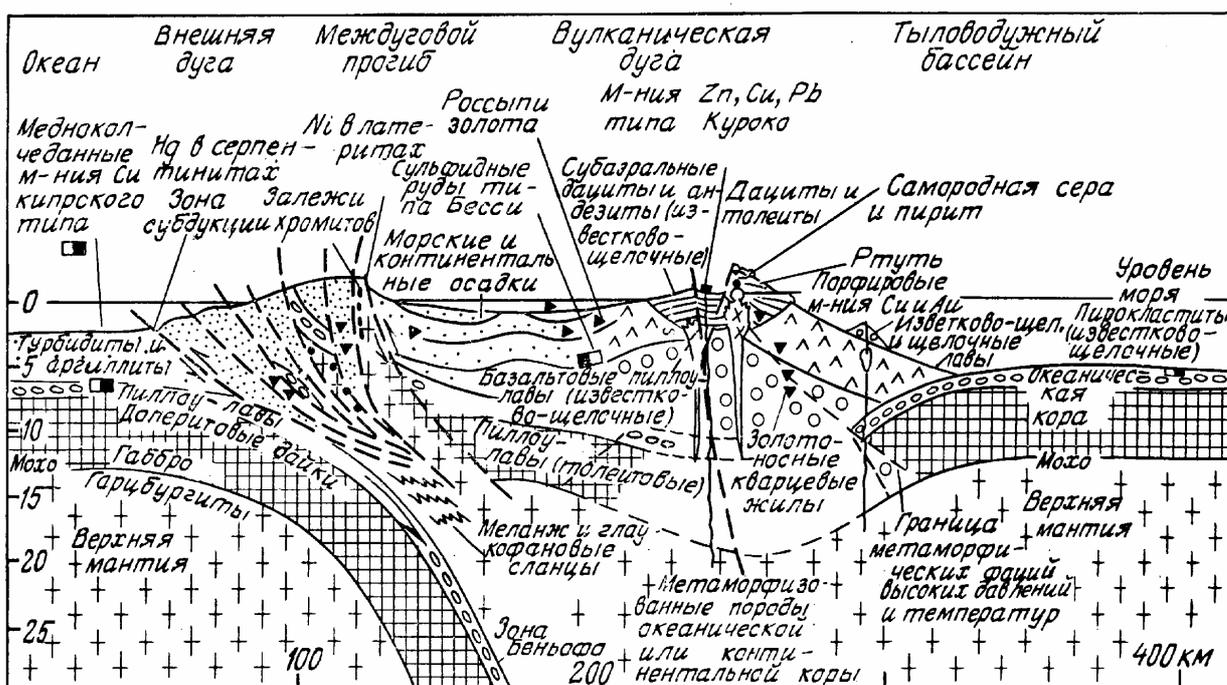


Рис. 11.2. Металлогеническая зональность островной дуги, по А. Митчеллу и М. Гарсону (1984)

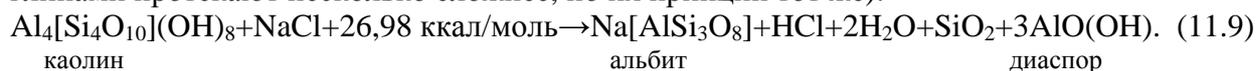
Реакции дегидратации пород океанической коры в зонах поддвига литосферных плит во многом протекают по обратной (по сравнению с рифтовыми зонами) схеме – с усвоением уже выделившихся соединений, например SiO_2 и $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$, и с освобождением новых компонентов. В противоположность рифтовым зонам их освобождение происходит с затратой дополнительной энергии, генерируемой здесь за счет тепловыделения при трении поддвигаемой литосферной плиты о фронтальные участки надвигаемой плиты. Основная реакция освобождения воды и кремнезема развивается благодаря десерпентинизации третьего (серпентинитового) слоя океанической коры:



При этом оливин (форстерит) как тугоплавкий компонент погружается в мантию, а растворы кремнезема в горячей воде, щелочные и другие литофильные элементы поднимаются вверх и поступают в континентальную кору.

В зоны поддвига плит обычно затягиваются и океанические осадки (Сорохтин, Лобковский, 1976). Но эти осадки всегда бывают пропитаны солеными водами, поэтому при их попадании в горячие участки зоны поддвига плит происходит образование щелочных алюмосиликатов, которые также выносятся в континентальную кору, обогащая ее щелочными и другими литофильными элементами, например, по реакции альбитизации

(каолин в этой реакции приведен для простоты, реальные реакции с океаническими глинами протекают несколько сложнее, но их принцип тот же):

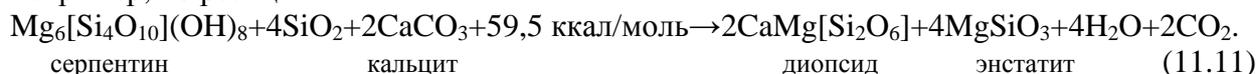


На больших глубинах алюмосиликаты обогащаются калием:



При этом значительная роль хлора в гипогенных процессах доказывается не только образованием некоторых хлорсодержащих силикатов (скаполиты, содалиты), но и выделением огромных количеств газообразного HCl в областях активного вулканизма. Так, в 1919 г. только в долине Десяти тысяч дымов в Новой Зеландии выделилось с парами воды около 1,25 млн т HCl и 0,2 млн т HF.

В зонах поддвига плит происходит и диссоциация карбонатов с вхождением щелочноземельных элементов в состав силикатов и выделением свободной углекислоты, например, по реакции



По этой реакции энстатит и диопсид как тугоплавкие минералы удаляются в мантию, а вода и углекислота вновь поступают в гидросферу и атмосферу.

Механизм переработки океанической коры в континентальную конвейерный, т.е. накопительный и очень мощный. Так, только за промежуток времени действия тектоники литосферных плит (приблизительно за 2,6 млрд лет) общая масса водно-флюидных потоков в зонах субдукции превысила массу всей гидросферы Земли в 8–10 раз и в 13–16 раз массу всех океанов и морей! На эту теоретическую оценку важно обратить особое внимание, поскольку она показывает, что реальные флюидно-водные потоки в зонах поддвига плит в миллионы раз мощнее ювенильных.

Тем не менее, происходящее в зонах субдукции обогащение континентальной коры рудными элементами приводит к более или менее равномерному повышению их содержания вдоль зон поддвига литосферных плит. Правда, и в этом случае могут образовываться промышленные скопления некоторых типов полезных ископаемых, например колчеданных руд. Особенно это проявляется в длительно функционирующих зонах поддвига плит, поскольку в них происходит тектоническая эрозия фронтальных участков надвигаемой плиты и повторная переработка (рециклинг) коровых пород и осадков, перекрывающих поддвигаемую плиту. Именно таким путем, вероятно, сформировались уникальные медно-молибден-порфиновые руды Южноамериканских Анд, под которые, судя по палеогеодинамическим реконструкциям, океаническая кора Тихого и Пратихого океанов пододвигалась почти без перерыва на протяжении не менее 1,5 млрд лет.

Кроме того, теория тектоники литосферных плит подсказывает еще и третий механизм обогащения месторождений эндогенных полезных ископаемых рудными элементами. Известно, что экзогенные процессы выветривания и накопления осадков, часто протекающие с активным участием живых организмов и растений, чрезвычайно сильно влияют на перераспределение элементов в пределах самой земной коры. Обычно седиментогенез сопровождается интенсивной дифференциацией вещества. Яркими примерами служат осадочные толщи фосфоритов, карбонатов, песчано-глинистых и других дифференцированных отложений, обладающих специфической, только им одним присущей и характерной минерализацией. Например, в глинистых осадках Русской платформы по сравнению с составом мантии олова в среднем в 11 раз больше, свинца – в 20, калия – в 200–250, рублидия – в 500–700, бария – до 1500, урана – в 3000–3500 раз, редкоземельных элементов – в несколько сотен раз. Если же песчано-глинистые осадки отлагались в застойных бассейнах, зараженных сероводородом, а такие условия особенно часто встречались в докембрии, то в осадочных толщах могли накапливаться сульфиды

железа, меди, цинка, свинца и молибдена, а в некоторых случаях окислы урана и гидроокислы вольфрама и золото. То же можно сказать и о других осадках. В карбонатах, например, стронция в несколько раз больше, чем в мантии, в эвапоритах концентрируются натрий, калий, кальций, сера, хлор и фтор. Известно, что живые организмы накапливают в себе многие из рассеянных элементов, в том числе уран и редкоземельные элементы (лантан, церий, неодим и др.). Поэтому в фосфоритах всегда наблюдается их повышенное содержание, намного превышающее концентрацию в мантии (для урана – в 20–25 тыс. раз, а для редкоземельных элементов – в 500–1000 раз).

Обычно терригенные осадки сносятся реками и временными потоками на континентальные окраины и отлагаются там на материковых склонах благодаря явлению лавинной седиментации (Лисицын, 1984). Кроме того, часто в основаниях таких терригенных отложений залегают толщи эвапоритов, образовавшиеся на ранних стадиях раскола родительских суперконтинентов (отложения эвапоритов, например, сейчас известны по берегам Атлантического океана, в Красном море, в Мексиканском заливе и в других регионах). При попадании таких осадков в зоны поддвига плит или в коллизионную зону “столкновения” двух континентов из них может выплавиться весь спектр коровых изверженных пород от гранитов до сиенитов и щелочно-ультраосновных пород включительно со свойственной им минерализацией. При этом становится понятной и часто наблюдаемая пестрота в территориальном расположении месторождений полезных ископаемых.

Благодаря новому разрушению коровых пород и повторению процесса седиментогенеза иногда осуществляется и четвертая ступень обогащения континентальной коры рудными элементами. По этой причине более поздние рудные месторождения такого типа одновременно могут оказываться и более богатыми, поскольку их рудное вещество за время геологического развития Земли успевает пройти большее число рециклингов. Примером тому может служить олово, концентрация которого в более молодых месторождениях обычно бывает выше, чем в древних месторождениях. Например, суммарное содержание олова в мезозойских месторождениях более чем на два порядка превышает его содержание в архейских рудопроявлениях (Соболев, Старостин, Пелымский, 2000). Аналогичная ситуация наблюдается и с молибденом: в результате магматической переработки осадочных толщ со временем концентрация этого металла в молодых месторождениях молибдена и вольфрама постоянно возрастала (Соболев, Пелымский, Старостин, 1997). Отсюда следует, что, казалось бы, явно “эндогенные” полезные ископаемые на поверку прошли стадию обогащения благодаря разрушению коровых пород и последующего седиментогенеза, т.е. в явно экзогенных условиях.

Другой не менее наглядный пример существенного влияния экзогенных факторов на формирование залежей полезных ископаемых – это гидротермальные месторождения. Поскольку содержание воды в мантии ничтожно мало, то все без исключения гидротермальные месторождения (независимо от их типа) формируются либо за счет мобилизации поверхностных и грунтовых вод, омывающих горячие интрузивные тела, либо за счет освобождения остывающей магмой растворенной в ней воды. Но и в последнем случае водонасыщенная магма в процессе образования захватывала воду только из водонасыщенных осадков или из гидросферы.

К первому типу гидротермальных месторождений могут быть отнесены рудные образования большинства фумарол и горячих источников в вулканических областях. Сюда же следует отнести и сульфидные отложения “черных курильщиков” в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Второй тип гидротермальных процессов часто сопровождается пегматитовой минерализацией, возникающей, например, над гранитоидными массивами или благодаря подъему горячих и минерализованных вод из зон поддвига плит. Но гранитные магмы в послепалеозойское время обычно возникали

благодаря переплавлению песчано-глинистых водонасыщенных осадков в зонах коллизии континентов, а вода в зоны поддвига плит попадала вместе с насыщенными ею породами океанической коры и пелагическими осадками. Таким образом, во всех случаях вода в гидротермальные месторождения поступает все-таки из гидросферы, т.е. является экзогенным реагентом.

Яркими примерами влияния экзогенных факторов на происхождение эндогенных полезных ископаемых могут служить оловоносные, редкометалльные и золоторудные месторождения Верхояно-Колымской складчатой зоны Восточной Сибири. Действительно, в раннем палеозое Колымский массив откололся от Восточно-Сибирской платформы, и между ними возник Восточно-Сибирский палеоокеан. При этом на восточной пассивной окраине Сибирской платформы стали отлагаться мощные толщи терригенных осадков, сносимых палеореками на севере с Анабарского архейского щита и раннепалеозойского осадочного чехла, а на юге этой провинции с Алданского щита и Витимо-Патомского нагорья. В этих осадках в виде прибрежных россыпей постепенно накапливались сносимые с древних щитов тяжелые фракции, в том числе касситерит, золото, минералы ниобия, тантала и других редких металлов. За 200–300 млн лет существования Восточно-Сибирского океана на его западной окраине (т.е. на востоке Сибирской платформы) таким путем накопилось не менее 12–15 км терригенных (в том числе дельтовых и русловых) отложений начиная с девона (но в основном с карбона) до юрского возраста.

В середине мезозоя началось новое сближение Колымского массива с Сибирской платформой, в результате Восточно-Сибирский океан стал закрываться. Закрытие этого палеоокеана в середине мезозоя сопровождалось смятием всей накопившейся до этого времени на океанической коре окраинно-континентальной осадочной толщи и ее надвиганием на Сибирскую платформу. При этом под давлением Колымского массива, подмявшим под себя, подобно “ледоколу”, литосферу Восточно-Сибирского палеоокеана, в океанической литосфере, подстилающей окраинно-континентальную осадочную толщу, должны были возникнуть поперечные трещины. По этим трещинам в низы осадочной толщи внедрились базальтовые расплавы. Плотность базальтовых расплавов приблизительно равна $2,8 \text{ г/см}^3$ и заметно выше средней плотности осадков $2,5\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$, поэтому базальты в основном внедрялись только в низы толщ. Но температура базальтовых магм на глубинах порядка 12–15 км достигает $1350\text{--}1400 \text{ }^\circ\text{C}$, тогда как температура плавления водонасыщенных осадков на этих же глубинах не превышает $650\text{--}700 \text{ }^\circ\text{C}$. Отсюда следует, что осадки рассматриваемой толщи на контакте с горячими базальтовыми магмами должны были плавиться, несколько снижать свою плотность и вязкость (из-за прогрева) и далее в виде гранитоидных интрузий – диапиров внедряться в верхние горизонты осадочной толщи. Средний состав этих гранитоидов от гранит-порфиров до липаритов соответствует средним составам осадочных пород зоны. При этом происходила гидротермальная переработка накопившихся ранее в осадках рудных элементов. В результате возникала характерная рудная специализация гранитоидов и соответствующих им гидротермальных проявлений: на севере Верхояно-Колымской зоны, куда в основном сносились осадки с Анабарского щита, это оловорудная и тантал-ниобиевая минерализация, а на юго-востоке зоны, куда поступали осадки с Алданского щита и Витимо-Патомского нагорья, это преимущественно золоторудная минерализация.

Другим примером могут служить магматические и метасоматические железорудные образования Урала типа Качканарского месторождения титаномагнетитов, гор Магнитной и Благодать. Во всех этих случаях возникновение таких железорудных месторождений было связано с закрытием в позднем палеозое Палеоуральского океана и надвиганием Уральской островной дуги на восточный край Русской платформы. При этом в Палеоуральскую зону поддвига плит оказались затянутыми мощные осадочные толщ рифея и более древние породы типа Тараташских железорудных комплексов. Их

переплавление и гидротермальная активизация в этой зоне и привели к возникновению таких месторождений. Интересно отметить, что, например, рудные тела Качканарского месторождения, связанные с внедрением в кору крупных габброидных массивов, оконтуриваются пироксенитами, а это означает, что вместе с железом базальтовые расплавы выносили к поверхности и кремнезем. Но в железистых кварцитах Тараташа как раз и наблюдается парагенезис железа с кремнеземом.

Тектоника литосферных плит открыла новый подход и к выявлению основных закономерностей размещения полезных ископаемых на поверхности Земли. Так, из теории следует, а эмпирические данные это подтверждают, что большинство эндогенных рудных месторождений обычно формируется только по краям литосферных плит. При этом разным типам границ плит соответствуют разные комплексы руд и разное их расположение по отношению к самим границам. Это позволяет использовать для прогнозирования и поиска полезных ископаемых геодинамические карты, на которых отмечены положения и типы древних границ литосферных плит.

11.2. Выделение земного ядра – главный процесс, определяющий эволюцию геологических обстановок на Земле

Вместе с геологической эволюцией Земли, естественно, менялись условия и режимы формирования земной коры и сосредоточенных в ней полезных ископаемых. Как уже отмечалось, эволюционные процессы на Земле необратимы. Поэтому для выяснения основных эволюционных закономерностей формирования полезных ископаемых в далеком прошлом необходимо осторожно пользоваться принципом актуализма (настоящее – ключ к прошлому) постоянно внося в него эволюционные поправки. Например, сейчас выясняется, что в архее еще не существовало зон поддвига плит, поэтому и режимы образования континентальной коры, а вместе с ней и большинства типов эндогенных полезных ископаемых были тогда совсем иными и совершенно непохожими на современные условия их образования. Учитывая это обстоятельство, рассмотрим теперь проблему эволюции полезных ископаемых во времени с точки зрения наиболее общей теории глобальной эволюции Земли. В основе этой теории лежит представление, что главным энергетическим процессом, управляющим развитием Земли в целом, является процесс образования и роста земного ядра.

Как уже отмечалось, по современным представлениям, основанным на идеях О.Ю. Шмидта (1948) и разработках В.С. Сафронова (1969), Земля, как и другие планеты Солнечной системы, образовалась благодаря “холодной” аккреции газопылевого протопланетного облака. По этой причине молодая Земля сразу же после образования была “холодной”, тектонически пассивной и однородной по составу и строению планетой. В результате все рудные и другие элементы были более или менее равномерно распределены по всему объему только что образованной Земли со своими “кларковыми” содержаниями и не образовывали скоплений, которые можно было бы отнести к залежам полезных ископаемых. Отсюда следует, что в молодой Земле вообще не было месторождений полезных ископаемых.

В геологической истории Земли следует выделять три крупных эоны: катархей (от 4,6 до 4,0–3,8 млрд лет назад), архей (от 4,0–3,8 до 2,6 млрд лет назад) и протерозой вместе с фанерозоем (2,6–0,0 млрд лет назад). Все три эоны по-своему уникальны и тесно связаны с тремя этапами процесса формирования земного ядра, рассмотренными в гл. 4. Напомним, что первоначально Земля разогревалась только за счет выделения в ее недрах радиогенной и приливной энергии. Судя по оценкам, приведенным в гл. 5, всего за катархей, т.е. за первые 600 млн лет жизни Земли, в ее недрах выделилось около $1,1 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной и $2,1 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии. Благодаря такому разогреву первичный теплозапас Земли повысился с $7,12 \cdot 10^{37}$ до $9,2 \cdot 10^{37}$ эрг в начале архей. В результате около 4,0 млрд лет назад в экваториальном поясе Земли, в котором приливные деформации

достигали максимального значения, на глубинах около 200–400 км началось плавление вещества верхней мантии. После этого момента стал действовать наиболее мощный источник эндогенной энергии – процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества. При этом химико-плотностная дифференциация земного вещества происходила путем сепарации расплавов железа и его окислов от силикатов мантии. В архее этот процесс развивался по механизму зонной дифференциации вещества, и к концу архея он привел к “катастрофическому” событию образования земного ядра (см. рис. 4.3). В последующие эпохи рост ядра происходил уже по более спокойному бародиффузионному механизму дифференциации мантийного вещества. Он же играл (и продолжает играть) главную роль в возбуждении крупномасштабной мантийной конвекции – главного фактора тектонической активности Земли.

Напомним, что в архее вместе с железом и его окислами в кольцевой слой расплавов преимущественно переходило и большинство сидерофильных и халькофильных элементов (см. рис. 4.10). По этой причине конвектирующая мантия над погружающимся кольцевым слоем зонной дифференциации земного вещества в архее была обеднена и железом, и другими сидерофильными элементами. Поэтому, вероятно, архейские континентальные щиты и зеленокаменные пояса в них не отличаются повышенным металлогеническим потенциалом.

Процесс перемещения плотных окисно-железных расплавов к центру Земли и вытеснения оттуда первозданной сердцевины (рис. 4.3, в, г), должен был сопровождаться выделением огромной энергии, около $5 \cdot 10^{37}$ эрг, что привело в конце архея к перегреву планеты. Возникшие при этом интенсивные конвективные течения в мантии полностью и радикально перестроили весь существовавший ранее режим тектонического развития нашей планеты и привели к формированию первого в истории Земли суперконтинента – Моногеи, что произошло, вероятно, в самом конце архея. Таким путем, по-видимому, можно объяснить и образование земного ядра около $2,6 \cdot 10^9$ лет назад.

О таком развитии сценария, в частности, свидетельствуют и палеомагнитные данные, показывающие, что дипольное магнитное поле современного типа у Земли появилось только около $2,6 \cdot 10^9$ лет назад, т.е. на рубеже архея и протерозоя (см. рис. 4.4). Анализ изотопных отношений свинца практически однозначно свидетельствует о том, что земное ядро выделялось без плавления силикатного вещества Земли. Более того, приведенный сценарий развития процесса формирования земного ядра неплохо описывается двухступенчатой моделью изменения отношений изотопов свинца, согласно которой до начала этого процесса эволюция изотопных отношений происходила в замкнутом резервуаре, а после начала процесса – с учетом перехода части свинца в растущее земное ядро. К настоящему времени в ядро Земли погрузилось около 30% земного свинца (Сорохтин, 1999).

Процесс выделения земного ядра, прежде всего, сказался на тектонической активности Земли. Как уже отмечалось, молодая Земля в течение всего катархея (от 4,6 до 4,0 млрд лет назад) оставалась тектонически пассивной. После начала процесса зонной дифференциации земного вещества, сопровождавшегося сепарацией расплавов железа от силикатов (см. рис. 4.3, а), в экваториальном поясе Земли впервые возникла конвектирующая мантия, ее температура быстро превысила температуру плавления железа, после чего на уровне верхней мантии появились первые расплавы мантийного вещества и постепенно стали формироваться ядра древнейших континентальных щитов.

Как видно из рис. 5.16, максимальная тектономагматическая активность Земли наблюдалась в позднем архее – суммарный тепловой поток тогда превышал его современное значение более чем в десять раз (рис. 5.16, кривая 1). Однако если учесть, что в архее тектономагматическая активность проявлялась только в постепенно расширяющемся, а вначале узком низкоширотном поясе, то его удельная активность оказывается еще более высокой (рис. 5.16, кривая 2). Отметим, что в раннем архее,

несмотря на высокую локальную тектономагматическую активность, по подсчетам С. Тейлора и С. Мак-Леннана (1988), сформировалось не более 15% массы континентальной коры, тогда как в позднем архее за то же время образовалось около 55% ее массы, т.е. в 3,7 раза больше. Это еще раз говорит о том, что в раннем архее тектономагматическая активность проявлялась не по всей Земле в целом, а только в ее узкой части, тогда как большая часть Земли тогда оставалась еще холодной и тектонически пассивной.

Осредненная зависимость тектонической активности Земли от времени, показанная на рис. 5.16, сглаживает ее изменения, связанные с тектоническими циклами. Реальная кривая активности отличается от осредненной наложением на нее квазипериодических колебаний (не очень большой амплитуды), характеризующих тектонические циклы. В качестве примера на рис. 11.3 приведена кривая колебаний тектонической активности Земли в фанерозое (в пересчете на среднюю скорость движения литосферных плит), построенная по данным о трансгрессиях и регрессиях морей на континенты.

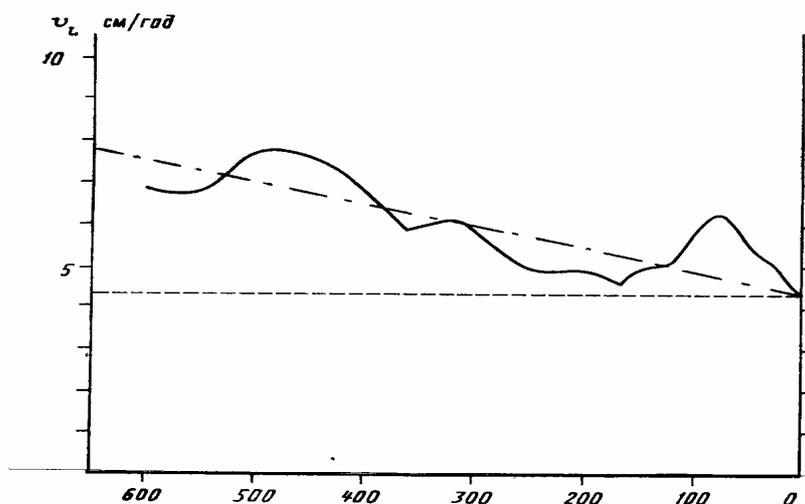


Рис. 11.3. Тектоническая активность фанерозоя в пересчете на среднюю скорость движения литосферных плит: штрихпунктирная линия — осредненная тектоническая активность фанерозоя; сплошная линия — тектоническая активность фанерозоя, построенная по данным о трансгрессиях и регрессиях моря на континенты (по горизонтали отложен возраст в миллионах лет)

В связи с высокой тектономагматической активностью архея тогда над зонами сепарации расплавленного железа происходил перегрев верхней мантии (см. рис. 4.2), а скорости раздвижения океанической коры в рифтовых зонах того времени были очень высокими — до 400–500 см/год (см. рис. 6.15), тогда как время “самостоятельной жизни” формировавшейся в этих зонах океанической коры, наоборот, соответственно было коротким — не более 10–15 млн лет (см. рис. 6.16, кривая 1). Поэтому в архее еще не существовало мощных и плотных литосферных плит, на образование которых требуется около 50–150 млн лет, а вместо них возникали лишь тонкие базальтовые пластины толщиной не более 15–30 км.

Поэтому в архее не могло существовать и зон поддвига плит, а компенсация спрединга океанического дна происходила в зонах их торошения и скупивания с обдукцией базальтовых пластин друг на друга над нисходящими потоками в конвектирующей мантии. Вторичное переплавление этих водонасыщенных базальтовых пластин (происходившее на подошве зон их торошения) и привело к выплавлению более легких континентальных магматических пород — трондьемитов, тоналитов и плагиогранитов, поднимавшихся затем в виде диапиров и куполов в верхние этажи растущей континентальной коры (см. рис. 6.17). Судя по радиолокационным снимкам поверхности Венеры, именно такая ситуация в настоящее время и наблюдается на этой соседней с нами планете (см. рис. 6.18): рифтовые зоны на ней существуют, а зон

поддвига плит с их характерными асимметричными структурами глубоких желобов и узких хребтов нет.

После образования земного ядра около 2,6 млрд лет назад его дальнейший рост уже происходил по более спокойному бародиффузионному механизму. Соответственно снизилась и тектоническая активность Земли, а это привело к замедлению движения литосферных плит, к увеличению продолжительности “жизни” океанических плит, к их большему охлаждению и “утяжелению” за счет нарастания под океанической корой литосферы ультраосновного состава. В результате еще в раннем протерозое возникли первые зоны поддвига плит, а геологическое развитие Земли пошло по законам тектоники литосферных плит.

Выделение земного ядра, в котором сейчас сосредоточено около трети массы Земли, естественно, должно было существенно повлиять и на состав конвектирующей мантии, выплавки из которой мы только и можем наблюдать на поверхности Земли. Так, например, в архее, когда происходила зонная дифференциация металлического железа, конвектирующая мантия была обеднена железом, сидерофильными и халькофильными элементами (см. рис. 4.10). Не исключено, что именно этим объясняется практически полная металлогеническая стерильность (за исключением железа) раннего архея (Смирнов, 1984; Хаин, 2000) и сравнительно умеренная металлогения среднего архея с не очень большими запасами железа и других полезных ископаемых.

На рубеже архея и протерозоя, во время выделения земного ядра, состав мантии радикально изменился. Связано это тем, что тогда произошло добавление в конвектирующую мантию вещества бывшей сердцевины Земли (см. рис. 4.3, в, з) с первозданными концентрациями в нем железа (около 13–14%), его окислов (около 23–24%), а также сидерофильных элементов, сульфидов халькофильных металлов и других рудных элементов, в том числе платиноидов. В результате этого в конце архея и раннем протерозое возникли наиболее благоприятные условия для формирования уникальных месторождений эндогенных рудных полезных ископаемых, а сама эпоха раннего протерозоя стала наиболее выдающимся периодом эндогенного рудообразования.

Прямыми свидетелями этих событий служат уникальные дифференцированные интрузии основных и ультраосновных пород, внедрившиеся в середине раннего протерозоя (около 2,3 млрд лет назад) во многие древние щиты при первых же импульсах растяжения и раскола архейского суперконтинента Моногея. Наиболее типичным и классическим образованием этого типа является интрузия Великой Дайки в Зимбабве, представляющая собой расслоенный комплекс внедрения в земную кору мантийного вещества раннепротерозойского возраста. Залежи хромитов в Великой Дайке распространены в ее нижних этажах и приурочены к дунитам и гарцбургитам, а платина в форме сперрилита ($PtAs_2$) и платиноиды встречаются в сульфидных слоях между ультраосновными породами и габбро-норитами.

В раннепротерозойских ультраосновных и габбро-норитовых интрузиях Бушвельдского расслоенного магматического массива (ЮАР) высоких концентраций достигают железо, титан, хром и ванадий, а в пластообразных залежах медно-никелевых сульфидов промышленной концентрации достигают платиноиды. Бушвельдский плутон внедрился в мощную осадочно-вулканогенную толщу трансваальской системы раннепротерозойского возраста. В результате верхняя (габбро-норитовая) часть мантийной интрузии контактирует с коровыми гранитами, образовавшимися за счет переплавления осадочно-вулканогенных пород, вмещающих плутон. Поэтому с Бушвельдскими гранитами уже связана только литофильная (гидротермальная) минерализация олова и флюорита.

Другими примерами мантийных интрузий рассматриваемого типа могут служить внедрения норитов Садбери в гуронскую осадочно-вулканогенную толщу раннего протерозоя в Канаде (сульфиды меди, кобальта, никеля, платина), месторождение

Стилуотер в Канаде (хром, титаномагнетит, платиноиды) и месторождение Камбалда в Австралии (никель, медь, платиноиды). В России это Бураковский интрузив в юго-восточной части Балтийского щита с хромитовой, никелевой, ванадиевой, платиновой и, возможно, золотой металлогенией. К близкому типу образований, по-видимому, следует отнести габбро-норитовые интрузивные комплексы Печенги и Мончегорска с их сульфидной медно-никелевой и кобальтовой минерализацией, а также Панскую интрузию на Кольском полуострове и магматические образования Олонгской группы в Карелии с платиновой минерализацией.

Подчеркнем, что интрузивные образования такого типа с высокими концентрациями рудных элементов никогда более, ни до раннего протерозоя, ни после него не возникали. Это свидетельствует в пользу приведенной модели обогащения конвектирующей мантии на рубеже архея и протерозоя первичным земным веществом, поднявшимся из центральных областей Земли в процессе формирования земного ядра в конце архея, как это и показано на рис. 4.3, г.

После образования у Земли плотного окисно-железного ядра дальнейший его рост происходил уже по более спокойному бародиффузионному механизму. В этой связи в протерозое заметно снизилась тектоническая активность Земли, возникла химико-плотностная конвекция, уменьшилась скорость спрединга океанического дна, возникли более мощные и “тяжелые” литосферные плиты, появились зоны поддвига (субдукции), начал действовать механизм тектоники литосферных плит.

Химико-плотностная конвекция, по сути, неустойчивая и меняет свою структуру. Это привело к тому, что периодически через промежутки времени порядка 800 млн лет в мантии Земли должны были возникать одноячеистые конвективные структуры с одним мощным восходящим и одним нисходящим мантийным потоками. При этом все существовавшие материки дрейфовали к центру таких нисходящих мантийных потоков, формируя над ними гигантские суперконтиненты на подобии вегенеровской Пангеи (см. рис. 8.10). Всего в геологической истории Земли существовало четыре подобных суперконтинента (см. рис. 8.2–8.10): Моногея (2,6 млрд лет назад), Мегагея Штилле (1,84), Мезогея, или Родиния (1,05), распавшаяся затем (через 120–200 млн лет) на два больших континента – Лавразию и Гондвану, и Пангея Вегенера (около 230 млн лет назад).

Последовательные этапы образования и разрушения суперконтинентов предопределили и проявления разных металлогенических обстановок на Земле. Так, в моменты формирования суперконтинентов обычно возникали офиолитовые покровы с характерными месторождениями хромитов типа Кемпирсайского массива на Южном Урале и обстановки континентальных коллизий с выплавкой огромных масс гранитов, образованием обильных гидротермальных и пегматитовых месторождений, а также залежей полиметаллических и колчеданных руд.

Время жизни суперконтинентов как единых материков обычно не превышало 100–120 млн лет, что объясняется спецификой химико-плотностной конвекции в мантии. Поэтому сжатие суперконтинентов обычно быстро сменялось условиями их растяжения с проявлениями более молодого, чем возраст суперконтинента, щелочно-ультраосновного, сиенитового, карбонатитового и алмазоносного кимберлитового магматизма. Большинство кимберлитовых трубок взрыва мира приходится именно на такие периоды начальных растяжений суперконтинентов. Хотя необходимо помнить, что открытые разломы – каналы вывода глубинных магм иногда могут появляться и на стадии формирования суперконтинента при общем сжатии континентальной литосферы, особенно если одна из сталкивающихся литосферных плит обладала клинообразными очертаниями, как это наблюдалось, например, при консолидации Лавразии и закрытии Северной Палеоатлантики (океана Япетус) в девоне (рис. 11.4). По-видимому, именно по таким разломам в девоне и карбоне внедрялись в земную кору щелочно-ультраосновные интрузии Кольского полуострова и алмазоносные кимберлиты Архангельской области.

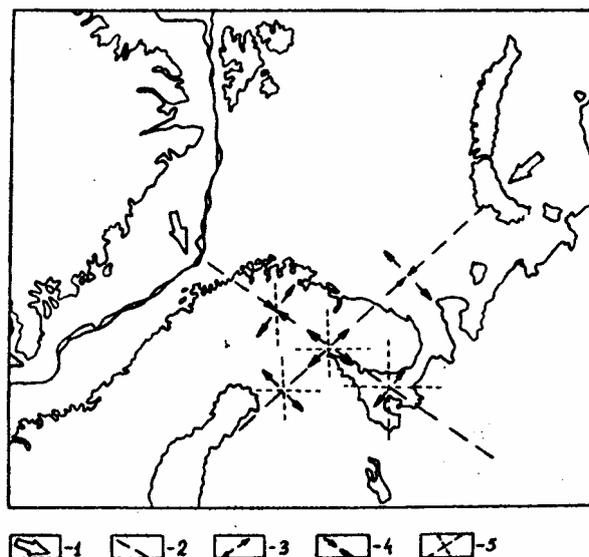


Рис. 11.4. Схема, показывающая механизм возникновения обстановок растяжения и сжатия при столкновениях Американско-Гренландской и Западносибирско-Карскоморской плит с Балтийско-Баренцевоморской плитой соответственно около 400 и 320 млн. лет назад (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): 1 – направления давления плит; 2 – генеральные простирания зон растяжения; 3 – напряжения растяжения; 4 – напряжения сжатия; 5 – характерные простирания субмеридиональных и субширотных разломов, опережающих главные диагональные зоны растяжения

Дальнейшее растяжение суперконтинентов при их расколах приводило к обширным внедрениям в континентальную кору трапповых базальтов и в результате к формированию континентальных рифтов, характеризующихся бимодальным вулканизмом. Обычно этот процесс заканчивался распадом суперконтинента на ряд более мелких и центробежно дрейфующих материков с образованием между ними молодых океанов Атлантического типа.

11.3. Влияние океана и климатов Земли на формирование осадочных полезных ископаемых раннего протерозоя

О большом влиянии атмосферы и гидросферы на развитие металлогенических обстановок на поверхности Земли, в том числе и в раннем докембрии, было известно давно (Виноградов, 1964; Войткевич, Лебедько, 1975; Страхов, 1963; Тугаринов, Войткевич, 1970; и др.). Однако только в последние годы после широкого распространения идей тектоники литосферных плит и разработки основ теории глобальной эволюции Земли оказалось возможным оценить всю масштабность этих процессов и выяснить природу их влияния на эндогенную металлогению Земли.

Важно обратить внимание на то, что архейский океан был горячим, а благодаря высокому парциальному давлению углекислого газа в архейской атмосфере, достигавшему 5 бар (см. раздел 10.2), его воды были насыщены угольной кислотой H_2CO_3 и характеризовались кислой реакцией ($\text{pH} \approx 3-5$). Но горячие и кислые воды, как известно, являются весьма агрессивными реагентами и растворяют многие рудные элементы и соединения. Следовательно, можно ожидать, что воды архейского океана были насыщены многими рудными элементами, в том числе золотом, ураном, сульфидами железа, меди, свинца, цинка, окислами марганца, двухвалентными окислами железа и др. Вероятно, все эти соединения поступали в гидросферу при гидратации базальтов океанической коры и взаимодействии горячих и кислых дождевых вод с породами зеленокаменных поясов и гранитоидами континентов.

После резкого похолодания климата в раннем протерозое и нейтрализации океанических вод ($\text{pH} \approx 7-8$) должно было произойти массовое выпадение из океанического раствора многих рудных элементов, растворенных прежде в горячих и

кислых водах архейского океана (рис. 11.5). Именно таким путем, по нашему мнению, в раннем протерозое около 2,5–2,3 млрд лет назад сформировались крупнейшие стратиформные скопления золота, урана, меди, полиметаллов, кобальта, сульфидов и карбонатов железа, окислов марганца и др. Примерами таких месторождений могут служить конгломераты Витватерсранда, рудоносность которых (золото, уран) проявилась только начиная с 2,5–2,4 млрд лет назад, и медистые песчаники Катанга-Родезийского меденосного пояса в Африке, а также золотоносные конгломераты раннего протерозоя на других древних платформах и медистые песчаники Удокана (медь) в Сибири и т.д.

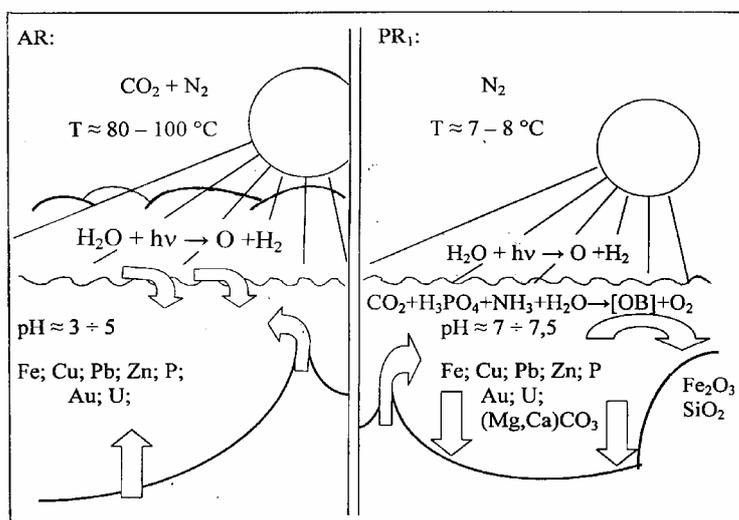
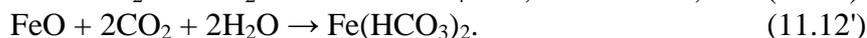
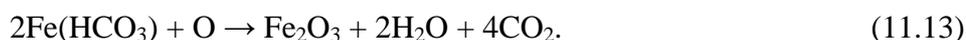


Рис. 11.5. Формирование осадочных рудных месторождений раннего протерозоя благодаря остыванию и нейтрализации горячего и кислого архейского океана: AR – в архее рудные элементы, поступавшие в океаны из рифтовых зон и с континентов, растворялись горячими и кислыми океаническими водами; PR₁ – в раннем протерозое, после остывания океана и нейтрализации его вод, растворенные прежде в океанических водах рудные элементы выпали в осадок. В конце архея и раннем протерозое за счет окисления растворимой двухвалентной гидроокиси железа до нерастворимой трехвалентной окиси железа, формировались уникальные железорудные формации раннего докембрия

С точки зрения рассматриваемой концепции находит простое объяснение и происхождение уникальных железорудных формаций конца архея и раннего протерозоя. Концентрация железа в конвектирующей мантии большей части архея была сравнительно низкой (см. рис. 4.10), поскольку оно тогда почти целиком концентрировалось в подстилающих конвектирующую мантию зонах дифференциации земного вещества (см. рис. 4.3). Однако уже к концу архея в конвектирующую мантию начало поступать выжимаемое из центральных областей Земли первичное вещество с высокими концентрациями в нем железа и его окислов (см. рис. 4.3, в и 4.3, г). По нашим оценкам, в конце архея и начале раннего протерозоя средняя концентрация металлического железа в мантии уже могла достигать 5,5%, а двухвалентного железа – 15%. В океанических рифтовых зонах металлическое железо поднималось к поверхности Земли и вступало там в контакт с океанскими водами. Контактная с ними, горячее железо в бескислородной среде окислялось за счет диссоциации воды и далее соединялось с углекислым газом, образуя хорошо растворимый в воде бикарбонат железа:



В этой форме железо, по-видимому, и разносилось по всему океану, тогда как в приповерхностных условиях благодаря жизнедеятельности цианобактерий и микроводорослей двухвалентное железо окислялось до трехвалентного состояния и выпадало в осадок:



При этом в результате метаболизма железовосстанавливающих бактерий могло происходить и новое восстановление трехвалентного железа, но теперь только до стехиометрии магнетита (Слободкин и др., 1995). Одновременно с железом из рифтовых зон выносился и кремнезем, освобождавшийся при гидратации пироксенов, например, по реакции (11.3). Отсюда становится понятным парагенезис окислов железа с кремнеземом в джеспилитах железорудных формаций докембрия (рис. 11.6).

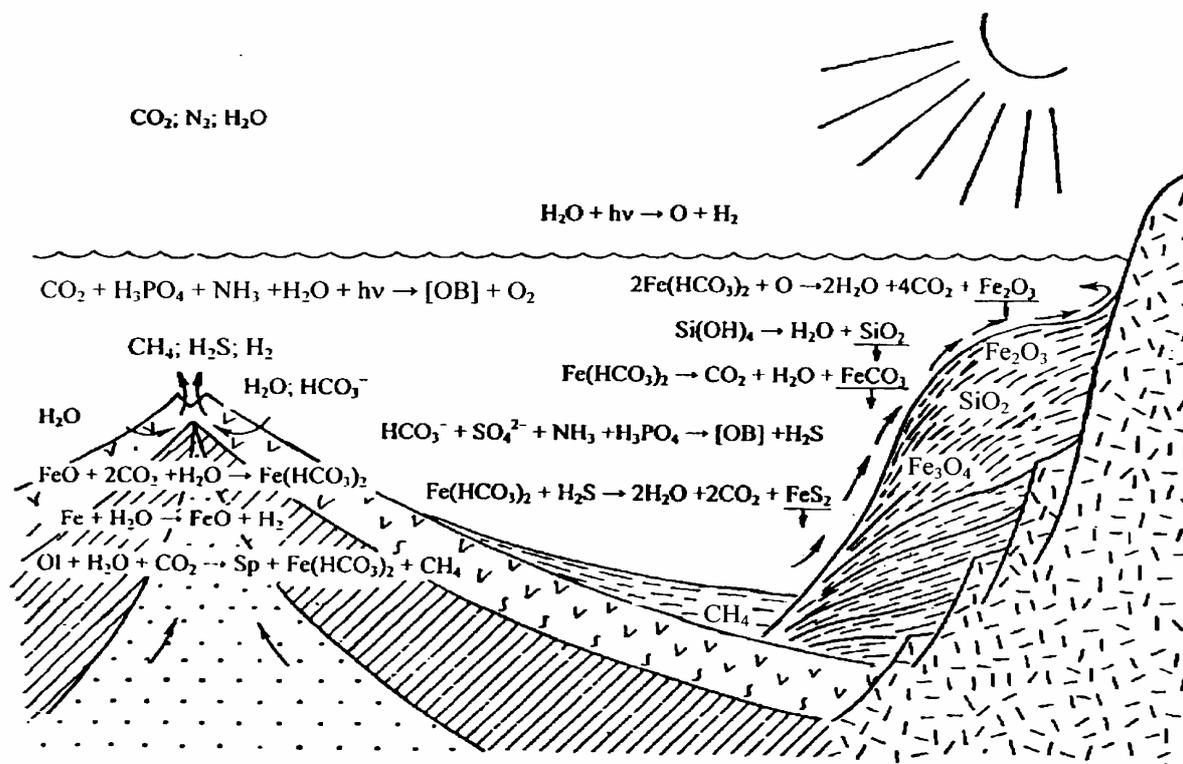


Рис. 11.6. Геохимия процессов переноса железа из мантии в рифтовые зоны и океаны и условия формирования железорудных отложений на континентальных окраинах океанов в раннем протерозое

Очевидно, что массовый вынос железа и других металлов из мантии в гидросферу мог происходить, только когда в мантийном веществе содержалось заметное количество этих металлов и когда поверхность океана близко подходила к среднему уровню рифтовых зон на гребнях срединно-океанических хребтов или даже перекрывала его. Важно подчеркнуть, что только сочетание этих двух факторов вместе могло обеспечить вынос железа из мантии в гидросферу и далее в осадочную оболочку Земли. Помимо этого, существенное значение имел и состав океанической коры. Так, в базальтовой коре докембрия содержание железа было существенно ниже (приблизительно в 10 раз), чем в серпентинитах, возникших за счет гидратации реститовых участков мантийного вещества. Учитывая все эти факторы, удалось оценить относительную скорость накопления железорудных формаций докембрия при условии, что в этих формациях в среднем содержится около 50% железа, а из пород океанической коры извлекается также только 50% железа.

Кроме описанного механизма формирования железорудных формаций раннего докембрия за счет выноса железа из рифтовых зон в начале архея мог функционировать другой механизм. Действительно, как уже отмечалось, в раннем архее формирование земной коры, происходило только в сравнительно узком кольцевом экваториальном поясе Земли, тогда как остальная ее поверхность еще была сложена первичным земным веществом, содержащим около 13% металлического железа и около 23% его двухвалентной окиси (силикатного железа). После начала дегазации Земли и возникновения углекислотной атмосферы железо из поверхностных слоев этих

первозданных областей стало выноситься кислыми дождевыми водами (в форме бикарбоната) в молодые морские бассейны и отлагаться там, формируя железорудные залежи раннего архея. В составе этих руд заметную роль играет карбонат железа – сидерит (Старостин, Пелымский, Сакия, 2000), образующийся только при насыщении морских вод бикарбонатом железа $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{FeCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. Результат оценки скорости отложения железных руд докембрия приведен на рис. 11.7.

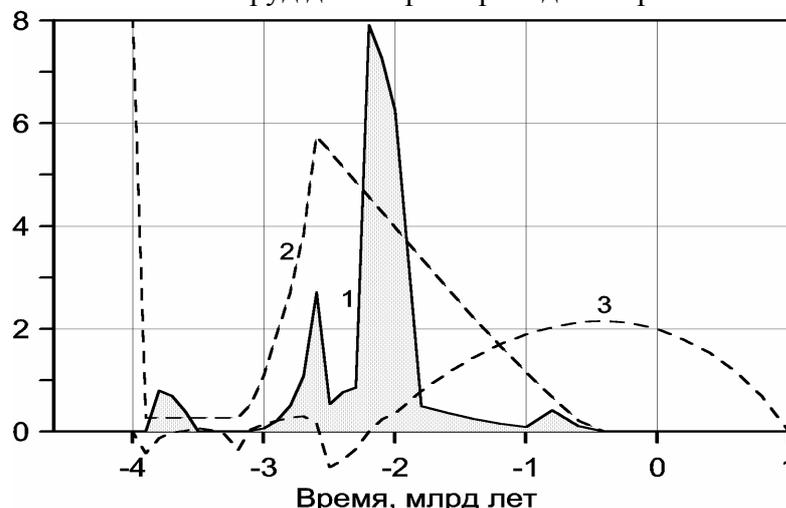


Рис. 11.7. Теоретический расчет скорости накопления железорудных формаций докембрия: 1 – суммарная скорость отложения железных руд, 10^9 т/год; 2 – концентрация металлического железа в конвектирующей мантии, %; 3 – положение поверхности океанов по отношению к среднему уровню стояния гребней срединно-океанических хребтов, км

Как видно из приведенных графиков, в докембрии могли наблюдаться четыре периода массового накопления железорудных осадков. Отложения наиболее ранних железистых руд происходило около 3,8–3,5 млрд лет назад (формация Исуа в Западной Гренландии). Второй эпохой железнакопления является позднеархейская 3,0–2,6 млрд лет назад, во время которой отлагались осадочно-вулканогенные железорудные толщи Киватинского типа, а в России – руды Костамукши и других районов Карелии и Кольского полуострова, железорудные комплексы Тараташа на Урале и Старооскольской серии в Воронежском кристаллическом массиве.

Однако самым выдающимся периодом железорудного накопления, безусловно, была эпоха конца раннего протерозоя, от 2,2 до 2,0–1,8 млрд лет назад. Железорудные отложения конца раннепротерозойской эпохи известны практически на всех континентах, и многие из них отлагались почти одновременно. К образованиям этого возраста относятся уникальные месторождения джеспилитов Кривого Рога на Украине, Курской Магнитной Аномалии в России, Карсакпая в Казахстане, Хамерсли в Западной Австралии, месторождения района оз. Верхнего в США и Канаде, в Гайане (Южная Америка) и других регионов. В этот период, занимающий всего 5–7% от общего времени геологического развития Земли, сформировалось не менее 70–75% мировых запасов железных руд. По нашим расчетам, в момент формирования раннепротерозойских железорудных формаций скорость отложения железа достигала 3,3 млрд тонн в год, что близко к ранее приводимым оценкам – $(1-3) \cdot 10^9$ т/год (Холленд, 1989). Всего в докембрийское время таким путем должно было отложиться около $3,3 \cdot 10^{18}$ т железистых формаций, что на много порядков больше выявленных ресурсов железных руд (около $3 \cdot 10^{12}$ т по Н.А. Быховеру, 1984) и более, чем в 30 раз превышает содержание окислов железа в осадочных породах континентов (около $0,1 \cdot 10^{18}$ т по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому, 1978), хотя, вероятно, несколько больше железа находится в метаосадочных породах и гранитном слое континентальной коры. Это говорит о том, что

большая часть осадочного железа еще в докембрии вновь погрузилась в мантию по древним зонам субдукции.

Характерной особенностью этой уникальной эпохи железнакопления является то, что она началась на всех континентах практически одновременно (около 2,2 млрд лет назад). В рассматриваемой модели все понятно (сказалась общая причина), так как именно в это время океаническая кора полностью “насытилась” водой, после чего произошло перекрытие поверхностью океана гребней срединно-океанических хребтов (кривая 3 на рис. 11.7) и растворимые гидроокиси железа из рифтовых зон стали поступать в океан, как это показано на рис. 11.6.

К концу раннего протерозоя (около 1,8 млрд лет назад) массовое накопление осадочных железных руд почти столь же резко прекратилось, как и началось. Скорее всего это было связано с тем, что ко времени 1,8 млрд лет назад уровень океана уже поднялся над гребнями срединно-океанических хребтов приблизительно на 400 м, т.е. на высоту, превышающую толщину деятельного слоя океана. Океан же в среднем протерозое и рифее вероятнее всего характеризовался устойчивой стратификацией со стагнацией глубинных вод океанов, о чем, в частности, говорит широкое развитие в это время черных сланцев. В результате начиная с этого возраста поступающие из рифтовых зон гидроокислы двухвалентного железа попадали только в застойные глубинные воды и не могли там окисляться до нерастворимого состояния. Застойная стратификация вод Мирового океана, по-видимому, продолжалась до нового импульса оледенения, охватившего в конце рифея ряд континентов Лавразии и Гондваны (см. рис. 8.7–8.9). В периоды же оледенений, как известно, происходит перемешивание океанических вод, и, следовательно, в конце рифея окислы железа из рифтовых зон вновь смогли попадать в деятельный слой океана. Однако к этому времени свободного железа в мантии осталось заметно меньше 1% (так как большая его часть уже успела перейти в растущее земное ядро). В результате последний из докембрийских импульсов железорудного накопления оказался наиболее слабым.

В основе формирования железорудных формаций докембрия лежат процессы окисления железа за счет термической диссоциации насыщенных CO_2 океанических вод и гидратации этими же водами железосодержащих пород океанической коры. При этом по реакциям (9.13) и (11.12) генерировался abiогенный метан. Очевидно, что эпохам максимальной скорости выноса железа в океан должны были соответствовать и максимальные скорости генерации метана, что в свою очередь приводило к увеличению массы метанпоглощающих бактерий. Но, как вытекает из реакции (9.17), фракционирование изотопов углерода всегда приводит к облегчению изотопного состава метана и, следовательно, к облегчению состава углерода органического вещества $\text{C}_{\text{орг}}$ выросших на этом метане бактерий (этим, вероятно, объясняется и то, что органическое вещество метанпоглощающих бактерий обычно характеризуется экстремально низкими значениями сдвигов $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ до -50‰). По-видимому, именно этим явлением стоит объяснять и возникновение локальных минимумов в распределении $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ как раз в моменты отложений с наибольшими скоростями запасов железорудных формаций в конце архея и в раннем протерозое. При этом, несмотря на меньшую интенсивность процесса формирования джеспилитов в позднем архее, амплитуда изотопного минимума $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в это время оказалась наибольшей. Вероятно, это связано с тем, что в архее существовала плотная углекислотная атмосфера, тогда как в раннем протерозое парциальное давление CO_2 уже уменьшилось, а в результате снизилась и скорость генерации метана (рис. 11.8).

Что же касается формирования железорудных отложений раннего архея, то и оно должно было сопровождаться образованием метана. Однако в местах своей генерации (вне осадочных толщ) метан не мог накапливаться и поступал непосредственно в атмосферу. Во влажной же и теплой атмосфере раннего архея под влиянием солнечного ультрафиолета метан окислялся по реакции: $\text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{CO} + 3\text{H}_2$, а водород улетучивался. В результате примитивные формы бактерий в раннем архее не могли

усваивать abiогенный метан, и, следовательно, изотопные смещения органического вещества того времени определялись только метаболизмом самих бактерий, без добавки изотопных смещений метана (рис. 11.8).

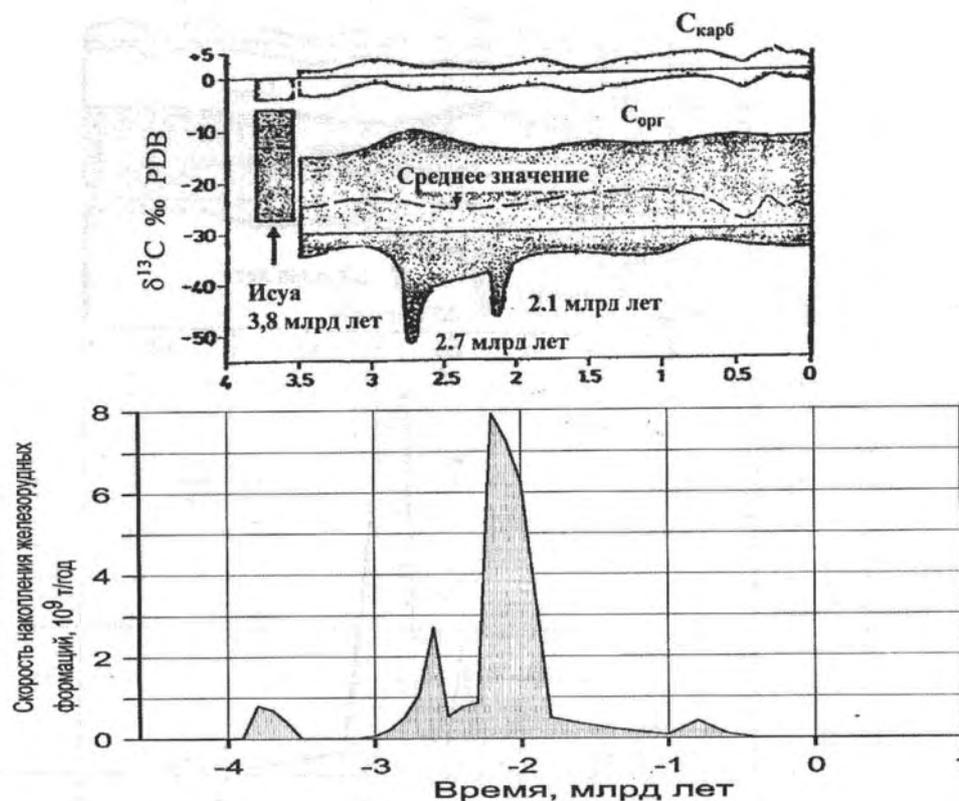


Рис. 11.8. Корреляция сдвигов изотопных отношений углерода в органическом веществе с эпохами накопления железорудных формаций докембрия. На верхнем графике приведены распределения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в истории Земли (Schidlowski, 1987); на нижнем графике приведена скорость формирования железорудных формаций докембрия, изображенная на рис. 11.7. Двум наиболее выдающимся эпохам накопления железорудных формаций докембрия четко соответствуют два локальных минимума на огибающей минимальных значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. К сожалению, на верхнем графике не показаны комплементарные им положительные аномалии $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, достигающие +12...+15 ‰ PDB (такие аномалии в карбонатном углероде $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ были обнаружены несколько позже)

Помимо формирования отмеченных выше уникальных эндогенных (мантийно-магматических) и экзогенных (первично-осадочных) месторождений полезных ископаемых раннего протерозоя тогда же впервые ярко проявилась металлогения зон поддвига литосферных плит, связанная с известково-щелочным и гранитоидным магматизмом. В это время впервые появляются парные пояса метаморфизма, формируются и широко распространяются пегматитовые формации с мусковит-редкометалльной, литиево-бериллиевой и флогопит-апатитовой минерализацией, появляются хрусталеносные, золотоурановые, редкоземельные, полиметаллические и колчеданные формации (Соколов, Кратц, 1984).

Происхождение этого выдающегося импульса "геосинклинальной" металлогении понятно с точки зрения рассматриваемой здесь концепции. Действительно, именно в раннем протерозое начала "действовать" тектоника литосферных плит и возникли первые зоны поддвига плит или зоны субдукции (в архее, как отмечалось выше, существовали только зоны сучивания тонких базальтовых пластин с преобладанием обдукции, а не субдукции, как это показано на рис. 6.17). В раннем же протерозое резко возросла степень гидратации океанической коры, о чем говорилось выше, поэтому и выплавка континентальной коры над зонами субдукции стала проходить в условиях избытка воды, освобождавшейся в этих зонах при дегидратации океанической коры. Но состав мантии

(см. рис. 4.10) в раннем протерозое, а следовательно, и океанической коры был обогащен первичным земным веществом, поднявшимся из центральных областей Земли при образовании земного ядра (см. рис. 4.3). При этом в зонах субдукции большинство сидерофильных элементов вновь уходило в мантию, а литофильные и частично халькофильные элементы и соединения вместе с освобождавшимися перегретыми водами поднимались вверх и входили в состав континентальной коры, формируя в ней уникальные пегматитовые и полиметаллические месторождения.

11.4. Происхождение алмазоносных кимберлитов и родственных им пород

Отметим здесь еще один специфический тип глубинных формаций, теснейше связанный с процессами океанического седиментогенеза, происходившими в раннем протерозое. Мы имеем в виду происхождение алмазоносных кимберлитов, лампроитов, карбонатитов и родственных им щелочно-ультраосновных пород (включая Хибинские апатитоносные нефелиновые сиениты). Действительно, изотопные составы углерода в алмазах невозможно объяснить без привлечения корового вещества (Галимов, 1978). Аналогичная ситуация наблюдается и в высокотемпературных глубинных породах ассоциации карбонатитов и кимберлитов: изотопные составы углерода и кислорода показывают, что в образовании карбонатного вещества этих пород принимает участие коровая углекислота первично-осадочного происхождения (Кулешов, 1986). Проблема происхождения этих экзотических пород изложена в работах (Сорохтин, 1981, 1985) и более подробно в монографии (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996). Позже идеи, изложенные в этой работе, были использованы и авторами коллективной монографии “Архангельская алмазоносная провинция” (2000).

Согласно разработанной в монографии 1996 г. модели, алмазоносные кимберлиты и родственные им породы возникли за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины (до 200–250 км) под архейские щиты **тяжелых** (железистых) океанических осадков раннего протерозоя (рис. 11.9). При этом из-за большой плотности железистых осадков они должны были сами “проваливаться” в зоны поддвига плит и служить в них “смазкой”. Поэтому, вероятно, зоны поддвига плит в конце раннего протерозоя (во время свекофеннской орогении) и в среднем протерозое в основном были амагматичными, без характерного для островных дуг и активных окраин континентов известково-щелочного вулканизма.

В рассматриваемой модели момент формирования глубинных расплавов строго ограничен эпохой второй половины раннего протерозоя. Это связано с тем, что в архее еще не существовало условий для генерации магм рассматриваемого типа, поскольку исключительно высокая тектоническая активность Земли и очень большие тепловые потоки не допускали тогда увеличения мощности континентальных литосферных плит вместе с континентальной корой выше 60–80 км (см. рис. 8.1). Зон же субдукции в то время вообще не существовало, так как их тогда заменяли зоны скучивания и торошения сравнительно тонких океанических литосферных пластин существенно базальтового состава (см. рис. 6.17). Лишь после выделения земного ядра в конце архея возникли первые зоны субдукции, а мощность архейских континентальных литосферных плит стала быстро возрастать. Уже к концу раннего протерозоя она достигла предельных значений порядка 250 км, что и создало условия для возможности формирования глубинных (алмазоносных) расплавов. Однако реализация этой возможности осуществилась только тогда, когда на дне океанов около 2,2 млрд лет назад стали отлагаться **тяжелые** железорудные осадки типа джеспилитов.

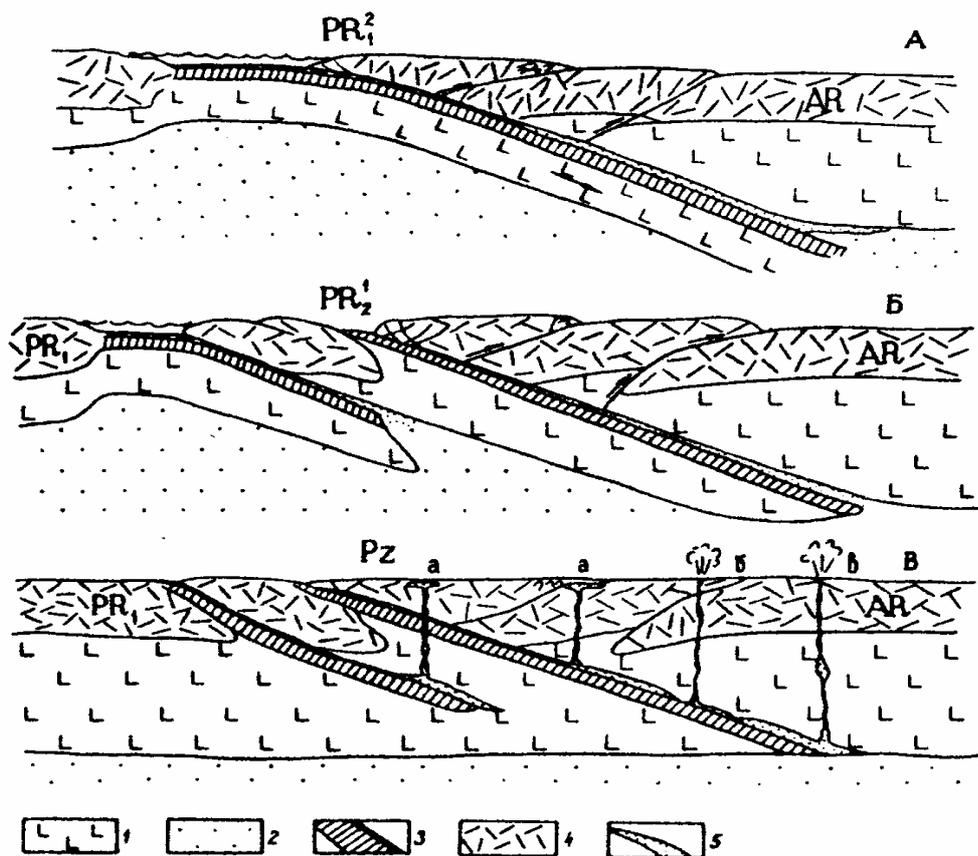


Рис. 11.9. Процесс формирования глубинных расплавов щелочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): А – ситуация в конце раннего протерозоя; Б – на рубеже раннего и среднего протерозоя; В – в рифее или фанерозое (показан момент прорыва глубинных магм к поверхности и образования: *a* – щелочно-ультраосновных интрузий, *б* – меллилитовых и *в* – алмазоносных лампроитовых или кимберлитовых субвулканических комплексов). 1 – литосфера; 2 – астеносфера; 3 – раннепротерозойская океаническая кора с перекрывающими ее тяжелыми железистыми осадками; 4 – континентальная кора (AR – архейского, PR₁ – раннепротерозойского возрастов), 5 – глубинные расплавы

О существенной роли железа в составе исходного осадочного вещества, затянутого в раннем протерозое под архейскую кору, в частности, говорят карбонатит-магнетитовые и апатит-магнетитовые месторождения в интрузиях центрального типа, расположенных в провинциях распространения щелочно-ультраосновных комплексов. На Кольском полуострове такими железистыми интрузивными комплексами являются месторождения магнетита в массивах Ковдор и Африканда. Содержание железа в них достигает 27%, хотя валовый состав пород, слагающих эти месторождения, за вычетом железа, напоминает скорее карбонатно-глинистые и фосфорноносные осадки апвеллинговых зон океанов, но ни в коей мере не соответствует составу мантийных пород.

В рамках описываемой модели с единых позиций удалось объяснить большинство специфических черт, а иногда и тонкие детали состава алмазоносных и родственных им пород, включая сами алмазы и минеральные включения в них. Так, по этой модели кимберлиты и лампроиты действительно являются глубинными породами, но возникли они из пелагических осадков. Отсюда следует вывод, что углерод, фосфор, азот, большинство литофильных элементов (Li, B, F, Cl, K, Ti, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th, U), вода и другие флюиды в алмазоносных породах не мантийного, а первично-осадочного, т.е. чисто экзогенного происхождения. Об этом же свидетельствуют высокие концентрации и спектры редкоземельных элементов, отношения калий/натрий,

торий/уран, изотопы водорода, кислорода, серы и стронция в кимберлитах, а также газожидкие включения в алмазах H_2O , H_2 , CH_4 , CO_2 , CO , N_2 , Ar , C_2H_4 и даже этиловый спирт C_2H_5OH (Melton, Giardini, 1974, 1975). О том же говорят и сдвиги изотопных отношений углерода в кристаллах алмазов, явно несущие на себе биогенные метки.

Возраст кимберлитов, судя по стронциевым и свинцово-изотопным отношениям в омфацитах и включениям в алмазы, также оказывается раннедокембрийским и близким к 2–2,5 млрд лет (Доусон, 1983), как это и следует из рассмотренной здесь модели образования этих экзотических пород. В последнее время, правда, появились сообщения, что по самарий-ниодимовым и рений-осмиевым отношениям в алмазных включениях были определены более древние значения возрастов самих алмазов, вплоть до 3–3,4 млрд лет. Однако при ближайшем рассмотрении методики определения этих возрастов оказалось, что в них использовались только параметры модели хондритового однородного резервуара CHUR. Для мантийных пород и их дериватов такой метод, по-видимому, вполне подходит. По традиционной интерпретации алмазы также считаются мантийными образованиями, но, как показано выше, алмазы образовались из вещества пелагических осадков раннепротерозойских океанов. Следовательно, в уравнения геохрон надо подставлять не значение отношений $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}$ из модели CHUR, а значения отношений этих изотопов в коровых породах $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{кор}$ или лучше в океанических осадках:

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{алм} = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{кор}^0 - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{кор}^0 \cdot (e^{\lambda \cdot t} - 1), \quad (11.14)$$

где $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ лет}^{-1}$ – константа распада самария ^{147}Sm ; верхний индекс “0” означает, что берутся современные значения изотопных отношений. Если теперь в уравнение (11.14) подставить, например, средние коровые значения $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{кор}^0 \approx 0,5115$ (вместо 0,512638 по модели CHUR) и $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{кор}^0 \approx 0,2-0,22$ (вместо 0,1967 по модели CHUR), то получаем раннепротерозойские возрасты алмазов около 2 млрд лет, как и следует из теории (вместо неточных определений их возраста от 3 до 3,4 млрд лет). То же относится и ко всем другим методам определения возраста алмазов – при их расчете необходимо учитывать параметры древних осадков, а вовсе не пород мантии.

Неплохо соответствуют рассмотренной модели образования кимберлитов изотопные сдвиги кислорода и отношения водород/дейтерий в гидросиликатах этих пород. Более того, судя по данным, приведенным в работе Дж. Доусона (1983), начальные изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в минералах кимберлитов и родственных им пород нижними значениями от 0,703 до 0,705 (для бесфлогопитовых образцов) полностью лежат в поле таких же отношений раннепротерозойских осадков (см. рис. 6.22). Максимальные значения обычно наблюдаются во флогопитсодержащих, т.е. щелочных кимберлитах с повышенным содержанием в них рубидия. При этом для эклогитов эти отношения лежат в пределах 0,701–0,703, что для мантийных пород также отвечает возрасту раннего протерозоя. При этом повышенные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в некоторых образцах эклогитов можно объяснить щелочной контаминацией базальтов, вероятно, происходившей еще на стадии гидратации исходной океанической коры хлоридными водами раннепротерозойского океана.

Свидетельства первично-приповерхностного происхождения несут в себе и встречающиеся в кимберлитах ксенолиты эклогитов: несмотря на явно глубинные ассоциации минералов, их валовый состав неплохо соответствует океаническим толеитовым базальтам, выплавляемым лишь на небольших глубинах (до 35 км) под рифтовыми зонами океанов. Все это, по нашему мнению, убедительно свидетельствует о сравнительно приповерхностном уровне формирования всего комплекса рассматриваемых пород в раннем протерозое, последующего их погружения на большие глубины и нового

стремительного подъема к поверхности (со скоростями около 30–50 м/с) в последующие геологические эпохи.

Температура литосферных плит на глубинах 200–250 км достигает 1400–1500 °С (при температуре плавления мантийных пород на этих же глубинах около 1800–1850 °С) и существенно превышает температуру плавления водонасыщенных осадков, приблизительно равную 700–800 °С. Поэтому зятянутые в зоны субдукции на большие глубины осадки неизбежно плавилась и дифференцировались путем ликвации расплавов (рис. 11.10). При этом тяжелая железистая фракция осадков погружалась в мантию, а их более легкая карбонатно-силикатная матрица надолго сохранялась в низах литосферы в виде очагов глубинных магм.

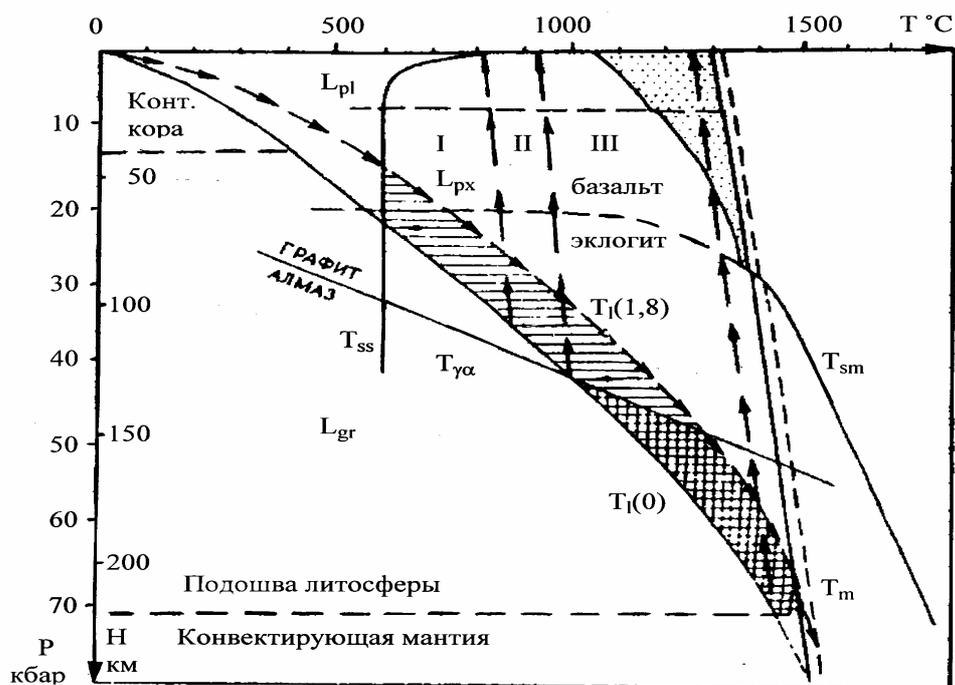


Рис. 11.10. Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм по работе (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): T_m – температура мантии; T_{sm} – температура солидуса мантийного вещества; $T_{\gamma\alpha}$ – температура перехода графит – алмаз; $T_1(0)$ – современная континентальная геотерма; $T_1(1,8)$ – континентальная геотерма 1,8 млрд лет назад (отмечена нисходящими стрелками); L_{pl} , L_{px} и L_{gr} – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов; T_{ss} – температура плавления водонасыщенных осадков; горизонтальная штриховка – область существования щелочно-ультраосновных и щелочно-карбонатитовых расплавов; клеточная штриховка – область существования алмазоносных глубинных расплавов лампроит-кимберлитового и кальциево-карбонатитового состава; нисходящими стрелками показаны РТ-условия движения тяжелых железистых осадков около 2–1,8 млрд лет назад, а восходящими стрелками – РТ-условия подъема магм в фанерозое; области формирования: I – щелочно-ультраосновных интрузий; II – безалмазных; III – алмазоносных субвулканических (взрывных) комплексов

Н.О. Сорохтин (2001) показал, что описываемая модель формирования кимберлитов и карбонатитов полностью отвечает наблюдаемым в этих породах распределениям изотопов неодима и стронция. Действительно, как отмечается Г. Фором (1989), происходившее в прошлом частичное плавление мантии порождало магмы, имеющие более низкие отношения Sm/Nd по сравнению с мантийным веществом. Поэтому образовывавшиеся из такой магмы породы, например базальты и продукты их преобразования – коровые породы (гранитоиды и осадки), в настоящее время имеют более низкие отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, чем в мантии, т.е. характеризуются отрицательными значениями ϵNd . В противоположность этому твердые фазы мантийного вещества, которые остались после удаления магмы, имеют более высокие отношения Sm/Nd , чем в резервуаре первичной мантии (рис. 11.11). При этом Г. Фор особо отмечает, что породы,

образовавшиеся в прошлые геологические эпохи из таких остаточных твердых фаз после удаления из них магмы, также будут характеризоваться повышенными значениями отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Следовательно, и карбонаты, возникшие в раннем протерозое из таких ультраосновных реститов путем их серпентинизации по реакциям (10.1) и (10.2), также должны характеризоваться более высокими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по сравнению с современными мантийными породами и положительными значениями ϵNd :

$$\epsilon\text{Nd} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{пор}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{м}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{м}}} \right] \cdot 10^4, \quad (11.15)$$

где индексы “пор” и “м” отмечают современные значения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породе и в мантийном резервуаре ($(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{м}} = 0.512638$). Из выражения (11.15) следует, что отрицательное значение ϵNd соответствует породам, образовавшимся из мантийных выплавов или путем их переработки и ассимиляции древних коровых пород. Положительные значения ϵNd показывают, что породы произошли из остаточных (реститовых) твердых фаз мантийного резервуара после удаления из него магмы в некоторый более ранний момент времени (Фор, 1989).

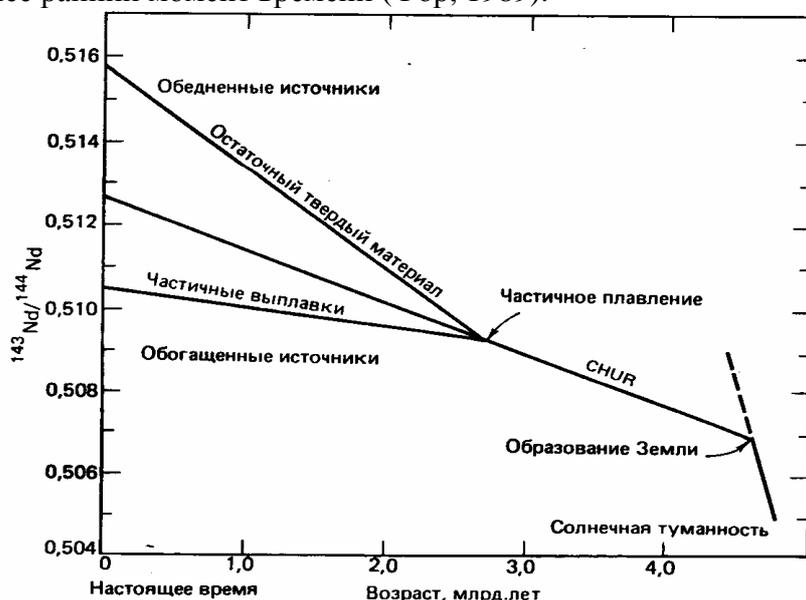


Рис. 11.11. Изотопная эволюция Nd в мантии (в хондритовом резервуаре CHUR) по Г. Фору (1989). Магма, образовавшаяся в результате частичного плавления мантии, имеет более низкое отношение Sm/Nd по сравнению с мантийным резервуаром, тогда как остаточная (реститовая) твердая фаза характеризуется более высокими отношениями Sm/Nd . В результате современные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах, образовавшихся из силикатного расплава, всегда оказываются меньшими, чем в мантии, а в породах, образовавшихся из реститов, наоборот, — всегда большими

Так, для осадочных пород архея и раннего протерозоя, сформировавшихся из дифференциатов мантии или их производных (базальтов, тоналитов, диоритов или гранитоидов), параметр ϵNd может быть только отрицательным. В противоположность этому карбонатные осадки, образовавшиеся из ультраосновных пород раннего протерозоя после их серпентинизации по реакциям (10.1) и (10.2), должны обладать положительными значениями ϵNd . В результате смешения осадков разного происхождения и в зависимости от соотношения их масс в реальных кимберлитах и карбонатитах наблюдается весь спектр таких значений приблизительно от -40 до $+10 \dots +20$ (рис. 11.12), в том числе и $\epsilon\text{Nd} = 0$, как это наблюдается, например, в продуктах извержения некоторых из современных карбонатитовых вулканов Южной Африки.

Судя по рассмотренной модели образования карбонатитов и кимберлитов, носителями положительных значений ϵNd должны были бы быть карбонаты магния — магнезит и доломит. Однако в карбонатитах и кимберлитах доминируют кальциевые

карбонаты. Это объясняется тем, что в очагах кимберлитовых и карбонатитовых расплавов происходят обменные реакции, при которых магний переходит в силикаты, а кальций – в карбонаты, например:

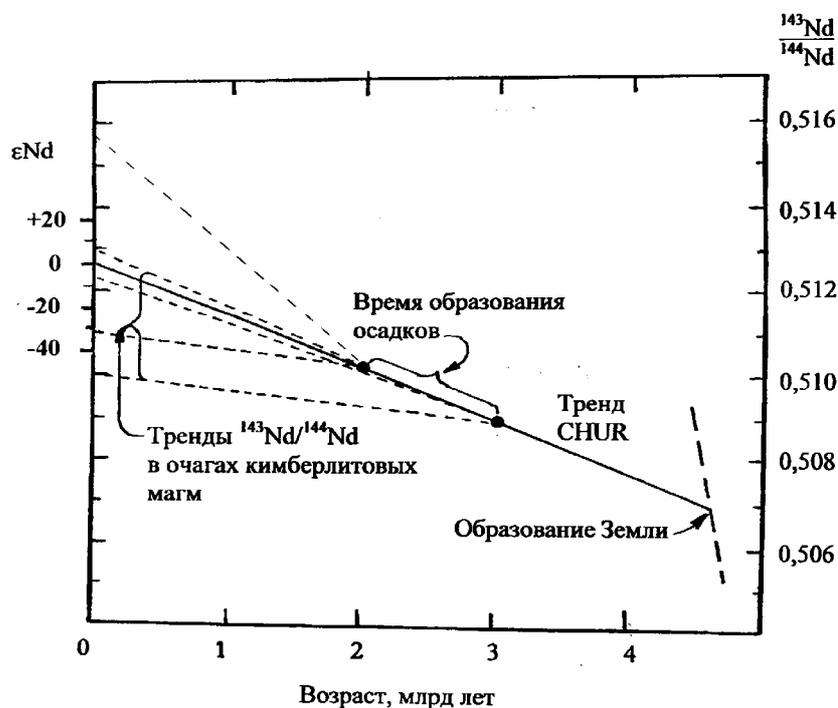
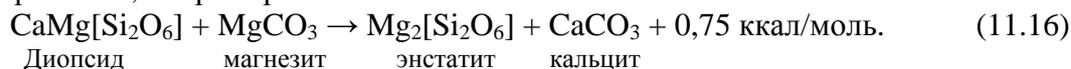


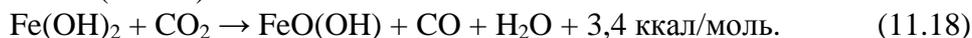
Рис. 11.12. Возможные пределы вариаций отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и параметра ϵNd в кимберлитах, карбонатитах и в родственных им щелочно-ультраосновных породах

После возникновения в последующие геологические эпохи тектонических условий растяжения древних щитов образовавшиеся таким путем глубинные магмы вместе с кристаллами алмазов стремительно извергались на дневную поверхность, формируя там диатремы алмазоносных пород. Судя по оценкам, скорость подъема кимберлитовых магм могла достигать 30–50 м/с.

В рассматриваемой модели алмазы образуются путем восстановления углерода по реакции взаимодействия окиси углерода или углекислого газа с метаном и другими углеводородами органического и абиогенного происхождения, затянутыми вместе с осадками на большие глубины. Для образования же кристаллических форм углерода необходимо, чтобы он освобождался благодаря экзотермической реакции, приводящей к снижению внутренней энергии системы. Таким условиям удовлетворяют реакции соединения углеводородов с окисью углерода и углекислым газом, протекающие с выделением энергии, например:



При умеренных давлениях таким путем образуется графит, а при высоких давлениях кристаллизуется алмаз. Углекислый газ в зонах поддвига плит может освобождаться за счет термической диссоциации карбонатов по реакции (11.11), а окись углерода возникает, например, при окислении двухвалентного гидрата железа (амакинита) до трехвалентной гидроокиси (гётита):



Помимо углеводородов чисто органического происхождения в образовании алмазов может принимать участие и абиогенный метан, образующийся, например, по реакции

(11.4), а также водород, освобождающийся по реакции (11.5). В последнем случае реакцию образования алмаза можно записать в форме



Кроме кимберлитов аналогичными геохимическими особенностями отличаются и многие менее глубинные, но также явно магматические щелочно-ультраосновные породы, например, карбонатитовые интрузии Ковдора и Африканды, а также Хибинские месторождения апатит-нефелиновых руд на Кольском полуострове. Так, в минералах хибинских сиенитов и апатитов (в нефелине, эвдиалите и полевых шпатах) обнаружены углеводородные газы. Встречаются и высокомолекулярные (до C_{20}) битумоиды парафинового ряда, нафтеновые и ароматические углеводороды, производные сложных эфиров, насыщенных стероидов и карбоновых кислот. Фактически в составе битумоидов этих щелочных пород установлены соединения всех классов, характерных для битумоидов осадочных пород: масла, бензолные и спиртобензолные смолы, асфальтены и др.

Отметим, что с эволюцией железорудного осадконакопления в докембрии может быть связано и происхождение загадочных анорогенных гранитов рапакиви. Действительно, после окончания формирования Мегагеи Штилле около 1,9–1,8 млрд лет назад вскоре (около 1,8 млрд лет назад) прекратилось и повсеместное отложение джеспилитов (о вероятных причинах этого уже говорилось выше). Однако после раскола Мегагеи, также начавшегося около 1,8–1,7 млрд лет назад, возникло несколько молодых палеоокеанов Атлантического типа с окружавшими их пассивными окраинами обособившихся тогда материков. Раскол Мегагеи должен был происходить под влиянием образовавшегося под этим суперконтинентом мощнейшего восходящего мантийного потока (см. рис. 6.10). По этой причине рифтовые зоны таких молодых межконтинентальных палеоокеанов располагались тогда существенно выше среднего уровня их стояния в древних океанах (как и рифтовые зоны современной северной Атлантики, под которой и сейчас существует мощный восходящий поток мантийного вещества с центром под Исландией). Отсюда следует, что из рифтовых зон молодых океанов среднего протерозоя окислы железа могли выноситься в деятельный слой этих океанов даже после того, как поступление железа из древних океанов уже прекратилось. Могло железо выноситься в приповерхностные слои океанов и в зонах апвеллинга по берегам материков. Попадая в деятельный слой молодых океанов, растворимое двухвалентное железо окислялось до нерастворимого трехвалентного состояния и выпадало в осадок, постепенно насыщая железом прибрежные осадочные толщи, как это и показано на рис. 11.6. За время формирования таких толщ, приблизительно за 150–200 млн лет, как и по берегам современного Атлантического океана, их мощность могла достигать 12–15 км. Однако в отличие от современных осадочных отложений плотность насыщенных железом осадков должна была превышать $3,5\text{--}4 \text{ г/см}^3$, а в низах толщи достигать даже 5 г/см^3 , т.е. быть существенно выше средней плотности океанических плит, приблизительно равной $3,2\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$.

Постепенное остывание океанических плит приводит к увеличению их мощности и веса и как следствие – к погружению в мантию по закону корня квадратного от возраста плиты. В зонах сочленения океанических плит с континентальными окраинами этот процесс вызывает образование по краям континентов системы листрических сбросов (см. рис. 11.6). Такие сбросы, например, сейчас обрамляют практически все пассивные окраины современных океанов. Кроме того, как показывают расчеты, даже без дополнительной нагрузки океанические литосферные плиты при достижении возраста около 150–160 млн лет сами по себе теряют устойчивость, в них могут образовываться трещины и даже возникать новые зоны поддвига плит. Этим, в частности, и объясняется сравнительная молодость океанического дна под современными океанами. Обычно возникающие в океанической литосфере трещины быстро “залечиваются” поступающими

в них и затем кристаллизующимися базальтовыми магмами. В местах же накопления богатых железом тяжелых осадков неизбежно возникала ситуация гравитационной неустойчивости, благодаря которой такие осадки должны были только расширять образовавшиеся трещины в океанической литосфере и по ним опускаться (“проваливаться”) под литосферу в горячую мантию на глубины 70–80 км. После переплавления и ликвации водонасыщенных железистых осадков окислы железа погружались далее в конвектирующую мантию, а более легкие силикатные расплавы вновь поднимались вверх и внедрялись в верхние части исходных осадочных толщ, вероятно, менее обогащенные железом, формируя в них анорогенные плутоны анортозитов и гранитов – рапакиви. Не исключено, что именно так образовались интрузии анорогенных анортозитов и гранитов рапакиви вдоль западного борта Русской платформы, на южном и юго-восточном обрамлении Северо-Американской платформы и в некоторых других регионах, представлявших собой после распада Мегатеи пассивные окраины материков. Таким образом, если описанные здесь события происходили в действительности, то возраст таких интрузий рапакиви должен быть приблизительно 1,7–1,6 млрд лет.

Обратим внимание, что ранее этого времени, т.е. при распаде Моногеи, образование анорогенных интрузий рассматриваемого типа не происходило, поскольку до начала образования Мегатеи океан еще не перекрывал гребни срединно-океанических хребтов того времени, поэтому отложение железистых осадков в интервале времени между основными импульсами железонакпления (см. рис. 11.7), тогда происходило недостаточно активно. Железистые осадки, отложившиеся на океаническом дне и по окраинам материков разрушенной Моногеи после 2,2 млрд лет назад, при формировании нового суперконтинента, Мегатеи, попали в условия сжатия. Поэтому большая их часть в конце концов оказалась затянутой в зоны поддвига плит, породив тем самым в низах континентальной литосферы очаги щелочно-ультраосновных и кимберлитовых расплавов (см. рис. 11.9). Однако заметное количество этих железорудных осадков, отложившихся в раннем протерозое на континентальных склонах древних материков, все-таки сохранилось до наших дней в зонах коллизии того времени, сформировав гигантские залежи джеспилитов Криворожского типа. Позже времени 1,6 млрд лет назад образование анорогенных анортозитов и гранитоидов также не могло происходить, поскольку при распаде третьего суперконтинента, Мезогее (Родинии), около 800 млн. лет назад в мантии уже почти не осталось металлического железа – главного поставщика соединений железа в океаны докембрия (см. рис. 4.10 и 11.7). Таким образом, по рассматриваемой модели формирования анорогенных анортозитов и гранитов рапакиви возможное время их образования строго ограничивается средним протерозоем в интервале возрастов приблизительно 1,7–1,6 млрд лет. Ни раньше, ни позже таких образований происходить не могло.

О первично-осадочном происхождении анортозит-рапакиви-гранитных магм говорят и стронциевые отношения в рассматриваемых породах. Так, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для 15 анортозитовых тел Северной Америки и Норвегии оказались в пределах 0,703–0,706, для Выборгского массива рапакиви это отношение равно 0,704. Именно такими отношениями изотопов стронция характеризуются осадки самого конца раннего и среднего протерозоя, тогда как мантийные отношения этих изотопов того же возраста заключены в узком пределе 0,7015–0,702 (см. рис. 6.22).

11.5. Происхождение экзогенных полезных ископаемых

Новая теория открывает и новые возможности при поисках экзогенных полезных ископаемых, например бокситов, фосфоритов, углей, солей, в том числе и калийных, гипсов и т.д. Месторождения этих полезных ископаемых сейчас встречаются в разных климатических поясах Земли, но при своем образовании они могли формироваться только

в определенных, часто очень узких климатических и тектонических условиях. Значение тектоники литосферных плит, прежде всего, состоит в том, что с ее помощью удается более точно воспроизводить палеогеологические реконструкции прошлых геологических эпох и по ним находить районы с наиболее благоприятными климатическими условиями и тектоническими режимами развития для накопления тех или иных экзогенных полезных ископаемых. Например, поиск эвапоритов (отложений солей) следует проводить лишь в тех районах, которые, судя по реконструкциям, попадали в аридный (пустынный) климат, когда могли возникать полузамкнутые морские бассейны. Наиболее благоприятными в этом отношении являются молодые океанские впадины Красноморского типа на ранних этапах развития океанов Атлантического типа. Такие условия возникли в юрскую эпоху вдоль побережий нарождавшегося тогда Атлантического океана (рис. 11.13) и в миоценовое время в Красном море.

В аридных условиях накопление солей происходит также и в остаточных бассейнах, возникающих на окраинах континентов при надвигании на них островных дуг. Такая ситуация, например, возникла в пермское время на востоке Русской платформы после надвигания на нее Уральской островной дуги. Судя по палеогеологическим реконструкциям, центральные и северные участки Предуральяского прогиба в пермское время располагались приблизительно на $25\text{--}30^\circ$ северной широты, т.е. в пустынном поясе, что и предопределяло отложение толщ солей, в том числе и калийных, в существовавшем тогда перед Уралом узком и полузамкнутом морском бассейне.

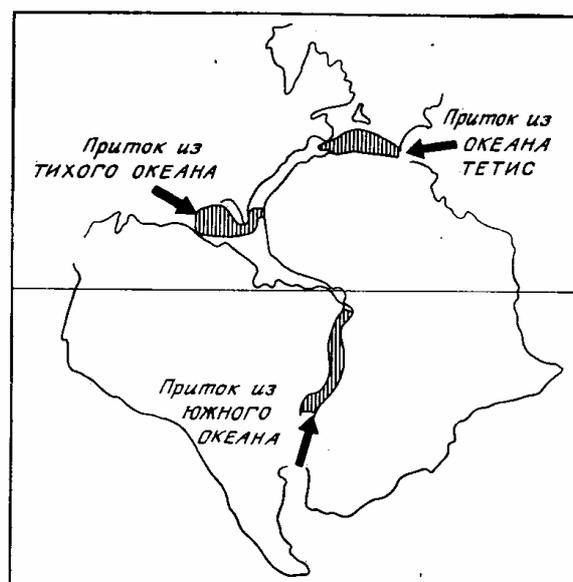


Рис. 11.13. Циркуматлантический пояс месторождений солей показан заштрихованными зонами (по Берку, 1975)

В противоположность солям угли образуются только в условиях гумидного (влажного) тропического и умеренного климата в условиях постоянного погружения континентальных окраин под уровень океана. Обычно такие условия возникают в постепенно погружающихся молодых континентальных рифтовых зонах, превращающихся затем в авлакогены, или на пассивных окраинах континентов ранних стадий развития океанов Атлантического типа. Кроме того, условия быстро опускающихся континентальных окраин возникают и под тяжестью надвигаемых на них островных дуг. Такие условия угленакопления существовали, например, в каменноугольный период в широкой полосе, протягивающейся почти через всю Евразию от Англии, Франции, Испании через Среднюю Европу и юг Русской платформы в Казахстан и Юго-Западную Сибирь. Вся эта зона тогда находилась во влажном тропическом поясе и, кроме того, испытывала интенсивные

погружения благодаря закрытию располагавшегося к югу от нее древнего океана Палеотетис.

При поиске фосфоритовых месторождений основное внимание необходимо уделять тем участкам земной поверхности, которые в периоды мировых трансгрессий (например, вендской, ордовикско-девонской или поздне меловой) располагались в прибрежных и затапливаемых морем районах материков, расположенных в тропическом поясе, в местах подъема глубинных вод или зонах апвеллингов (рис. 11.14 и 11.15), обычно располагаемых по восточным берегам существовавших тогда океанов. Выделяются четыре главные эпохи фосфоронакопления: 1) ранний и средний кембрий (Каратау); 2) ранний и средний ордовик (Прибалтика, Теннесси); 3) ранняя пермь (Скалистые горы); 4) поздняя юра – кайнозой (Волжский и Марокканский бассейны).

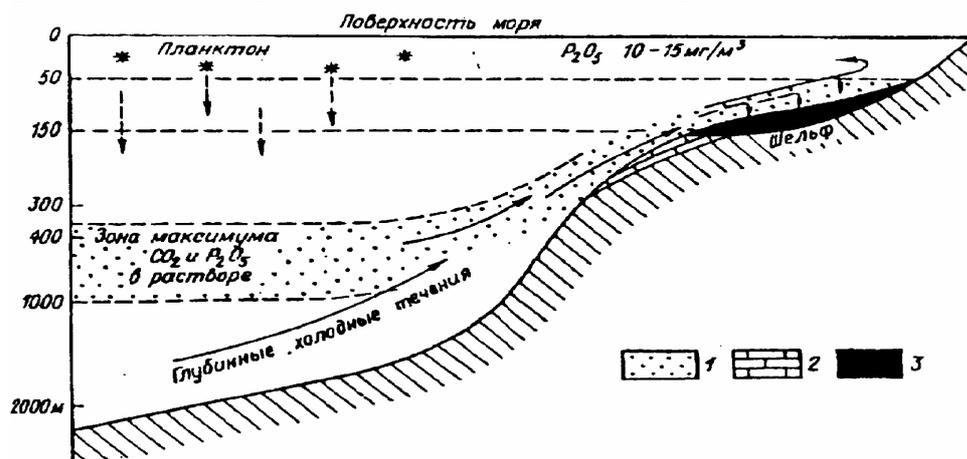


Рис. 11.14. Образование фосфоритов в зонах действия апвеллингов в тропических зонах океанов на их восточных побережьях (по А.В. Казакову): 1 – океанические воды, обогащенные соединениями фосфора; 2 – карбонатные осадки на континентальном шельфе; 3 – отложения фосфоритов

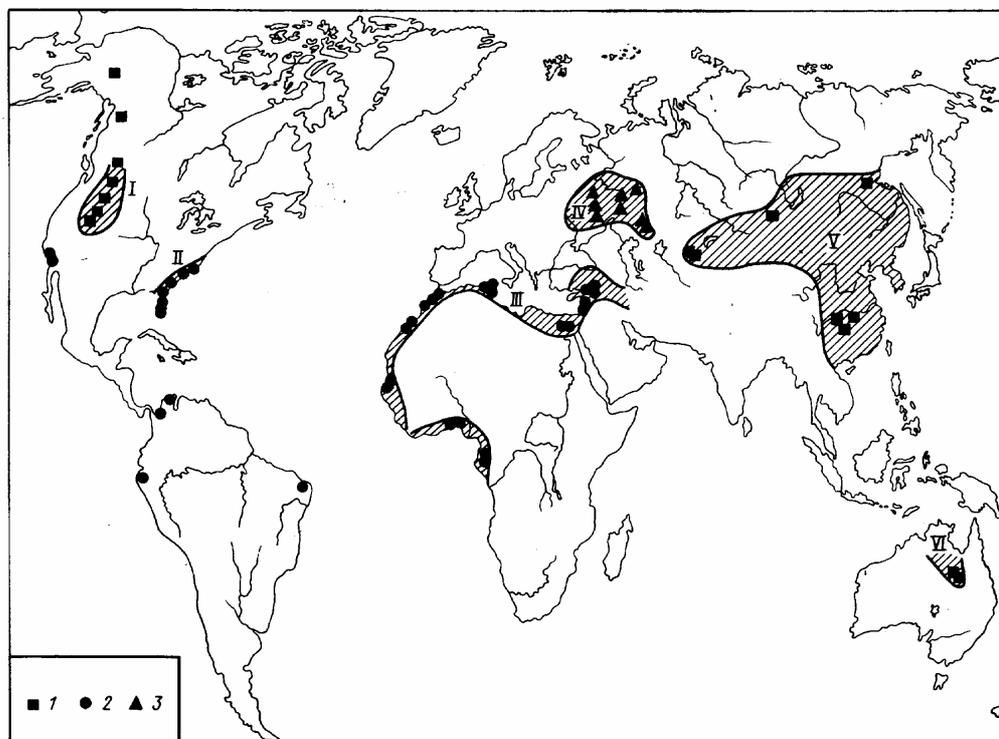


Рис. 11.15. Фосфоритоносные провинции мира (по В.И. Сияякову, 1987). Месторождения фосфоритов: 1 – микрозернистые; 2 – зернистые; 3 – желваковые. Фосфоритоносные провинции: I – Скалистых гор; II – Восточно-Американской береговой равнины; III – Аравийско-Африканская; IV – Русской платформы; V – Азиатская; VI – Австралийская

Аналогичные перспективы использования тектоники литосферных плит открываются и при поиске бокситов — ценнейших руд для получения алюминия. Эти полезные ископаемые образуются только в жарком и влажном климате экваториального пояса за счет выветривания основных (базальтовых) и глинистых пород. На реконструкциях зоны, благоприятные для образования бокситов, всегда располагаются вблизи палеоэкватора данной эпохи. Например, бокситы Тихвинского месторождения, Урала, Казахстана и Южного Китая, многие из которых сейчас расположены на относительно высоких широтах (до 50–60° северной широты), в раннекаменноугольное время формировались вблизи экватора и лишь затем благодаря дрейфу континентов оказались смещенными в более высокие широты.

11.6. Тектоника литосферных плит и нефтегазоносность Земли

Тектоника литосферных плит внесла исключительно весомый вклад и в нефтяную геологию. В этой важной области прикладной геологии состоялось и первое широкомасштабное и успешное практическое внедрение новой теории в практику поиска и разведки горючих полезных ископаемых. Но это произошло только в конце 70-х годов, а перед тем в США и России почти одновременно появились новые идеи о существовании исключительно мощного механизма генерации углеводородов из органического вещества, затачиваемого вместе с океаническими осадками в зоны поддвига плит (см. раздел 7.3). На рис. 11.16 показан механизм накопления углеводородов в теле островных дуг и активных окраин континентов при пододвигании под них океанических плит и перекрывающих их пелагических осадков.

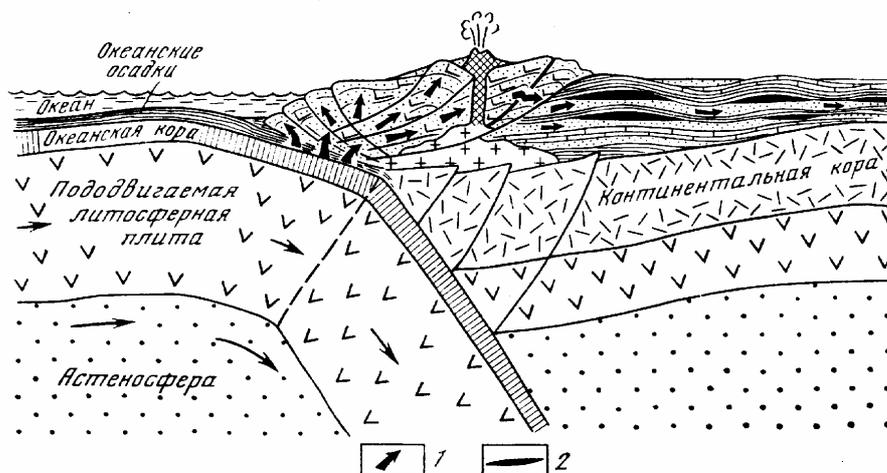


Рис. 11.16. Генерация углеводородов в зонах поддвига океанических плит под островные дуги и активные окраины континента: 1 — пути миграции углеводородов из зоны поддвига плит в структуры надвигаемой плиты; 2 — образовавшиеся залежи углеводородов

Предположение смелое, но его еще надо проверить. Поэтому и были выполнены простые, но весьма показательные расчеты. Поскольку длина всех современных зон поддвига плит достигает 40 тыс. км, средняя толщина слоя океанических осадков приблизительно равна 500 м, а средняя скорость поддвига плит 7 см/год, то оказывается, что в настоящее время под все островные дуги и активные окраины континентов ежегодно затачивается около 3 млрд т осадков. В океанических осадках обычно содержится около 0,5% органических веществ, из которых в углеводороды может перейти только 30%. Тогда, очевидно, ежегодно в зонах поддвига плит может генерироваться около 5 млн т углеводородов (Сорохтин, Ушаков, Федьинский, 1974). Сама по себе эта цифра не кажется большой, но за время развития на Земле высокоорганизованной жизни, т.е. в фанерозое, за последние 600–500 млн лет таким путем могло образоваться около $(2,5-3) \cdot 10^{15}$ т нефти и

газа, или в 1000 раз больше, чем масса общих запасов этих горючих ископаемых, выявленных на Земле к началу 70-х годов!

Однако наибольшие скопления нефти и газа возникают в предгорных прогибах, образующихся в тех случаях, когда островные дуги и окраины андийского типа надвигаются на пассивные окраины континентов Атлантического типа с их мощными осадочными толщами, накопившимися на этих окраинах за время существования океана (рис. 11.17). В геологической истории Земли такие события происходили довольно часто. Таким путем образовались Аппалачи, Урал, Северо-Американские Кордильеры, большая часть Альпийско-Гималайского подвижного пояса и многие другие горные цепи мира. В Аппалачах и на Урале процесс столкновения островных дуг с древними континентальными окраинами полностью закончился соответственно еще 350 и 250 млн лет назад; в Скалистых горах такое столкновение произошло около 100 млн лет назад; в Персидском заливе – около 20 млн лет назад, хотя процесс надвигания Загросской дуги на северо-восточный борт Аравийской платформы продолжается и в наше время, о чем свидетельствуют многочисленные землетрясения этого района и деформации самых молодых осадков. В Тиморском море можно наблюдать начальную фазу столкновения островной дуги Малых Зондских островов с северной окраиной Австралийского материка.

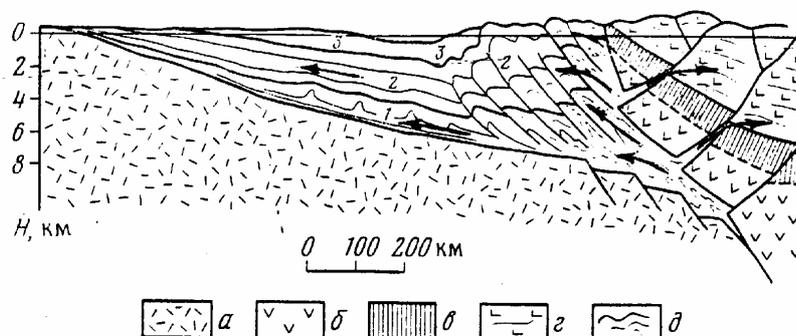


Рис. 11.17. Схематический разрез зоны надвига островной дуги на пассивную окраину континентальной платформы: *а* – докембрийский фундамент континентальной платформы; *б* – фундамент островной дуги; *в* – породы океанической коры; *г* – осадочно-вулканогенная толща островной дуги; *д* – смятые осадки предгорного прогиба; *1–3* – осадочные горизонты разного возраста; стрелками показаны пути миграции углеводородов из зоны поддвига плит

Как видно, результат проведенного расчета получился впечатляющим: предполагаемый механизм действительно оказался исключительно мощным. Даже если его коэффициент полезного действия очень низок, то и тогда им можно было бы объяснить происхождение большинства из крупнейших нефтегазоносных провинций Земли. В связи с этим представлялось заманчивым сопоставить распределение нефтегазоносных бассейнов мира с расположением современных и, главное, древних зон поддвига плит. Когда же такое сопоставление было проведено, то оказалось, что по крайней мере 80% всех мировых запасов нефти и газа действительно тяготеет к существовавшим в прошлые геологические эпохи зонам поддвига плит (рис. 11.18). Сюда относятся и уникальные бассейны Персидского залива, Венесуэлы, Среднего Запада США, Канады, Аляски, Индонезии и классические месторождения Аппалачей, Предуралья, Предуральского прогиба, Кавказа, Карпат и многих других регионов мира, в том числе и прогнозных провинций, например, в восточном краевом прогибе Восточно-Сибирской платформы и в поднадвиговых зонах Верхояно-Колымской складчатой зоны.

Изображенные на рис. 11.18 нефтегазоносные бассейны, тяготеющие к древним и молодым зонам поддвига плит свидетельствуют в пользу описанного механизма генерации углеводородов. Но одного такого совпадения мало. Требовалось еще доказать, что океанские осадки действительно затягиваются в зоны поддвига плит, так как в начале 70-х годов это предположение вовсе не казалось очевидным. О решении этой задачи было

сказано выше (см. раздел 7.3), при этом подчеркивалось, что факт затягивания осадков в зоны поддвига плит первоначально был обоснован теоретически и только затем доказан бурением. Кроме того, необходимо было еще выяснить механизмы и режимы образования тех заполненных осадками краевых или предгорных прогибов, в которых обычно и концентрируются главные массы углеводородов, мигрирующих из-под соседствующих с ними зон поддвига плит.

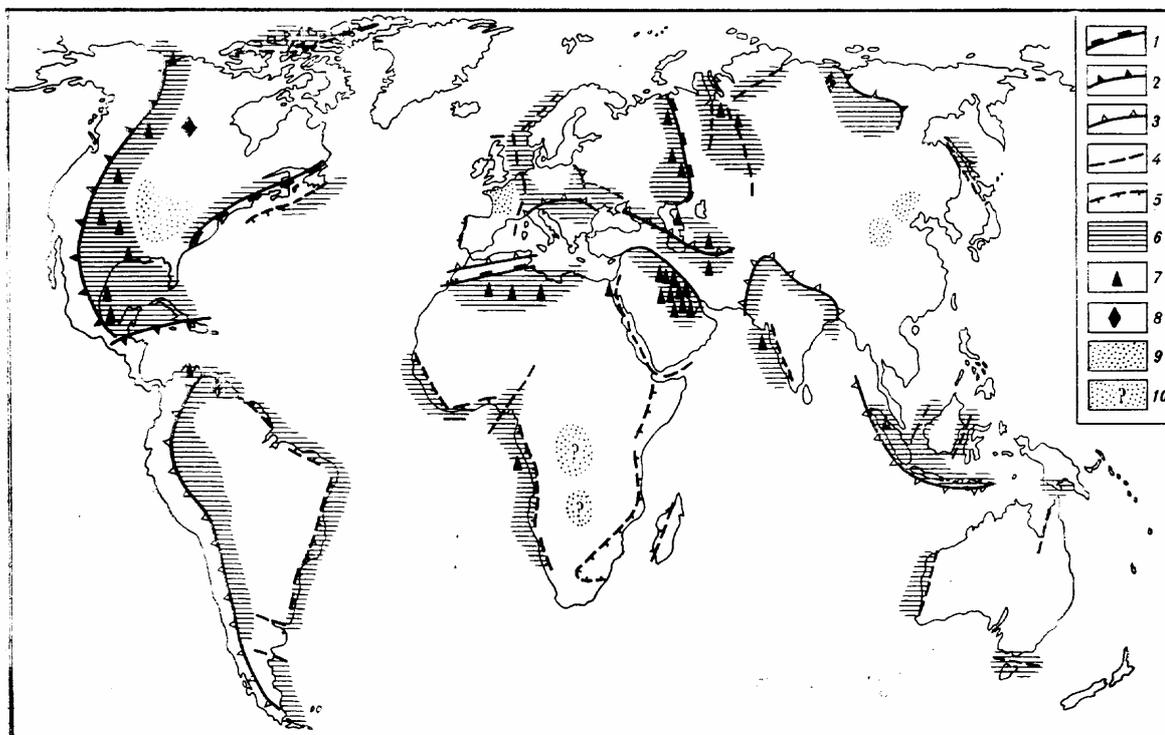


Рис. 11.18. Карта-схема размещения основных нефтегазоносных регионов земного шара по В.П. Гаврилову (1986): 1, 2, 3 – зоны поддвига плит соответственно палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов; 4 – некоторые внутриконтинентальные рифты; 5 – окраинно-континентальные рифты; 6 – нефтегазоносные регионы; 7 – крупные месторождения нефти и газа; 8 – месторождения битумов и тяжелой нефти; 9 – внутриплатформенные нефтегазоносные впадины; 10 – то же, но предположительные

В осадках, накапливающихся на континентальных окраинах, всегда содержится органическое вещество. Иногда (как, например, в дельтах крупнейших рек) его концентрация достигает нескольких процентов, хотя обычно содержание органических веществ в таких осадках не превышает 1%. По мере опускания континентальной окраины и постепенного ее засыпания осадками нижние слои осадочной толщи уплотняются и прогреваются идущим снизу тепловым потоком. В результате осадки литифицируются (преобразуются в осадочные породы), а содержащееся в них органическое вещество подвергается термолузу и постепенно превращается в углеводороды. Этот процесс хорошо изучен и количественно рассчитан. Особенно большой вклад в изучение преобразования органического вещества в углеводороды внесли И.М. Губкин, И.О. Брод и Н.Б. Вассоевич, фактически создавшие осадочно-миграционную теорию образования нефти и газа.

Используя эту теорию и основные положения тектоники литосферных плит, удалось количественно рассчитать условия нефтегазогенерации в осадочных толщах, накапливающихся на пассивных окраинах континентов, и показать, что “созревание” нефти и газа в них происходит уже через 20–30 млн лет после образования самой континентальной окраины (Ушаков, 1979). В дальнейшем область генерации углеводородов существенно расширяется.

На пассивных окраинах континентов миграция нефти в толще осадков происходит только под влиянием уплотнения нижележащих осадков, их прогрева и дегидратации и развивается вяло. Поэтому основная масса углеводородов здесь еще находится в рассеянном состоянии, а крупные месторождения нефти и газа встречаются редко, тогда как гигантских и тем более уникальных скоплений горючих ископаемых и вовсе нет. Для более полной мобилизации нефти и газа, рассеянных в этих толщах, необходимо приложить к ним мощнейшие тектонические воздействия, способные “выжать” или “вымывать” из таких толщ большую часть содержащихся в них углеводородов. Такие воздействия обычно происходят на втором этапе развития краевых прогибов – при закрытии древних океанов и надвигании островных дуг на бывшие окраины континентов. Природа процессов раскрытия и закрытия океанов рассматривалась выше (см. гл. 7), поэтому здесь остановимся только на тех геологических процессах, которые приводят к формированию в предгорных прогибах месторождений нефти и газа.

Как только островная дуга вплотную приближается к континентальному склону, происходят два события. Во-первых, с этого момента времени под тяжестью надвигаемой островной дуги резко ускоряется прогибание самой континентальной окраины, сопровождаемое увеличением скорости осадконакопления в формирующемся краевом прогибе. Во-вторых, из осадков, ранее накопившихся в полосе континентального шельфа и попавших теперь под островную дугу, в это время начинают выжиматься поровые воды и способные к миграции углеводороды. Этот процесс активизируется и поступлением из более глубоких участков зоны поддвига плит термальных вод, освобождающихся при дегидратации попавших туда осадков и пород океанской коры. Все эти горячие флюиды перемещаются вдоль напластований осадочных пород из-под островной дуги в область наименьших давлений, т.е. в сторону континентальных платформ. Одновременно с этим осадки, расположенные перед фронтом надвигаемой дуги, сминаются в складки, образуя систему ловушек для нефти и газа, в которых они постепенно скапливаются.

С возникновением молодого горного пояса заканчивается и формирование предгорных (краевых) прогибов с образованием в их осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. При этом накапливающиеся в таких прогибах нефть и газ поступают туда из двух источников. Во-первых, эти полезные ископаемые концентрируются за счет мобилизации местной рассеянной микронефти, возникшей в самих материнских толщах, заполняющих прогибы, а во-вторых, благодаря миграции углеводородов из той части осадочных пород, которые к моменту формирования прогиба оказались затянутыми под тело островной дуги, надвинутой на континентальную окраину.

Мощность второго источника углеводородов исключительно высока. Так, если принять, что по береговой линии длиной около 1000 км шельф континентальной окраины со слоем осадков толщиной до 15–17 км перекрывается фронтальным карнизом островной дуги на ширину до 100–120 км, как это, например, произошло в Персидском заливе при надвигании Загросской островной дуги на край Аравийской платформы, то оказывается, что в этом случае из зон поддвига плит в сторону краевого прогиба могло бы мигрировать несколько сотен миллиардов тонн углеводородов. С этим, по-видимому, связано то, что во многих крупнейших и уникальных нефтегазовых бассейнах мира (например, в Персидском заливе, Венесуэле, Атабаске Западной Канады и в других регионах) плотность запасов нефти и газа намного превышает нефтематеринские потенциалы толщ, в которых сформировались месторождения горючих полезных ископаемых. Реальные масштабы миграции углеводородов, однако, оказываются более скромными, чем это следует из расчетов. Это связано с тем, что часть нефти и газа сохраняется в поднадвиговых зонах, часто образуя там крупные скопления. Примером могут служить обнаруженные в конце 70-х годов XX в. богатейшие месторождения нефти и газа под надвигами Скалистых гор и Аппалачей, под офиолитовым покровом на Кубе, в Швейцарских Альпах, Новой Зеландии и в некоторых других районах мира.

В этом отношении показательна история открытия новых нефтяных и газовых месторождений на Кубе и США. Кубинские и советские геологи (А.Л. Книппер), искавшие нефть на этом острове, были знакомы с идеями тектоники литосферных плит. Поэтому они еще в середине 70-х годов смело пробурили сложенный серпентинитами офиолитовый покров и вскрыли под ним крупное месторождение нефти, сформировавшееся в меловых осадках поднадвиговой зоны Кубы.

Другим примером успешного использования тектоники литосферных плит может служить история выявления и ввода в эксплуатацию новых нефтегазоносных бассейнов в поднадвиговых зонах Скалистых гор и Аппалачей США. До 70-х годов эти районы традиционно относились геологами к малоперспективным или даже неперспективным. После появления новой теории геологи США пересмотрели свое прежнее отношение к поднадвиговым зонам горных поясов, отмечая собой фронтальные участки бывших зон поддвига плит. Это позволило быстро развернуть поисковые работы в поднадвиговых зонах Кордильер, пояса Уачито и Аппалачей. В результате уже в 1975 г. в Скалистых горах США под структурами надвигов было открыто первое месторождение такого типа – Пайнвью – с запасами извлекаемой нефти до 18,3 млн т. По оценкам американских геологов, начальные извлекаемые запасы нефти и газа во вновь выявленных месторождениях одного только пояса надвигов Кордильер составляли на начало 1981 г. 2,1 млрд т нефти и 2,8 трлн м³ газа, что лишь в два раза меньше, чем текущие (оставшиеся) доказанные запасы нефти и газа в целом по стране. В последние годы были открыты новые нефтяные и газовые месторождения в Уачитском и Аппалачском поясах надвигов. Другим примером использования новых идей тектоники литосферных плит в нефтяной геологии является открытие крупного нефтяного месторождения “Белый Тигр”, залегающего в ... гранитах кристаллического фундамента Вьетнамского шельфа. Месторождение это сформировалось над зоной поддвига литосферных плит мезозойского возраста благодаря насыщению трещиноватых пород кристаллического фундамента поднимающимися из зоны субдукции углеводородами (Арешев, Гаврилов и др., 1996).

В России столь же перспективными должны быть Восточно-Сибирский краевой прогиб (вдоль среднего и нижнего течения Лены) и поднадвиговые зоны Верхояно-Колымского складчатого пояса. Действительно, в этой окраинно-континентальной зоне и на пассивной окраине Палеосибирского океана, начиная с девона и до юрского возраста, накапливались мощные толщи осадков, попавшие в конце мезозоя в условия сжатия за счет надвигания Колымского массива на восточный край Восточно-Сибирской платформы. В этом отношении по запасам углеводородов Восточно-Сибирская провинция должна быть даже более перспективной, чем Предуральский прогиб Русской платформы.

Значительные концентрации нефти и газа обычно возникают не только в крупнейших нефтегазоносных провинциях мира, тяготеющих к древним и молодым зонам поддвига плит, но и в погребенных под мощными толщами осадков континентальных рифтовых структурах или авлакогенах. В рельефе коренных пород (под осадками) рифтовые структуры, как правило, представляют собой вытянутые на многие сотни километров линейные впадины – грабены часто с крутыми ступенеобразными бортами сбросового происхождения. Ширина этих впадин обычно не превышает нескольких десятков километров. Типичными примерами молодых, еще не заполненных осадками рифтовых впадин являются оз. Байкал в Сибири и система рифтовых разломов Восточной Африки, а примерами уже заполненных осадками рифтовых зон – авлакогенов, с которыми к тому же связаны широкие проявления нефтегазоносности, могут служить грабены Северного моря, Днепровско-Донецкая впадина, грабен Бенуэ в Африке и многие другие аналогичные структуры. Возникают авлакогены при расколах континентов, но только в тех случаях, когда раздвижение континентальных блоков было сравнительно небольшим и не сопровождалось образованием океанов. Такие структуры можно

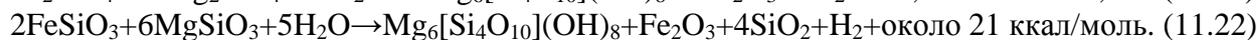
сравнивать с бороздами и шрамами в земной коре, оставшимися после “неудачных попыток” образования океанов.

Приуроченность многих нефтегазоносных бассейнов к древним континентальным рифтогенным структурам и авлакогенам объясняется сравнительно быстрым прогибанием их центральных участков – рифтовых долин. Такое прогибание обычно сопровождается накоплением в них мощных толщ континентальных или морских осадков. Природа погружений континентальных рифтовых зон та же, что и опусканий океанского дна, – благодаря образованию под рифтовыми долинами свежих участков литосферы за счет охлаждения и полной кристаллизации горячего мантийного (астеносферного) вещества, поднявшегося перед этим в зазор между раздвинувшимися континентальными плитами. В связи с этим остается прежним и закон прогибания: глубина рифтовых впадин со временем увеличивается пропорционально квадратному корню из возраста ее образования.

Процесс генерации углеводородов при этом развивается в самих осадочных толщах, накопившихся в рифтовых зонах, за счет термолитиза содержащихся в них органических веществ. Миграция углеводородов в таких структурах, как и на пассивных окраинах континентов, происходит, прежде всего, благодаря отжиму поровых и связанных вод при уплотнении и разогреве осадков в центральных и наиболее погруженных частях авлакогенов. Освобождающиеся таким образом воды вместе с углеводородами обычно перемещаются вдоль напластований осадочных пород от осей погребенных рифтовых зон к их флангам. Таким механизмом миграции хорошо объясняется частая приуроченность нефтяных и газовых месторождений к флангам и периферийным участкам древних рифтовых зон.

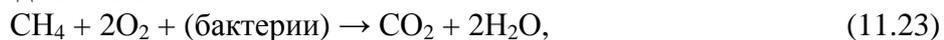
Наконец, в тех случаях, когда континентальная рифтовая зона после ее заполнения осадками оказывается сжатой, все процессы отжима поровых и связанных вод и миграции углеводородов возрастают с особой силой. Однако и в этом случае таких уникальных бассейнов, как в Персидском заливе, Венесуэле или Атабаске, здесь не возникает, поскольку вся нефть авлакогенов автохтонна, т.е. образуется в самой толще, заполняющей рифтовую впадину, без дополнительного притока со стороны. Поэтому во всех бассейнах рифтового происхождения, как и на пассивных окраинах континентов, плотность запасов нефти и газа никогда не превышает (и обычно значительно ниже) нефтематеринского потенциала заполняющих эти бассейны осадков.

Тектоника литосферных плит позволила также предсказать, а затем и обнаружить новый источник углеводородов на Земле – абиогенный механизм генерации метана и водорода на океаническом дне. Так, в работе (Сорохтин, Ушаков, 1991) было показано, что гидратация пород океанической коры водами океана, содержащими растворенный углекислый газ, приводит к генерации абиогенного метана и водорода. Основная масса метана образуется при серпентинизации железосодержащих ультраосновных пород за счет окисления двухвалентного железа до его трехвалентного состояния и восстановления углекислого газа до метана, а водород освобождается благодаря диссоциации морской воды на двухвалентном железе. Такие реакции являются экзотермическими и при температурах около 400 °С проходят с выделением заметной энергии (Дмитриев и др., 2000; Сорохтин, Леин, Баланюк, 2001):



Скорость образования метана и водорода в океанической коре достигают по 9–10 млн т/год. Значительная часть генерируемого таким путем абиогенного метана и водорода, безусловно, теряется в океане, например, разносится течениями, как это наблюдалось на разрушающемся газогидратном поле в кальдере грязевого вулкана Хаакон

Мосби в Норвежском море (Леин и др., 1998), и в конце концов выделяется в атмосферу. Но заметная часть этих газов при активном участии бактерий окисляются по реакциям непосредственно в водах самого океана:



При этом следует подчеркнуть, что реакции окисления CH_4 и H_2 , а также H_2S происходят только с участием специфических групп микроорганизмов, потребляющих эти эманации.

Обычно метан и водород, выделяемые в гидротермах рифтовых зон срединно-океанических хребтов, поступают в воды открытого океана и в них рассеиваются. Но в тех случаях, когда медленно раздвигающиеся рифтовые зоны оказываются перекрытыми осадками, а также в осадочных отложениях по периферии океанов, под которыми тоже продолжают процессы серпентинизации океанической коры, углеводороды уже могут накапливаться в осадочных толщах и формировать в них нефтегазоносные месторождения (Баланюк и др., 1995). При этом главным фактором преобразования CH_4 , H_2 и H_2S в более сложные углеводороды, по-видимому, является жизнедеятельность бактерий, потребляющих метан, водород и сероводород и синтезирующих из этих газов органическое вещество. В процессе же диагенеза и катагенеза осадков органическое вещество со временем преобразуется в углеводороды более сложного состава, хотя “кормовой” базой таких органических углеводородов могут служить абиогенные CH_4 , H_2 и H_2S . Однако помимо бактериальной переработки метана в органическое вещество и далее в более сложные углеводороды, по-видимому, существует и абиогенный путь синтеза более тяжелых углеводородов благодаря каталитическим реакциям в природных условиях (Руденко, Кулакова, 1986). Таким естественным катализатором, например, может являться глинозем Al_2O_3 – главная составная часть всех глинистых грунтов. Способствовать этому могут и повышенные температуры в глубинах осадочных толщ, а также в не очень глубоких частях зон поддвига плит с еще умеренной температурой прогрева осадков (до 500°C).

Классическими примерами накопления углеводородов в осадочных толщах над рифтовыми зонами могут служить бассейны Калифорнийского залива и Красного моря. В Калифорнийском заливе рифтовая зона перекрыта слоем осадков мощностью около 400 – 500 м. Благодаря тепловой конвекции эти осадки активно промываются океаническими водами и горячими гидротермами (рис. 11.19), питающими обильную бактериальную флору как в самой осадочной толще, так и на ее поверхности. Об этом, в частности, свидетельствуют обильные бактериальные маты и “оазисы” придонной фауны, окружающие выходы горячих и теплых гидротерм (Сорохтин, Сагалевич, 1994). Кроме того, из океанических вод Калифорнийского залива в бассейн также поступает органическое вещество. В результате осадочная толща бассейна в местах разгрузки гидротерм оказывается буквально насыщенной углеводородами (УВ), содержащими жидкие нафтоиды, концентрация которых достигает 3–4%. В составе этих нафтоидов содержится около 65 % алифатических УВ, 15% ароматических УВ и 20% асфальтенов (Леин и др., 1998).

Близким по геодинамике является бассейн Красного моря, представляющий собой наиболее молодой океанический бассейн, возраст которого не превышает 30 млн лет. Прибрежные и периферийные участки бассейна перекрыты слоем осадков со значительной долей эвапоритов общей мощностью до 3 км. При этом в местах перекрытия рифтовой зоны осадками весь абиогенный метан и органическое вещество, как и в Калифорнийском заливе, во многом уже переработаны в более сложные углеводороды.

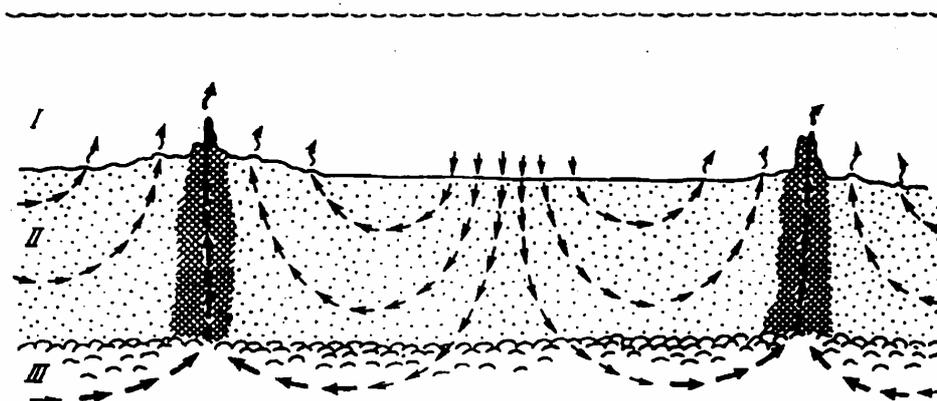


Рис. 11.19. Схема конвективной циркуляции морской воды в пористых отложениях осадочного слоя и базальтах рифтовой зоны Калифорнийского залива: *I* – океанические воды; *II* – конвективные потоки грунтовых вод в осадочной толще; *III* – потоки перегретых водных флюидов в коренных породах океанической коры; штриховкой показаны гидротермальные сульфидные отложения и постройки “черных курильщиков”

Для формирования нефтегазоносных месторождений очень важное значение имели сменявшие друг друга трансгрессии и регрессии моря. Особенно большое значение имела последняя поздне меловая трансгрессия, когда в обширных мелководных морях, заливших тогда примерно 30% современной суши, в условиях повсеместно теплого климата пышно развивалась жизнь, в изобилии питаемая органическими веществами, непосредственно поступавшими из открытого океана. Остатки этой жизни в форме нефти и газа находят во многих меловых отложениях, распространенных в наиболее богатых нефтегазоносных провинциях мира. Но крупные трансгрессии и регрессии моря, как правило, развиваются чрезвычайно медленно – примерно за 100–200 млн лет. Однако на их фоне часто наблюдаются кратковременные понижения уровня океана продолжительностью от нескольких десятков тысяч до нескольких миллионов лет (см. раздел 9.3). Амплитуда таких колебаний, как правило, не превышает 100 м (чаще 50–60 м), однако их последствия для нефтяной геологии очень важны. Действительно, для формирования нефтяных и газовых месторождений весьма существенно, чтобы в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов происходило чередование нефтематеринских и водоупорных слоев с коллекторными и водопроницаемыми слоями, например, глинистых и песчанистых отложений. Обычно глинистые отложения одновременно являются и нефтематеринскими слоями, а в песчанистых отложениях происходит концентрация и накопление нефти и газа.

Такая смена осадочных фаций обычно происходит по многим причинам, важнейшими из которых являются резкие изменения базиса эрозии суши, окружающей осадочный бассейн, и перемежающиеся закрытия и открытия связей океана с морскими впадинами, в которых накапливаются осадочные толщи. В подвижных поясах Земли такие колебания базиса эрозии определяются суперпозицией тектонических движений и эвстатических изменений положения океанического уровня, тогда как на платформах – в основном только эвстатическими колебаниями уровня океана. Но описываемые кратковременные регрессии океана как раз к таким эффектам и приводят. Насколько велико их влияние на геологическое развитие больших регионов – видно из следующего примера. В конце миоцена, около 5 млн лет назад (в месинское время), в связи с развитием Антарктического оледенения уровень океана резко понизился более чем на 100 м. В результате Средиземное и Красное моря оказались почти полностью отрезанными от океана, хотя в них через узкие проливы речного типа тогда и продолжала поступать океаническая вода. В результате эти моря стали высыхать, а на их дне началось

накопление соленосных отложений (в Красном море толщина слоя соли достигает 3–4 км). В связи со значительным понижением уровня Средиземного моря впадающие в него реки прорыли себе крутые каньоны глубиной до 1,5–2 км. В это время произошло практически полное опреснение Черного моря, и оно фактически превратилось в гигантское пресноводное озеро, соединявшееся рекой, протекавшей по глубоким каньонам Босфора и Дарданелл, с той соленосной впадиной, которая только и оставалась тогда от многоводного ныне Средиземного моря.

Наиболее короткие глобальные регрессии моря амплитудой до 50–100 м и продолжительностью порядка десятков тысяч лет могут происходить за счет возникновения или увеличения объемов покровных оледенений континентов. Более продолжительные регрессии, от одного до нескольких миллионов лет, возникают в тех случаях, когда происходят “заторы” литосферных плит и временно их движение замедляется. Такие события обычно происходят при столкновениях континентов или островных дуг друг с другом (Ушаков, 1983).

Здесь невозможно описать все приложения тектоники литосферных плит к проблемам нефтяной геологии, но и приведенных примеров достаточно для иллюстрации больших перспектив использования этой современной геологической теории для изучения происхождения, строения и развития разных типов нефтегазоносных бассейнов мира.

Глава 12. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

12.1. Уникальность Земли

Когда рассматриваешь главные особенности развития Земли, становится ясным, что путь ее эволюции в решающей мере был предопределен как местом Земли в Солнечной системе, светимостью Солнца, так ее массой и химическим составом. Так, если бы наше Солнце принадлежало к типу переменных звезд, то на Земле попеременно становилось бы нестерпимо жарко или невыносимо холодно. Если бы масса Солнца была существенно большей, то оно уже через несколько десятков или сотен миллионов лет после своего образования взорвалось бы и превратилось в нейтронную звезду или даже в черную дыру. Нам и всему живому на Земле очень повезло, что Солнце – спокойная звезда со средней звездной массой, относится к звездам-карликам спектрального класса G2 и является стационарной звездой, слабо меняющей свою светимость в течение многих миллиардов лет. Последнее особенно важно, поскольку за последние 4 млрд лет оно позволило земной жизни пройти длительный путь эволюции от зарождения простой и примитивной жизни к ее высшим формам.

Оптимальным оказалось и расстояние Земли от Солнца, поскольку при их более близком взаимном расположении на Земле было бы слишком жарко и мог бы возникнуть, как на Венере, необратимый парниковый эффект, а при более удаленном – Землю сковал бы мороз и она могла превратиться в “белую” планету с устойчивым оледенением.

Повезло нам и с массивным спутником Земли – Луной. В гл. 3 было отмечено, что ее возникновение на близкой околоземной орбите существенно ускорило тектоническое развитие Земли. Если бы у нашей планеты не было массивного спутника, то Земля, скорее всего, подобно Венере, медленно вращалась бы в обратную сторону и так же задержалась в своем тектоническом развитии на 2,5 – 3 млрд лет. В таком варианте сейчас на Земле господствовали бы условия позднего архея с плотной углекислотной атмосферой и высокими температурами, а вместо современной высокоорганизованной жизни Землю населяли бы только примитивные бактерии – одноклеточные прокариоты.

Рассматривая эволюцию Земли в тесном взаимодействии с Солнцем и Луной, поражаешься, насколько это оптимальная и тонко сбалансированная система, так удачно обеспечившая появление на нашей планете весьма комфортных условий для возникновения и развития высокоорганизованной жизни. При ближайшем рассмотрении этой системы обращает на себя внимание оптимальная масса Земли, способная удерживать на своей поверхности умеренно плотную атмосферу, а также исключительно удачный ее химический состав. Действительно, даже сравнительно небольшие отклонения от исходных концентраций в земном веществе таких элементов и соединений, как Fe, FeO, CO₂, H₂O, N₂ и др., могли привести к необратимым и катастрофическим для жизни последствиям. В частности, если бы в первичном земном веществе было меньше воды, то с меньшей интенсивностью поглощался бы углекислый газ (см. гл. 10) и он стал бы накапливаться в земной атмосфере. В результате еще в архее мог возникнуть необратимый парниковый эффект и наша Земля превратилась бы в “горячую” планету типа Венеры. Если бы воды было заметно больше либо меньше свободного железа, то Земля превратилась бы в планету “Океан” (см. гл. 9). Если бы в Земле было меньше азота, то еще в раннем протерозое она превратилась бы в сплошь покрытую снегом “белую” и холодную планету. При большем количестве свободного (металлического) железа в первичном земном веществе в современной атмосфере, как и в протерозое, не смог бы накапливаться свободный кислород, а следовательно, на Земле не могло возникнуть царства животных (см. раздел 4.5). Наоборот, при меньшей исходной концентрации железа уже сейчас или даже раньше должно было начаться обильное выделение эндогенного (абиогенного) кислорода, и все живое на Земле к настоящему времени уже “сгорело” бы в такой атмосфере. Кроме того, процесс дегазации глубинного кислорода

должен привести к сильнейшему парниковому эффекту, после чего Земля также превратилась бы в горячую планету типа Венеры (см. гл. 10).

12.2. Происхождение жизни на Земле

Первичная Земля, сформировавшаяся за счет аккреции исходного протопланетного вещества, должна была быть полностью безжизненной планетой. Связано это с тем, что само вещество протопланетного газопылевого облака образовалось благодаря взрывам сверхновых звезд и было полностью стерилизовано жестким космическим излучением еще задолго до начала аккреции планет Солнечной системы. Кроме того, на Земле в те далекие времена еще не существовало ни плотной атмосферы, ни гидросферы, т.е. наиболее благоприятных сред для возникновения, обитания и защиты от разрушения жизни. Это объясняется тем, что земное вещество с самого начала было резко обеднено летучими соединениями, а та их ничтожная часть, которая все-таки освобождалась при ударах и тепловых взрывах планетезималей, тут же сорбировалась очень пористым грунтом и быстро выводилась с поверхности Земли, захораниваясь постепенно в ее недрах при выпадении все новых и новых порций протопланетного вещества. К тому же в первое время после образования Земли ее поверхность подвергалась исключительно интенсивному воздействию мощного потока корпускулярного излучения молодого Солнца, находившегося тогда, подобно звездам Т-Тельца, в самом начале главной последовательности своего развития. Этот интенсивный поток корпускул, в основном протонов и ядер гелия, должен был буквально сдувать с поверхности Земли все остатки газовых составляющих.

После первой активной стадии развития молодого Солнца его светимость около 4,6 млрд лет назад примерно на 30–25% была ниже современного уровня. Поэтому условия существования на молодой и лишенной плотной атмосферы Земле были исключительно суровыми. С одной стороны, ее поверхность представляла собой холодную пустыню, а с другой – она подвергалась постоянному и интенсивному облучению потоками жестких космических лучей.

Неблагоприятные условия для возникновения и развития жизни на Земле продолжались до тех пор, пока не начал действовать процесс дегазации земного вещества. Однако это могло произойти только после подъема температуры в недрах молодой Земли до уровня появления у нее астеносферы и возникновения конвективных движений в мантии, т.е. после начала действия наиболее мощного процесса гравитационной дифференциации земного вещества. При этом образование астеносферы и процесс зонного плавления земного вещества привели к резкому усилению приливного взаимодействия Земли с Луной и к существенному перегреву верхней мантии в экваториальном поясе Земли. Произошли эти события примерно 4,0–3,9 млрд лет назад.

На ранних этапах дегазации Земли бóльшая часть попадавшей на ее поверхность воды и других элементоорганических соединений поглощалась реголитом первозданного грунта молодой Земли. Высокая пористость и сорбционная способность реголита, по-видимому, могли обеспечить наиболее благоприятные условия для формирования сложных органических соединений и зарождения жизни. Вероятнее всего жизнь зародилась именно в мелких порах первозданного реголита после того, как они оказались заполненными дегазированной и минерализованной водой (Сорохтин, Ушаков, 1991). Первичные углеводородные соединения могли возникать за счет гидратации железосодержащих ультраосновных пород в присутствии CO_2 , например, по реакциям (9.12) и (9.13), а оксиды азота, нитраты, нитриты, аммиак, а также хлориды, карбонаты, сульфаты аммония и другие многочисленные соединения азота и углерода – благодаря грозовой активности углекислотно-азотной атмосферы раннего архея. Соединения фосфора, по-видимому, поступали в растворы непосредственно из вещества первозданного реголита. Необходимые же условия протекания реакций образования более сложных органических молекул при повышенных температурах атмосферы уже в начале

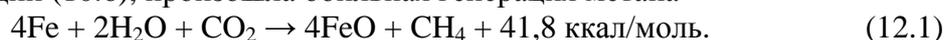
архея обеспечивались капиллярным давлением водных растворов в порах реголита и каталитическим действием содержащихся в нем свободных переходных металлов (Fe, Ni, Cr, Co и др.). Формированию сложных протоорганических молекул способствовало и то обстоятельство, что только в мелких порах реголита благодаря их большой сорбционной активности и высоким капиллярным давлениям концентрация элементоорганических соединений могла достигать уровня, необходимого для синтеза более сложных органических веществ (в морских бассейнах эти соединения оказались бы слишком разбавленными).

Напомним, что классические эксперименты С. Миллера (1959), А. Вильсона (1960), Дж. Оро (1965, 1966), С. Фокса (1965) и других исследователей показали возможность синтеза достаточно сложных органических молекул из неорганических соединений при их нагревании в полях электрических разрядов. В России направление автотонного происхождения жизни путем синтеза органических молекул из неорганических соединений активно разрабатывал академик А.И. Опарин (1965).

Поэтому есть веские основания предполагать, что **жизнь на Земле зародилась в пропитанном водой и элементоорганическими соединениями первозданном грунте и вулканических пеплах в начале раннего архея, около 4,0–3,9 млрд лет назад** в то время, когда на Земле возникла восстановительная азотно-углекислотно-метановая атмосфера (см. раздел 10.2). Таким образом, зарождение жизни на Земле совпало с первым и наиболее сильным тектоническим и геохимическим рубежом в истории ее развития – с начальным моментом выделения земного ядра (с началом химико-плотностной дифференциации земного вещества), приведшим к формированию гидросферы, плотной атмосферы и континентальной земной коры.

В работе известного российского геохимика Э.М. Галимова (2001), посвященной проблемам происхождения и эволюции жизни на Земле, показывается, что происхождение жизни должно было быть связано с протеканием энергетических химических реакций, снижающих энтропию системы. Такие высокоэнергетические и низкоэнтропийные реакции могут протекать, например, с участием аденозинтрифосфата (АТФ), а синтез АТФ вполне мог происходить на ранних стадиях развития Земли. При этом для образования АТФ вначале необходимо синтезировать основание аденин – продукт полимеризации синильной кислоты HCN, и рибозу – продукт полимеризации формальдегида HCHO. Таким образом, согласно Э.М. Галимову синтез аденозинтрифосфата представляется необходимой предпосылкой зарождения и развития эволюционного процесса развития жизни на Земле.

Но в нашей модели образование исходных продуктов синтеза АТФ могло происходить самым естественным путем. Действительно, в самом начале архея, как мы показали в гл. 4, большая часть поверхности Земли еще была сложена первозданным мелкопористым реголитом, содержащем до 13 % свободного (металлического) железа. После начала дегазации Земли около 4-х млрд лет назад, прошли и первые дожди, пропитавшие этот реголит водой с растворенным в ней углекислым газом. В результате, как следует из реакции (10.6), произошла обильная генерация метана

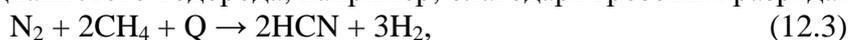


Метан переходил в атмосферу, в результате молодая атмосфера стала резко восстановительной и азотно-углекислотно-метановой по составу.

Аналогичным путем возникал и формальдегид



При этом формальдегид оставался растворенным в воде, пропитывавшей реголит, и вымывался из него дождевыми водами в только что образовавшиеся и еще мелкие морские бассейны, а метан поступал в атмосферу, предавая ей строго восстановительный характер. Но в богатой метаном восстановительной атмосфере раннего архея уже могло происходить образование цианистого водорода, например, благодаря грозovým разрядам



где Q – поглощаемая реакцией (12.3) часть энергии грозových разрядов.

Таким образом, в самом начале архея на Земле действительно сложились условия, благоприятные для возникновения исходных химических составов, пригодных для дальнейшего синтеза более сложных органических веществ и предбиологических соединений. Этому способствовало и присутствие в реголите активных катализаторов – переходных металлов Fe, Cr, Co, Ni, Pt и др. Возникшие к этому времени в грунте наиболее простые ассоциации сложных органических молекул или примитивные, но уже содержащие рибонуклеиновые кислоты, образования могли затем перемещаться в воду молодых морских бассейнов раннего архея.

По мере дегазации Земли и развития атмосферы, ее восстановительный потенциал постепенно снижался благодаря фотодиссоциации CH_4



поэтому уже через некоторое время атмосфера стала почти чисто углекислотно-азотной лишь с небольшой примесью метана, постоянно генерировавшегося по реакциям, типа (12.1) или (10.6). Однако, эта примесь метана, по-видимому, могла играть существенную роль в питании примитивных архейских микроорганизмов. Дальнейшее совершенствование жизни должно было происходить уже благодаря высокоэнергетическим, но низкоэнтропийным реакциям (Галимов, 2001) и по биологическим законам развития живой материи, под влиянием направленного давления и “фильтрующих” свойств внешней среды, а потом – и конкурентной борьбы.

В результате еще в раннем архее, вероятно, появились наиболее примитивные вирусы и одноклеточные организмы – прокариоты, уже ограниченные от внешней среды защитными полупроницаемыми мембранами, но еще не обладавшие обособленным ядром. По-видимому, тогда же появились и фотосинтезирующие одноклеточные микроорганизмы (типа цианобактерий), способные окислять железо. Об этом, в частности, говорит распространенность в отложениях раннего архея возрастом около 3,75 млрд лет железорудных формаций, сложенных окислами трехвалентного железа (например, формации Исуа в Западной Гренландии).

12.3. Влияние глобальных геологических процессов на развитие жизни и главные геолого-биологические рубежи в истории Земли

Уровень наших знаний геологической летописи Земли и теоретических представлений о природе и развитии планетарных геодинамических процессов таковы, что позволяют уже сегодня построить адекватную физическую модель эволюции Земли и объяснить в ее рамках основные рубежи развития земной жизни. В основу такой модели мы положили описанную в данной книге концепцию “Глобальной эволюции Земли”.

Как было показано в разделе 6.7, геологическая история Земли делится на четыре крупных этапа. Первый этап – скрыто тектонический (крипботектонический), или катархей (4,6–4,0 млрд лет назад). Во второй этап развития Земли по механизмам геодинамики раннего докембрия входит только архей (4,0–2,6 млрд лет назад). На третьем этапе, включающем в себя протерозой и фанерозой (2,6–0,0 млрд лет назад плюс еще около 1,5 млрд лет в будущем), Земля развивается по законам тектоники литосферных плит. Последний, четвертый этап развития Земли, определяется ее тектонической смертью (приблизительно через 1,5 млрд лет в будущем). При рассмотрении влияния геологической эволюции Земли на развитие жизни нас интересуют только первые три этапа, поскольку приблизительно через 600 млн лет в будущем должна начаться дегазация из мантии эндогенного кислорода, освобождающегося при образовании “ядерного” вещества из еще сохранившихся в мантии, но предельно окисленных соединений железа. Этот процесс должен привести к сильнейшему парниковому эффекту и гибели всего живого на Земле (см. раздел 10.6).

Важнейшим фактором, обеспечивающим само существование жизни на Земле, безусловно, является среда обитания живых организмов, и прежде всего океаны и

атмосфера, происхождение и развитие которых было связано с процессами дегазации планеты (см. гл. 9 и 10). Начавшаяся на рубеже катархея и архея дегазация Земли, как мы уже неоднократно отмечали, привела к образованию в архее относительно плотной углекислотно-азотной атмосферы. В архее же появились вулканы, дифференцированные магматические породы и возникли первые изолированные мелководные морские бассейны, соединившиеся к середине архея в единый, но еще мелководный океан. Благодаря высокому атмосферному давлению (от 2 до 6 атм) средние температуры океанических вод, как и приземных слоев тропосферы, в архее поднялись до +30...+50 °С, а из-за углекислотного состава атмосферы, воды океанов характеризовались кислой реакцией ($pH \approx 3-5$).

Первый этап развития земной жизни пока полностью не ясен. Однако, начиная со времени 3,6–3,5 млрд лет назад уже известны строматолитовые отложения. Так, в серии Онвервахт Южной Африки (3,5–3,3 млрд лет) строматолиты имеют кремневый состав и слагают небольшие по мощности и протяженности слои, залегающие среди пластов кремней в вулканогенных породах зеленокаменного пояса (Семихатов и др., 1999). В середине архея земная жизнь уже характеризовалась несколько большим разнообразием и, вероятно, полным господством термофильных прокариотных форм, в основном архиабактерий с халькофильной и сидерофильной специализацией. Вероятнее всего источниками энергии этим примитивным формам жизни тогда служили хемогенные реакции типа тех, которые в настоящее время используются термофильными бактериями в горячих гидротермах (“черных курильщиках”) срединно-океанических хребтов, а также другие анаэробные хемогенные реакции.

В связи с тем, что в архейской конвектирующей мантии над зонами дифференциации земного вещества концентрация свободного железа была пониженной (см. рис. 4.10), в архейской атмосфере в небольших количествах мог присутствовать и кислород. Кислород тогда освобождался благодаря фотодиссоциации паров воды жестким излучением Солнца и жизнедеятельности цианобактерий, которые в то время уже появились, поскольку в архее встречаются строматолиты.

В середине архея, около 3,1 млрд лет назад, масса воды в гидросфере Земли увеличилась так, что отдельные морские бассейны стали сливаться друг с другом в единый Мировой океан и его поверхность тогда же перекрыла гребни срединно-океанических хребтов (см. рис. 9.5). В результате несколько активизировались процессы гидратации океанической коры и увеличилась поставка в океаническую кору карбонатов кальция. В свою очередь, это должно было привести в конце архея к заметному увеличению отложений карбонатных осадков (например, мраморов и кальцифиров Слюдянской серии в Забайкалье), а также строматолитовых отложений в зеленокаменных поясах того времени, хотя их доля в вулканогенных образованиях таких поясов по-прежнему оставалась незначительной (Семихатов и др., 1999).

Второй радикальный геолого-биологический рубеж был связан с выделением земного ядра и резким снижением тектонической активности Земли на рубеже архея и протерозоя (около 2,6 млрд лет назад). Именно тогда в океанической коре впервые возник серпентинитовый слой (см. рис. 9.2) – главный и постоянно обновляемый резервуар связанной воды в земной коре. Известно, что гидратация ультраосновных пород сопровождается поглощением углекислого газа и связыванием его по реакциям (10.1) и (10.2) в карбонатах. Этим следует объяснять сравнительно быстрое удаление из атмосферы углекислого газа и падение общего атмосферного давления с 6 атм и температур с +50...+60 °С в архее приблизительно до 1 атм и +6... +7 °С в начале раннего протерозоя (см. рис. 10.6 и 10.16), что привело к резкому похолоданию климата и возникновению (около 2,5 млрд лет назад) первого в истории Земли ледникового периода.

Однако надо учитывать, что в конце архея и начале протерозоя в мантию Земли из центральных областей поднялось много первичного вещества (см. рис. 4.3) с высокой концентрацией в нем металлического железа. Поэтому масса железа, поступавшего в

раннем протерозое через рифтовые зоны Земли в океаны, значительно превосходила возможную генерацию кислорода в биосфере раннего протерозоя. Отсюда следует, что в атмосфере раннего протерозоя было исключительно мало кислорода, скорее всего не выше 10^{-6} атм, а во время массового отложения джеспилитов, около 2,2–2,0 млрд лет назад, и того ниже (вероятно, около 10^{-8} – 10^{-9} атм), но в отличие от архейской атмосферы в ней уже было не более нескольких мбар углекислого газа. Это позволяет предположить, что именно в эпохи массового отложения железорудных формаций, вероятно, появились и железобактерии, потребляющие кислород благодаря восстановлению трехвалентного железа до фазы магнетита. Недавно существование таких археобактерий было доказано экспериментально (Слоботкин и др., 1995; Zavarzin, 1996). Не исключено, что дефицит кислорода мог активизировать и симбиотические процессы в жизни простейших бактерий, образование в них метакондрий и клеточных ядер, послуживших позже основой появления эукариотных форм жизни.

Таким образом, атмосфера Земли в раннем протерозое, около 2,5–2,0 млрд лет назад, в основном состояла только из азота, лишь с небольшими добавками водяного пара, аргона и углекислого газа.

Такие резкие изменения условий обитания не могли не сказаться на биоте того времени. Сообщество термофильных прокариот должно было уступить место более холодолюбивым бактериям и микроводорослям. С этими событиями в биоте океанов была связана еще одна революционная перестройка: уже в начале раннего протерозоя широко распространились фотосинтезирующие микроорганизмы – сине-зеленые водоросли и произошел резкий в геологической истории рост обилия строматолитов (Семихатов и др., 1999), пришедшийся на эпоху массового отложения железорудных формаций (рис. 12.1 и 11.8).

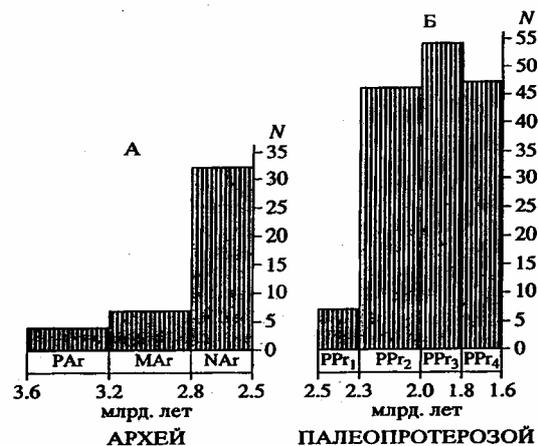


Рис. 12.1. Гистограммы изменения количества строматолитовых формаций в архее (А) и протерозое (Б), по М.А. Семихатову и его коллегам (1999): N – количество свит (формаций) со строматолитами. При сравнении приведенных гистограмм необходимо учитывать, что архейские строматолиты по массе значительно уступают раннепротерозойским (палеопротерозойским по терминологии М.А. Семихатова)

В начале раннего протерозоя в интервале возрастов 2,6 и 2,5 млрд лет, но уже после возникновения серпентинитового слоя океанической коры, когда резко падала концентрация углекислого газа в атмосфере, а в гидросферу поступали огромные массы магнезиально-кальциевых карбонатов, возникавших по реакциям (10.1) и (10.2), должны были образоваться мощнейшие толщи хемогенных и органогенных доломитов. И действительно, в это время отложились мощные карбонатные толщи (до 500–1700 м) серии Уален Мичигана в Северной Америке и серии Трансвааль в Южной Африке с приуроченными к ним строматолитами (на гистограмме М.А. Семихатова они почему-то отнесены к концу архея). По насыщенности строматолитами уаленские и трансваальские доломиты не уступают более молодым раннепротерозойским образованиям, а в Трансваале эти толщи перекрываются свитой Грикватаун с ледниковыми отложениями уже явно раннепротерозойского возраста (Чумаков, 1978).

В среднем протерозое, т.е. после окончания эпохи массового отложения железорудных формаций раннего протерозоя (после 2,0–1,8 млрд лет назад), в земной атмосфере происходит некоторое повышение парциального давления кислорода. В результате бурно развиваются многие виды одноклеточных бактерий и водорослей (рис. 12.2) и, вероятно, появляются первые эвкариотные одноклеточные организмы, образовавшиеся вероятнее всего благодаря эндосимбиозу прокариотных бактерий. Метаболизм эвкариотных микроорганизмов уже был связан с поглощением небольших количеств кислорода, поэтому они могли широко распространиться только после повышения парциального давления этого газа в атмосфере Земли до уровня порядка 10^{-3} от его современного значения (точка Юри). Поэтому на рубеже среднего и позднего протерозоя началась следующая глубокая перестройка трофической структуры океана, связанная с бурным распространением эвкариотных организмов и фитопланктона.

Не исключено, что в среднем протерозое произошло и заселение суши бактериальной флорой, о чем, в частности, могут свидетельствовать впервые появившиеся тогда красноцветные коры выветривания (Анатольева, 1978). В этой связи необходимо отметить, что связывание азота в органическом веществе таких бактерий и дальнейшее захоронение соединений азота в осадочных толщах должно было приводить к постепенному снижению общего давления земной атмосферы. Следствием такого снижения атмосферного давления стало постепенное похолодание климата в конце протерозоя (см. раздел 10.5). В результате этого, а также благодаря дрейфу части континентов Гондваны и Лавразии в высокие широты (см. рис. 8.8) в позднем рифее-венде, а также в раннем и среднем палеозое (см. рис. 8.9) наблюдалась новая эпоха оледенений.

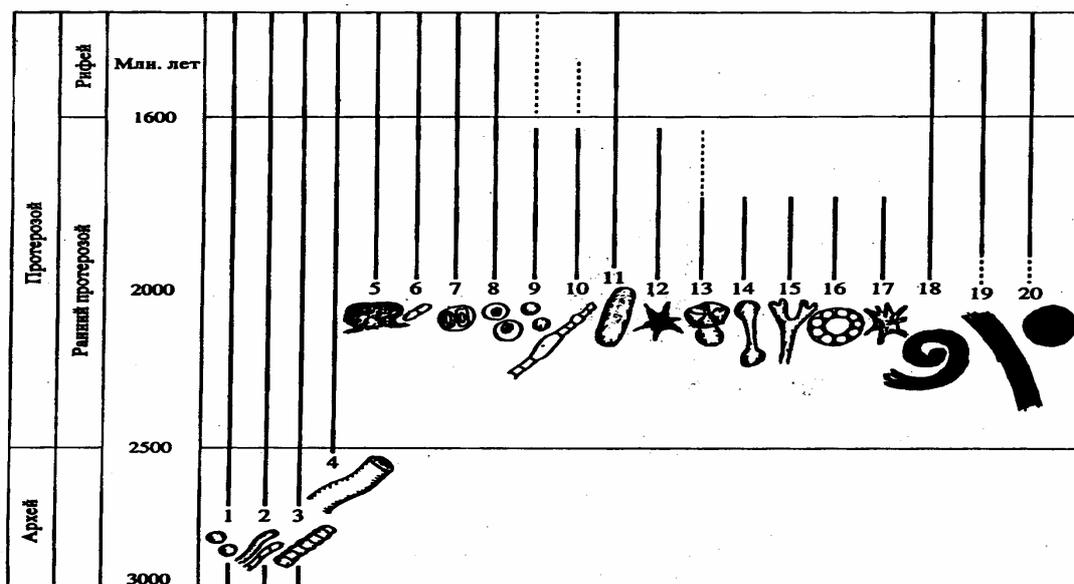


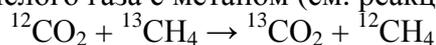
Рис. 12.2. Схема распределения остатков основных типов микрофоссилий в архее и раннем протерозое, по М.А. Семихатову и его коллегам (1999). В архее были распространены в основном одиночные сферические и нитчатые нанобактерии (1, 2), трихомы (3) и, возможно, нити цианобактерий (4). Разнообразие раннепротерозойских микрофоссилий простирается от цианобактерий (5–7), коккоидных форм (8, 9), трихом (10) до отпечатков крупных морфологически сложных (11–17) спиральных (18), лентовидных (19), круглых и сферических (20) форм

Переход атмосферы на рубеже архея и протерозоя от химически активного углекислотного состава к нейтральному, безусловно, должен был сказаться и на организации земной жизни. По-видимому, с этим следует связывать появление в протерозое принципиально новых форм эвкариотных одноклеточных организмов и водорослей с четко обособленным ядром и другими органами. Отсюда видно, что и второй крупный тектоно-геохимический рубеж докембрия, радикально изменивший всю геодинамику Земли, одновременно столь же резко изменил экологическую обстановку на

Земле и предопределил появление более совершенных эвкариотных форм земной жизни. Это, а также последующее развитие биоминерализации, рост биологической продуктивности и прогрессирующая колонизация бентали повлекли за собой существенные изменения в характере седиментогенеза.

М.А. Семихатов и его коллеги (1999) обращают внимание, что на период расцвета строматолитов в Ятулийское время раннего протерозоя (2,3–2,06 млрд лет назад) приходится крупная положительная аномалия изотопного состава карбонатного углерода ($\delta^{13}\text{C}$ до +12...+15 ‰ PDB). Авторы этой статьи считают, что ведущим фактором появления крупнейшей в истории Земли ятулийской положительной изотопной аномалии карбонатного углерода была уникальная по масштабам экспансия цианобактериальных экосистем, запечатленная в строматолитовой летописи.

Наверное, это так. Однако напрашивается вопрос почему такой расцвет биопродуктивности приходится именно на период массового отложения железорудных формаций, когда парциальное давление кислорода должно было быть минимальным за всю историю развития жизни на Земле? Вероятно, это связано с тем, что цианобактерии могут успешно жить и развиваться в совершенно бескислородной среде. Но в раннем протерозое, одновременно с выносом окислов железа из рифтовых зон происходила и обильная генерация метана по реакциям типа (9.13). При этом, несмотря на достаточно низкое давление углекислого газа в атмосфере раннего протерозоя, его дегазация из мантии тогда была приблизительно в три раза выше, чем сейчас (см. рис. 10.2). Отсюда следует, что во время отложения раннепротерозойских железорудных формаций скорость генерации абиогенного метана так же была, по меньшей мере в три раза выше современной, а по нашим оценкам (Сорохтин, Леин, Баланюк, 2001), она достигает 10 млн т/год (при скорости дегазации ювенильного CO_2 около 32 млн т/год). В бескислородной среде раннего протерозоя этот метан не окислялся, а почти целиком расходовался на питание метанпотребляющих бактерий, что, вероятно, и предопределило расцвет строматолитов. С другой стороны, благодаря изотопному фракционированию углерода в обменных реакциях углекислого газа с метаном (см. реакцию 9.17):



метан всегда обогащается легким изотопом углерода, а остающийся углекислый газ, который затем переходил в карбонаты, наоборот, становится изотопно более тяжелым. С этим связано возникновение отрицательных изотопных аномалий органического углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ во время отложения железорудных формаций конца архея и в раннем протерозое (см. рис. 11.8). Это явление, вероятно, также могло стать одной из главных причин возникновения ятулийской положительной аномалии изотопного состава карбонатного углерода в раннем протерозое $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, достигавшей +12...+15‰ (Семихатов и др., 1999). В дальнейшем после окончания эпохи железорудного накопления и последовавшего за этим некоторого повышения парциального давления кислорода в атмосфере, большая часть метана стала им окисляться по реакции $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$, а “легкий” углерод метана стал возвращаться в его карбонатный резервуар. В результате роль реакции (9.17) в среднем протерозое заметно снизилась, что и привело к исчезновению положительной изотопной аномалии углерода.

Суммарная биомасса фитопланктона, генерирующего кислород в океане, определяется количеством растворенных в его водах соединений фосфора (Шопф, 1982), но его концентрация в океанских водах всегда оставалась равновесной по отношению к базальтам океанской коры и близкой к современной. Отсюда следует, что масса океанского фитопланктона увеличивалась со временем приблизительно пропорционально росту массы воды в океане (см. рис. 9.3, кривая 2). Если бы не существовало процессов связывания кислорода в породах, то и его накопление в атмосфере Земли подчинялось бы этой же закономерности.

Рассматривая развитие жизни в истории Земли, важно обратить внимание специалистов на ранее не учитывавшееся обстоятельство – на присутствие в

докембрийской мантии свободного (металлического) железа. Вместе с мантийным веществом это железо попадало в рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, где оно на контакте с водой окислялось до растворимой двухвалентной гидроокиси (вероятно, в форме бикарбоната), разносившейся далее по всему океану. Но, как известно, двухвалентная гидроокись железа является активным поглотителем кислорода. Поэтому есть все основания полагать, что большая часть кислорода, продуцировавшегося фитопланктоном докембрия, тогда быстро расходовалась на окисление двухвалентной гидроокиси железа до трехвалентного состояния (например, в форме гётита). Этим следует объяснять не только формирование мощнейших залежей железных руд докембрия, но и очень низкое парциальное давление кислорода в атмосфере докембрия. В процессе химико-плотностной дифференциации железо вместе с его окислами постепенно переходило из мантии в земное ядро, однако полностью оно исчезло из мантии только на рубеже протерозоя и фанерозоя (см. рис. 4.10). После же полного перехода металлического железа из мантии в ядро около 600 млн лет назад, исчез главный “потребитель” кислорода на Земле, и этот живительный газ начал быстро накапливаться в атмосфере.

Кроме того, мощным механизмом поглощения кислорода является и процесс разложения органических остатков после смерти самих организмов. Отсюда видно, что только захоронение органического углерода в осадках в форме углеводов или углей ведет к накоплению кислорода в атмосфере. В протерозое и раннем палеозое наземной растительности еще не существовало, и поэтому до середины палеозоя не было угленакопления, но консервация углеводов в океанических осадках, битумных и черных сланцах происходила уже в докембрии. Причем следует ожидать, что мощность этого процесса в протерозое была даже большей, чем в фанерозое, поскольку тогда в океанах господствовала восстановительная обстановка и органические остатки фитопланктона консервировались в осадках без окисления. К настоящему времени, правда, древние бассейны нефтегазонакопления практически не сохранились, а были графитизированы или уничтожены последующими тектоническими процессами. Поэтому их количественное распространение в современных геологических разрезах не может служить критерием оценки интенсивности этих процессов в глубокой древности, хотя шунгиты, графитизированные породы и черные сланцы в докембрии распространены достаточно широко. Из сказанного следует, что скорость генерации кислорода в протерозое была вполне соизмеримой с современной. Но в докембрии почти весь кислород, освобождавшийся тогда благодаря жизнедеятельности фитопланктона, поглощался процессом окисления железа.

В результате парциальное давление атмосферного кислорода, остававшееся низким почти до конца протерозоя, в венде стало быстро повышаться. После перехода парциальным давлением кислорода точки Пастера ($\sim 10^{-2}$ современного уровня) в конце протерозоя и в венде произошла еще одна весьма радикальная перестройка жизни на Земле. Биологическая эволюция на это ответила буквально взрывом возникновения новых форм жизни на Земле, появлением многоклеточных водорослей и, главное, возникновением метазоа – многоклеточных представителей царства животных, метаболизм которых уже был построен на потреблении кислорода из внешней среды. Кроме того, в начале кембрия появились скелетные организмы и практически все известные и сегодня типы организмов (рис. 12.3).

Таким образом, и **третий резкий геолого-биологический рубеж** на переходе от протерозоя к фанерозою ярко отразился в геологической истории Земли и радикальным образом изменил экологическую обстановку на ее поверхности: отныне земная атмосфера из восстановительной или нейтральной превратилась в окислительную. В этой новой ситуации уже наиболее эффективными оказались те формы жизни, обмен веществ которых был построен на реакциях окисления органических веществ, синтезируемых царством растений.

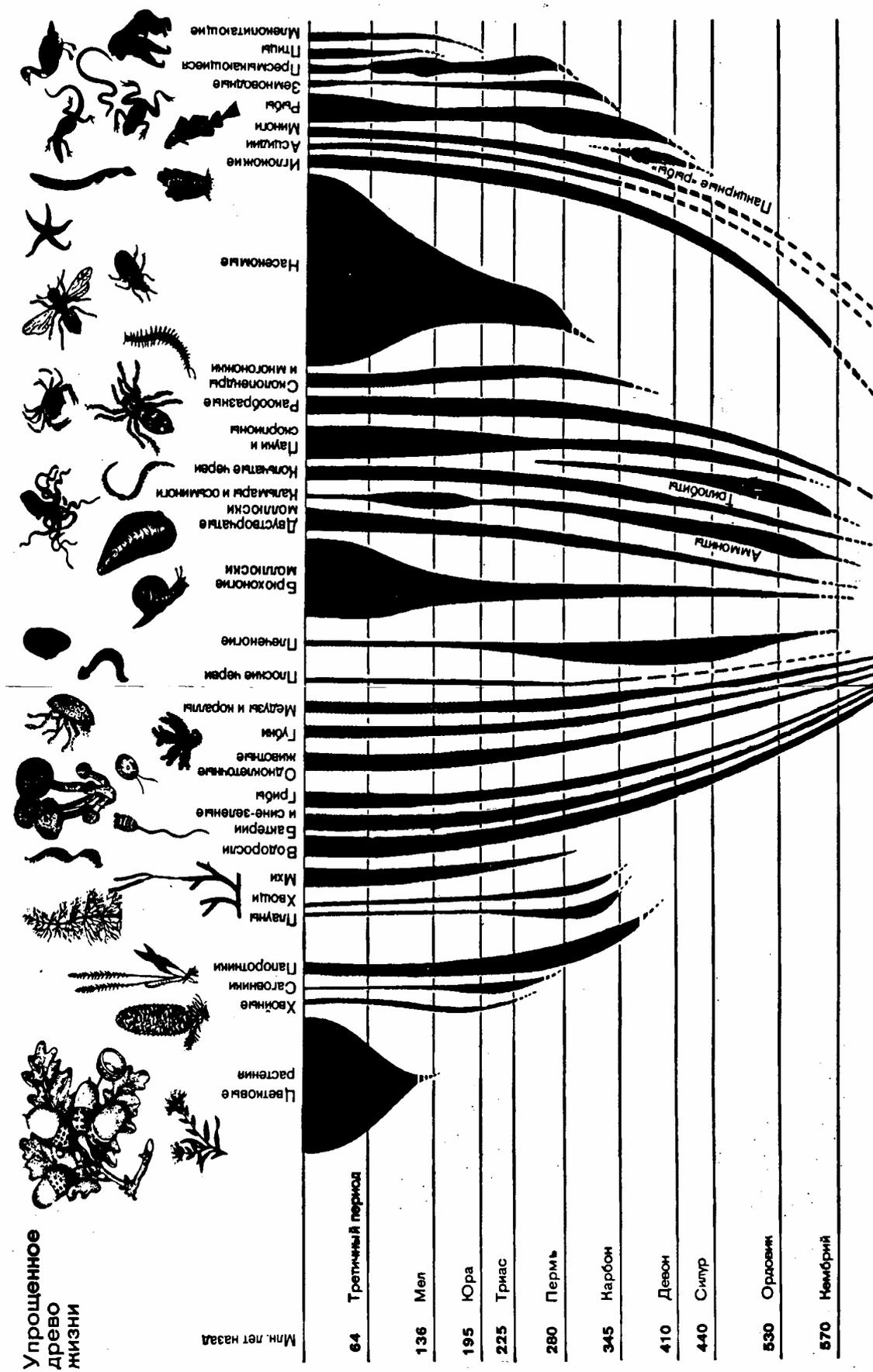


Рис. 12.3. "Древо жизни" из книги Д. Эгтенборо "Жизнь на Земле" 1984. Развитие жизни на рубеже протерозоя и фанерозоя носило характер биологического взрыва

С наступлением фанерозоя ситуация резко изменилась: в атмосфере появился кислород – главный фактор, предопределивший процветание на Земле высших форм жизни. О влиянии накопления кислорода на климат фанерозоя говорилось в разделе 10.5.

12.4. Влияние дрейфа континентов и морских трансгрессий на экологические обстановки фанерозоя

Перестройки биоты происходили и в последующие геологические эпохи, но все они уже носили характер дифференциации и эволюционного развития организмов в рамках сформированных в начале фанерозоя крупных таксонов. При этом помимо главного воздействия на эволюцию жизни в фанерозое – постепенного увеличения парциального давления кислорода заметными факторами давления внешней среды на эволюционные изменения форм жизни стали дрейф континентов, климатические изменения, трансгрессии и регрессии моря. Все эти факторы меняли устоявшиеся экологические ниши биологических сообществ и усиливали их конкурентную борьбу за выживание.

Как известно, на протяжении фанерозоя имели место две крупные общепланетарные трансгрессии. Первая развивалась от ордовика до девона включительно (от 500 до 350 млн лет назад), а ее амплитуда превышала 200–250 м (см. рис. 9.6). Вторая глобальная и ближайшая к нам трансгрессия происходила в меловое время и по амплитуде достигала 350–400 м. Помимо этого консервация воды в материковых ледниках в периоды возникновения покровных оледенений могла приводить к глобальным регрессиям океана с понижениями его уровня на 120–130 м (см. раздел 9.3).

Трансгрессии океана на сушу и обратные им регрессии, связанные с эвстатическими колебаниями уровня океана, должны были существенно влиять на глобальные вариации климата Земли в геологическом прошлом. Из-за того, что теплоемкость воды намного больше теплоемкости континентальных пород и атмосферы, всякое существенное увеличение площади морской поверхности за счет уменьшения площади суши смягчало сезонные и широтные изменения климата. При затоплении водой до 40% и более площади поверхности континентов смягчающее воздействие трансгрессий на глобальные вариации климата в умеренных и высоких широтах должно быть достаточно велико. Особенно если учесть, что расширение эпиконтинентальных морей создавало новые морские коридоры, по которым мог происходить теплообмен между низкими и высокими широтами. В периоды регрессий, по мере отступления моря, возрастает общая континентальность климата Земли, увеличиваются сезонные контрасты температуры, а также происходит похолодание в умеренных и высоких широтах.

На широтную зональность климата существенно влияет также пространственное расположение материков и океанов. Крупные области суши, попадая по мере перемещения ансамбля литосферных плит в полярные регионы, начинают постепенно покрываться сначала горными ледниками, а затем (из-за большого альбедо льда и постепенного охлаждения всей полярной области) и покровным оледенением. Последнее, таким образом, играет роль глобального холодильника. Следовательно, наиболее резкая широтная зональность на Земле наблюдалась, когда при прочих равных условиях в полярных областях располагаются крупные массы суши. Уменьшение площади поверхности суши в полярных областях, например, в результате трансгрессии, и тем более полное отсутствие в этих областях крупных материковых фрагментов обычно приводили к значительному сглаживанию широтной зональности и к глобальному потеплению климата Земли, как это наблюдалось, например, во время существования Пангеи (см. рис. 8.10).

Кроме того, изменения взаимного расположения континентальных массивов изменяли характер циркуляции океанских вод, что также сильно влияло на формирование земного климата. Известно, что современное оледенение в Антарктиде началось только после того, как от нее откололась и отошла к северу Австралия, а также открылся пролив Дрейка к югу от Огненной Земли. После этого вокруг Антарктиды возникло южное циркумконтинентальное течение, полностью “отрезавшее” этот континент от более

теплых противопассатных течений трех омывающих его океанов. Эта система климатической изоляции Антарктиды действует и сегодня.

В свете изложенной геоисторической интерпретации процессов глобальных изменений климата Земли попытаемся рассмотреть природу крупных экологических рубежей фанерозоя, т.е. тех, которые имели место на протяжении последних 550–600 млн лет развития жизни на нашей планете. Так, постепенное увеличение парциального давления кислорода сделало возможным около 400 млн лет назад выход на сушу высокоорганизованной жизни. Это событие представляет собой уникальный феномен, связанный с коренной перестройкой метаболизма организмов и появлением в царстве животных форм, обладающих легкими – органом идеально приспособленным к газообмену в воздушной среде.

Учитывая, что Солнце – спокойная звезда, а другие космические факторы почти не влияют на развитие Земли, можно уверенно утверждать, что ведущую роль в развитии жизни играли чисто земные факторы. Конечно, наша планета – одно из многих космических тел, но возникновение на ней жизни (в известной нам форме) представляет уникальное, специфически земное явление. Главные причины экологической эволюции в фанерозое, как и в предыдущие эпохи, также были обусловлены глобальными тектоническими процессами. Это предположение неплохо иллюстрируется примером развития жизни в океане. Действительно, изменение пространственного расположения, размеров и формы как континентов, так и океанов в фанерозойской истории Земли оказывало существенное воздействие на мощность и структуру океанских течений, а следовательно, и на распределение биологической продуктивности, т.е. на формирование экологических систем, наиболее приспособленных к тем или иным природным условиям.

В качестве примеров зависимости развития жизни от тектоники литосферных плит полезно рассмотреть влияние, которое оказывается на видовое распределение морских организмов расположением материков и океанов, а также климатической зональностью Земли. Известно, что подавляющее большинство (около 90%) всех видов морских животных обитает на континентальных шельфах или мелководьях около подводных возвышенностей и островов на глубинах менее 200 м. Следовательно, можно считать, что в фанерозое главное развитие морской фауны происходило на небольших глубинах. При этом наиболее богата мелководная морская фауна сейчас в тропиках, где она насыщена большим числом высокоспециализированных видов. Разнообразие и количество морской фауны уменьшается по мере увеличения широты, особенно в олиготрофных акваториях океана. Однако в приполярных акваториях в связи с большей концентрацией в их водах растворенного кислорода вновь происходит существенное увеличение биопродуктивности океанов, тогда как наименьшая продуктивность океанов наблюдается в средних субтропических (олиготрофных) широтах. Степень разнообразия современной мелководной морской фауны хорошо коррелируется с изменением устойчивости пищевых запасов, которые зависят от сезонности климата. Кроме этого важнейшего широтного фактора существуют еще и долготные составляющие, которые также определяют общее разнообразие современной морской фауны. В частности, на одинаковой широте большее разнообразие фауны наблюдается там, где существует стабильность пищевых ресурсов. Поэтому в каждом широтном поясе наибольшее разнообразие морской фауны наблюдается вблизи побережий и островных архипелагов, крупных океанов.

Особо следует выделить области апвеллингов, в которых глубинные, богатые фосфором и органическими соединениями воды поднимаются по континентальному склону к поверхности, давая обильную пищу мелководным организмам (см. рис. 11.14). Обычно апвеллинги возникают на восточных берегах океанов в их тропических зонах. В этих районах возникают своеобразные оазисы жизни, пышно расцветающие среди сравнительно пустынных вод прилегающих олиготрофных акваторий. Примерами таких оазисов жизни могут служить Перуанская и Западно-Африканская зоны апвеллинга в Тихом и Атлантическом океанах.

Естественно, что формирующиеся в результате рифтогенеза глубоководные океанские котловины становятся существенным препятствием для распространения мелководной фауны. Вулканические дуги, возникающие над зонами погружения океанической литосферы в мантию, и внутриплитовые цепочки вулканических островов часто служат хорошими путями распространения морской фауны, особенно когда такие цепочки вулканических островов имеют субширотное простираие или находятся, как, например, острова Полинезии и Микронезии, в пределах единого климатического пояса. Другим механизмом расселения мелководной фауны могут быть миграции личиночных форм этих животных. Тем не менее в результате достаточно разделенного современного положения каждого из крупных материков заселяющая их шельфы морская мелководная фауна в настоящее время развивается в 30 провинциях и характеризуется сравнительно небольшим процентом общих для всех этих провинций видов. Оценки показывают, что мелководная морская фауна насчитывает сейчас на порядок больше видов по сравнению с тем, которое наблюдалось бы, если бы на Земле существовала только единая фаунистическая шельфовая провинция, даже при самом высоком видовом разнообразии.

Те же закономерности можно проследить и с расселением некоторых видов глубоководной фауны. Например, в биологических сообществах горячих источников “черных курильщиков” Тихого океана доминируют крупные трубчатые черви – вестиментиферы и двустворчатые моллюски – калиптогены, тогда как в Атлантическом океане такие же гидротермальные источники полностью оккупированы мелкими креветками, приспособившимися к питанию серобактериями.

Используя эти закономерности расселения фауны с учетом данных о дрейфе континентов, сведений об эвстатических изменениях уровня Мирового океана, а также о климатических последствиях этих явлений, можно попытаться объяснить характер изменения числа таксонов мелководной фауны в фанерозое, например массовую гибель многих групп животных на границе палеозоя и мезозоя. Действительно, раздельное положение в раннем палеозое большинства континентальных массивов и преимущественное их расположение в тропических и умеренных широтах (см. рис. 8.9), а также наличие шельфовых областей у каждого из них привели к значительному возрастанию в ордовике числа семейств мелководной фауны. Такое возросшее число семейств сохранялось в процессе эволюции морской фауны на протяжении большей части палеозоя. На границе перми и триаса, когда произошло объединение почти всех континентальных фрагментов в единый суперконтинент – Пангею (см. рис. 8.10), климат Земли потеплел, а число биологических провинций и экологических ниш на шельфе Пангеи существенно сократилось. Кроме того, регрессия пермо-триасового времени (см. рис. 9.6) привела к резкому сокращению площадей мелководных морей. В таких условиях на границе перми и триаса выживали лишь те представители мелководной фауны, которые могли находить пищу в придонных слоях. Иными словами, фаунистические семейства, выжившие на рубеже палеозоя и мезозоя, должны были быть экологически похожи на те, которые выживают сейчас в неустойчивых условиях окружающей среды, тогда как популяции, развивавшиеся в палеозое в стабильных условиях, подобных современным тропическим, после образования Пангеи оказались менее приспособленными и были обречены на вымирание. Поэтому можно предполагать, что быстрое вымирание многих видов морской фауны на рубеже палеозоя и мезозоя было обусловлено сокращением числа экологических ниш, окружавших образовавшийся тогда суперконтинент и снижением потенциальных возможностей биопродуктивности, окружавших этот единый материк шельфовых морей.

В противоположность этому начавшееся в раннем мезозое разделение материков, сопровождавшееся трансгрессией морей на сушу, и общее значительное потепление климата Земли привели к постепенному увеличению числа обособившихся шельфовых морских бассейнов (см. рис. 8.11). Результатом стало увеличение разнообразия животного мира, которое существенно возросло в кайнозое по мере обособления шельфовых

провинций различных материков друг от друга и особенно благодаря возникновению более резкой контрастности климатических зон Земли.

Разумеется, такой общий подход к проблеме эволюции жизни требует существенного развития и детализации. Так, меловая трансгрессия привела к расцвету карбонатпотребляющей фауны и микрофлоры на шельфах и в эпиконтинентальных морях, особенно коколитофоридной микрофлоры, сформировавшей уникальные толщи писчего мела. Однако эта же трансгрессия вызвала и кризисные явления в жизни биоценозов коралловых атоллов открытого океана. Складывается впечатление, что в середине мелового периода существовал и действовал мощнейший механизм, приводивший, с одной стороны, к резкому ослаблению океанической седиментации, а с другой – к усиленному переносу карбоната кальция из вод открытого океана в мелководные моря затопленных участков бывшей суши.

В меловую эпоху расположение континентов на поверхности Земли было совершенно иным, чем сейчас (см. рис. 8.11), и большая часть мелководных эпиконтинентальных морей тогда располагалась в аридных зонах с резким преобладанием испарения над осадками. Поэтому такие моря служили естественными насосами, выкачивающими воду из океанов (рис. 12.4).

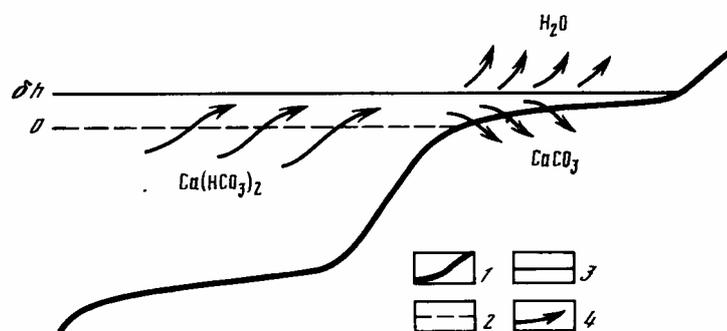


Рис. 12.4. Влияние трансгрессии моря на перераспределение областей карбонатакопления: 1 – гипсометрическая кривая; 2 – современный уровень океана; 3 – уровень океана во время меловой трансгрессии моря на континенты; 4 – пути миграции карбонатного вещества и воды

Поступающая в эпиконтинентальные моря вода частично испарялась, а концентрации растворенных в ней солей, карбоната кальция и фосфора при этом заметно повышались. Поскольку эпиконтинентальные моря того времени в основном были открытыми, повышение концентрации солей, по-видимому, не было большим. Однако хороший прогрев и аэрация широких, но мелководных морских бассейнов при повышенной концентрации в них CaCO_3 и соединений фосфора приводило к интенсивному развитию в них жизни, особенно фитопланктона (кокколитофорид) и фораминифер, а на мелководьях – кораллов, моллюсков и других скелетных животных, сформировавших в середине мелового периода мощные толщи рудисто-коралловых известняков.

Кроме того, окраинные моря обычно являются естественными бассейнами, в которых развивается лавинная седиментация и происходит разгрузка речного стока (Лисицын, 1984). Поэтому и сносимый реками с континентов карбонатный материал в то время в большей части осаждался именно в таких морях, почти не достигая при этом вод открытого океана. В результате воды Мирового океана в середине мела оказались существенно обедненными карбонатом кальция и, вероятно, соединениями фосфора.

Резкое сокращение поступления карбоната кальция и фосфора к биогермным постройкам атоллов в открытом океане, произошедшее в апт-сеноманское время, привело к угнетению и деградации рифовых сообществ, строивших свои известковые скелеты и каркасы из карбоната кальция. Кроме того, в условиях резкого карбонатного голода кораллы, рудисты и другие скелетные организмы уже не могли создавать прочные

известковые постройки, способные противостоять абразионной деятельности океанских волн, особенно в штормовую погоду. В такой ситуации рифовые постройки на океанических островах – атоллах и рудистовых банках апт-сеноманского возраста – уже не успевали надстраиваться и компенсировать своим ростом плавное погружение их вулканических оснований под уровень океана (по закону (9.6)). С какого-то момента размыв бывших рифов окончательно погубил обитавшую на них мелководную фауну, превращая бывшие коралловые атоллы и рудистовые банки в плосковершинные подводные горы – гайоты (рис. 12.5), названные Г. Хессом (1946) в память французского географа XIX в. А. Гийо (Guyot).

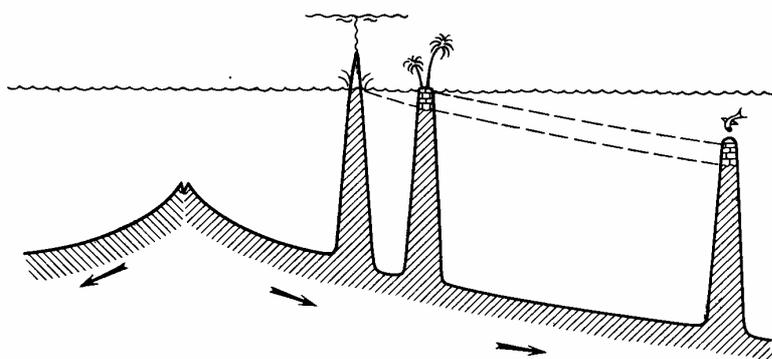


Рис. 12.5. Общая схема образования гайотов

В апт-сеноманское время таким путем только в Тихом океане погибло около 300 процветавших прежде атоллов, превратившихся затем в плосковершинные подводные горы, вершины которых сейчас расположены на глубинах около 1500 м под уровнем океана. Само же происхождение вулканических гор – цоколей атоллов было связано с мембранной тектоникой и деформациями литосферных плит при их движении по эллипсоиду вращения Земли (механизм этого процесса был рассмотрен в разделе 6.6).

После окончания эпох массового отложения докембрийских железорудных формаций, искажавших изотопно-кислородный состав океанических вод (см. раздел 10.5), в фанерозое их состав должен был оставаться постоянным с $\delta^{18}\text{O} = \text{const}$, тем более, что масса Мирового океана в фанерозое существенно возросла. Поэтому в фанерозое становятся более достоверными и устойчивыми определения палеотемператур океанических вод по изотопно-кислородным сдвигам в карбонатных раковинках планктонных и бентосных фораминифер. Такие определения неоднократно проводились в разных акваториях Мирового океана, но всегда приводили к согласованным результатам. В монографии Т. Шопфа “Палеоокеанология” (1982) приводятся обобщающие кривые, характеризующие изменения температуры поверхностных и придонных вод в тропической зоне океанов за последние 800 млн лет (рис. 12.6), из которых четко видно, что температуры поверхностных вод в этой зоне океанов менялись мало, постоянно находясь около 30 °С. Температура же придонных вод за это время существенно менялась от +2 °С в ледниковые эпохи до +15 °С в теплые периоды межледниковья. Но известно, что в ледниковые эпохи, к которым относится и настоящее время, главным механизмом перемешивания вод в океанах является опускание в океанические котловины холодных (а потому и тяжелых), но насыщенных кислородом вод из приполярных районов Земли. Заполняя глубоководные котловины океанов, они постепенно вытесняют глубинные воды к поверхности, где те вновь насыщаются кислородом и разносятся далее течениями по всем акваториям океанов. Таким путем уже через несколько тысяч лет все воды океанов оказываются полностью перемешанными.

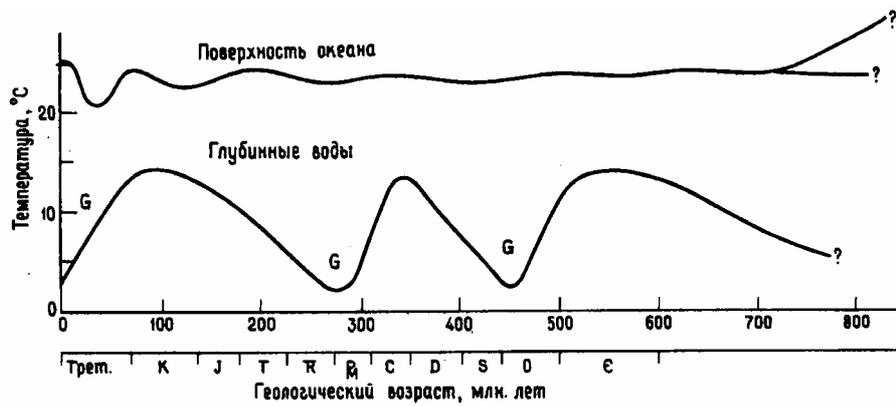


Рис. 12.6. Изменения температуры поверхностных и придонных вод в тропических широтах Мирового океана, по Т. Шопфу (1982). Индексом G отмечены периоды оледенений

Благодаря происходящему в ледниковые периоды постоянному перемешиванию водных масс в океанах придонные воды в это время всегда оказываются насыщенными кислородом, а это приводит к возможности существования на дне океанов донной глубоководной фауны. Иная ситуация складывается в теплые эпохи на Земле, когда полностью отсутствуют оледенения. В это время почти полностью прекращается перемешивание океанических вод и в глубоководных котловинах накапливаются застойные и лишенные кислорода, но достаточно прогретые глубинные воды. Часто в таких условиях возникает стагнация вод и их сероводородное заражение, сопровождаемое накоплением сапропелевых илов. Естественно, в такие периоды погибает вся глубоководная и бентосная фауна, существовавшая на дне океанов в прошлую ледниковую эпоху. При наступлении нового ледникового периода заселение бентали и формирование бентосных сообществ фактически происходило заново за счет переселения на глубину животных из пелагиальных зон океанов.

В частности, по данным глубоководного бурения сапропелевые илы встречаются в меловых осадках Тихого океана, откуда следует вывод, что и все бентосные сообщества животных этого океана оказываются очень молодыми – не древнее среднего кайнозоя (Кузнецов, 1994), вероятнее всего не древнее 55 млн лет (Несис, 2001).

Существенное влияние дрейф континентов оказал и на сухопутную фауну. Так, хорошо известно, что мезозой вместе с позднепермским временем палеозоя был эрой рептилий, тогда как кайнозой – эрой млекопитающих. За 200 млн лет развития в пермо-мезозойское время возникло только 20 отрядов рептилий, тогда как за кайнозой (интервал времени втрое короче первого) возникло около 30 отрядов млекопитающих. Это поразительное различие получает объяснение после сравнения условий развития рептилий и млекопитающих. Заметим, что начальный период бурного развития наземных рептилий совпадает с образованием из двух суперконтинентов, Лавразии и Гондваны, единой Пангеи (см. рис. 8.10) с периодом регрессии океана и со сравнительно мягким глобальным климатом, который установился в конце перми (после смещения нынешней Антарктиды из южной полярной области в умеренные широты). На протяжении триаса и юры, когда начался распад Пангеи, между ее фрагментами еще существовали более или менее устойчивые экологические связи. Следовательно, в течение длительного времени развития рептилий на суше или существовала единая экологическая провинция, или было очень небольшое число полуизолированных провинций. Ясно, что в таких условиях не могло возникнуть большое разнообразие пресмыкающихся. Только в меловое время, когда началось обособление нескольких действительно достаточно изолированных друг от друга материковых фрагментов, в этот последний период расцвета рептилий образовалась примерно половина из общего количества отрядов класса пресмыкающихся.

В раннем мелу, когда еще, вероятно, оставались связи между “разбегающимися” осколками Пангеи, произошло расселение примитивных млекопитающих. В позднем

мелу–раннем кайнозое (т.е. во время начала расцвета млекопитающих) благодаря значительному удалению друг от друга отдельных континентов (см. рис. 8.11) и еще продолжавшейся морской трансгрессии (см. рис. 9.6) сформировалось несколько крупных существенно или полностью изолированных друг от друга материковых экологических провинций. В частности, в начале кайнозоя, как теперь известно из анализа аномального магнитного поля Полярной Атлантики, еще сохранялись сухопутные связи между Америкой и Европой (до эоцена). Но Евразию в позднем мелу и в раннем кайнозое разделяло крупное внутреннее море, простиравшееся через Западную Сибирь от Тетиса до Ледовитого океана. При этом между Аляской и Чукоткой, по крайней мере периодически, возникали сухопутные связи через нынешний Берингов пролив. Таким образом, на протяжении позднего мела и первой половины кайнозоя в пределах Лавразийских материков образовались три не полностью изолированных друг от друга экологические провинции, в которых возникло много отрядов млекопитающих.

Экологическое разделение провинций в пределах Гондванских материков началось, вероятно, несколько раньше, чем Лавразийских. В позднем мелу Африка была уже достаточно удалена от остальных материков Гондванской группы (см. рис. 8.11); в то же время большая часть этого континента была затоплена мелководными морями, которые разделяли ее на две или три сухопутные области. Отделившаяся от Гондваны еще в раннем мелу но ставшая достаточно самостоятельной экологической провинцией лишь в позднем мелу, Южная Америка была почти полностью разделена мелководным морем в бассейне нынешней Амазонки на две сухопутные области. Кроме того, в позднемеловое время существовали еще две изолированные сухопутные провинции Индийская и Австрало-Антарктическая; последняя в начале кайнозоя (около 40 млн лет назад) разделилась на две самостоятельные области.

Итак, восемь–десять существенно изолированных друг от друга сухопутных экологических провинций, развивающихся в раннем кайнозое, – главное условие родового разнообразия класса млекопитающих. Отметим, что соединение в позднем кайнозое нескольких материковых фрагментов и сокращение числа экологических провинций до четырех – Австралийскую, Центрально- и Южно-Американскую, Эфиопскую, или Африканскую (южнее Сахары), самую обширную, включающую Евразию с Индостаном, Северную Африку и Северную Америку, – привели к вымиранию 13 отрядов сухопутных млекопитающих. При этом выжили те отряды, которые в первой половине кайнозоя развивались в не полностью изолированных экологических провинциях. Млекопитающие, развивавшиеся до соединения различных материков в изолированных условиях, оказывались, как правило, менее приспособленными и погибали.

Более общий вывод, который на основании анализа позднемезозойской и кайнозойской эволюции дна Мирового океана пока можно только наметить: все главные рубежи геологической истории (и как следствие разделение геохронологической шкалы на эры, периоды и эпохи) в значительной степени обусловлены такими событиями, как столкновения и расколы материков в процессе глобального перемещения ансамбля литосферных плит.

Действительно, как показывают реконструкции, составленные А. Смитом и Дж. Брайденом (1977), часть из которых воспроизведена на рисунках 8.10–8.12, большинство рубежей смены биологических сообществ, по которым проводилось деление фанерозоя на отдельные периоды, совпадает с основными этапами перестройки тектонического плана Земли. Так, в конце палеозоя все материки были собраны в единый суперконтинент Пангею (быть может, лишь за исключением Китайской платформы), а начало мезозоя – это начало раскола Пангеи. В частности, в триасе начался, но так и не состоялся раскол Европы и Азии в районе нынешней Западно-Сибирской низменности, а также начался откол Северной Америки от Африки и Европы, который привел в начале юры к образованию молодой океанической впадины Северной Атлантики. В начале мела откололась Африка от Южной Америки и Антарктиды, которые также разделялись между

собой. Начало мелового периода – откол Индостана от Антарктиды и Австралии. В конце мела–начале кайнозоя откальваются современное Новозеландское плато и подводный хребет Лорд-Хау от объединенного материка Антарктиды и Австралии, эти материки раскалываются, и Австралия удаляется в сторону экватора. В тот же период (на рубеже мела и кайнозоя) в Северном полушарии отделяются Северная Америка, Гренландия и Европа, в результате, в кайнозой образуется Полярная Атлантика. Кроме того, в самом начале кайнозоя Аравийская плита откололась от Африканской и началось образование Красного моря и Аденского залива. В середине кайнозоя – начало столкновения Индостанской плиты с Азией и формирование крупнейшего в настоящее время горного пояса. В миоцене произошло окончательное закрытие палеоокеана Тетис и возникновение складчатых сооружений в европейской части Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В позднем миоцене поднимаются горы Кавказа, в это же время формируются горы Центральной Азии и Гималаев. Этот процесс формирования гигантского Альпийско-Гималайского складчатого пояса, отделивший Северную Евразию от ее южных регионов, продолжается и сейчас.

Примеры показывают, что на континентах эволюция растительных и животных форм жизни, по-видимому, также во многом определялась дрейфом континентов и сменой климатических обстановок на Земле. Особенно это должно было проявляться при объединениях прежде обособленных материков или, наоборот, при расколах крупных континентов и обособлениях их фрагментов. Чередования эпох консолидации и дробления континентов с образованием единых и межконтинентальных океанов, безусловно, сопровождалось возникновением новых и закрытием старых экологических ниш, т.е. радикальными изменениями экологических условий существования жизни на Земле. Поэтому такие перестройки, вероятно, могли быть одной из главных причин как видообразования и вымирания отдельных форм жизни, так и их консервации. Ярким примером тому могут служить эндемичные формы жизни в Австралии и Южной Америке.

Разумеется, что все эти события влияли на палеоклимат и всю эволюцию экологической системы нашей планеты в геологическом прошлом, что и нашло отражение при составлении геохронологической шкалы и ее делении на эры, периоды и, возможно, эпохи. Естественно, что при геоисторическом анализе проблемы эволюции флоры в геологическом прошлом также необходимо использовать мобилистский подход и учитывать экологическое равновесие в каждой из областей, которые разъединялись и объединялись в процессе дрейфа континентов. Значительного успеха на этом пути в нашей стране достиг С.В. Мейн (1971, 1981), в частности подробно рассмотревший с позиций мобилизма, историю развития флоры Сибирской платформы.

Повлияли колебания глобального климата в четвертичное время с периодическими сменами ледниковых и межледниковых периодов, и на развитие человечества, определили моменты миграции народов и время формирования расового состава людей (Янковский, Боринская, 2001). Заселение Америки через Берингов пролив произошло вероятнее всего по сухому пути во время понижения уровня океана, вызванного развитием последнего вюрмского оледенения, продолжавшегося приблизительно от 60 до 12 тыс. лет назад. Максимальных размеров это оледенение достигло около 20 тыс. лет тому назад (Имбри, Имбри, 1988), но приблизительно в это же время (20–12 тыс. лет назад), как предполагается, и происходило заселение Нового Света людьми.

Таким образом, вся биосфера Земли на протяжении свыше 3,5 млрд лет развивалась как единая целая система, но в тесной взаимосвязи с геологическим развитием нашей планеты. Поэтому привести к успеху может только комплексное изучение биосфер прошлого на основании анализа их взаимосвязей с геологическими обстановками древних эпох, с учетом существовавших тектоно-геохимических рубежей в развитии Земли, дрейфа материков, возникновения новых и закрытия старых океанов, эволюции климатов Земли и т.д.

Помимо прямого влияния геологических процессов на развитие земной жизни, безусловно, существует и обратная связь – влияние жизни на протекание тех или иных геологических процессов. Большая роль органической жизни в седиментогенезе карбонатов, фосфоритов, угленосных формаций, нефтегазоносных отложений и пелагических осадков хорошо известна. По-видимому, ее роль значительна и в процессах выветривания земных пород, а следовательно, и в процессах круговорота корового вещества. Кроме того, в фанерозое жизни принадлежала и ведущая роль в поддержании равновесного состава земной атмосферы, являющегося определяющим фактором климатообразования на Земле.

12.5. Грядущее развитие и гибель биосферы

Начавшееся в кайнозое похолодание климата, вызванное поглощением атмосферного азота почвенными бактериями, продолжится и далее. Поэтому существенных потеплений климата в будущем 100–200 млн лет ожидать трудно. Современное потепление климата, о котором много говорится в последнее время, началось еще в XVII в. (т.е. задолго до индустриальной революции), вероятнее всего оно является временным и связано с флуктуациями магнитной активности Солнца (см. рис. 10.11). Об этом, в частности, свидетельствуют измерения палеотемператур за последние 3000 лет по остаткам планктонных фораминифер Саргассова моря (см. рис. 10.12), по которым четко видно, что современное локальное повышение средних температур развивается на фоне общего похолодания климата. Об этом же говорят и геологические данные. Действительно, приблизительно 100 млн лет назад на Земле полностью отсутствовали покровные ледники, а средние температуры достигали почти +17 °С, тогда как к современному моменту они снизились до +15 °С. В результате такого вроде бы незначительного похолодания произошло наступление новой ледниковой эпохи, и возникновение в середине кайнозоя покровного оледенения Антарктиды, а в четвертичное время – периодических оледенений на континентах Северной Америки, Европы и Азии.

Если наши предположения о постепенном изъятии азота из атмосферы Земли и его захоронении в земной коре справедливы, а принятое нами содержание органического азота в осадках отвечает действительности (см. раздел 10.1.1), то, несмотря даже на постепенное повышение солнечной активности, медленное похолодание климата продолжится и в будущем, до достижения нового равновесного состояния прохладного климата. Однако этот новый климатический уровень, определяемый метаболизмом азотпоглощающих микроорганизмов, может оказаться не очень благоприятным для процветания на Земле высших форм жизни. Отсюда следует, что новый ледниковый период, когда он наступит в северном полушарии, окажется наиболее суровым.

По нашим оценкам (см. рис. 10.16), через 200 млн лет средние температуры по Земле опустятся несколько ниже +12 °С, одновременно с этим и уровень Мирового океана понизится приблизительно на 200 м (см. рис. 9.5), после чего обнажатся все современные шельфы, хотя и в этой ситуации на низких и средних широтах условия для развития высокоорганизованной жизни останутся вполне приемлемыми. Только приблизительно через 400 млн лет средние температуры на земной поверхности опустятся до температуры около +10 °С, а уровень океана по сравнению с его современным положением в это время опустится более чем на 0,5 км (см. рис. 9.5). В этом случае все северные и южные материки даже на умеренных широтах окажутся скованными покровными ледниками, покроются льдом и возвышенные участки континентов на экваторе.

Но похолодание будет продолжаться не вечно. В промежутке около 200–300 млн лет должно будет наступить равновесие между снижением температуры за счет бактериального удаления азота из атмосферы и ее повышением благодаря увеличению светимости Солнца. Однако и это равновесное состояние приблизительно через 600 млн лет в будущем должно будет резко нарушиться дегазацией абиогенного кислорода, освобождающегося при формировании в мантии “ядерного” вещества по реакции (4.6).

После этого момента в мантии начнет генерироваться свободный кислород со скоростью около $2,1 \cdot 10^{16}$ г/год, или 21 млрд т/год. Если бы весь этот кислород поступал в атмосферу, то его парциальное давление повышалось бы со скоростью, приблизительно равной 4 атм за каждый миллион лет. На самом деле скорость дегазации кислорода будет значительно меньшей, но все же она может достигать скорости порядка 0,02 атм/млн лет. Это означает, что через 200 млн лет после начала дегазации кислорода из мантии парциальное давление этого газа достигнет почти 4 атм, тогда как средняя температура Земли за счет парникового эффекта поднимется почти до 76 °С. Еще через 200 млн лет (через миллиард лет в будущем) давление кислорода превысит 14 атм, а приземные температуры поднимутся до 110 °С.

При таких условиях вся наземная жизнь уже вскоре после начала дегазации эндогенного кислорода в буквальном смысле слова сгорит в такой атмосфере. Лишь в океанах из-за малой растворимости кислорода в воде еще какое-то время смогут существовать высшие формы жизни, пока и они не “сварятся” в его горячих водах. Но после вскипания океанов приблизительно через 1,5 млрд лет и возникновения необратимого парникового эффекта с температурами около 550 °С не смогут выжить даже самые примитивные термофильные прокариоты (см. раздел 10.6).

Из приведенного анализа благоприятных для жизни геодинамических условий на Земле видно, что они не бесконечны. Вероятнее всего общая продолжительность существования жизни приблизительно равна 5 млрд лет (от 4 млрд лет в прошлом до 1 млрд лет в будущем). Для развития высокоорганизованной жизни природа отвела еще меньше времени – в океанах максимум 1,4 млрд лет (от 600 млн лет в прошлом до 800 млн лет в будущем), а на суше – не более 1 млрд лет (от –400 до +600 млн лет).

Нашему поколению можно не волноваться за свое будущее (если, конечно, не произойдет какого-нибудь ядерного катаклизма), но трезво оценивать перспективу развития органического мира на Земле, по нашему мнению, не только интересно, но и важно в мировоззренческом плане. Поэтому мы и постарались не только дать здесь ретроспективное освещение развития жизни на нашей планете в прошлом, но и показать возможное, хоть и печальное, направление ее дальнейшего развития. А пока мы должны только радоваться, что живем на нашей прекрасной и уникальной планете.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой книге мы постарались показать, что адекватное описание геологического развития Земли можно выполнить, пользуясь сравнительно простой физической (энергетической) моделью глобальных процессов и основываясь только на двух исходных предположениях. Во-первых, предполагается однородный состав первичной Земли, образовавшейся путем гомогенной аккреции. Во-вторых, принимается, что состав земной мантии отвечает океаническому перцолиту, состав внешнего земного ядра – эвтектическому сплаву железа с его окисью, а внутреннего – сплаву железа с никелем. Для доказательства этих положений привлекаются как геологические, геохимические и экспериментальные данные, так и теоретические расчеты. В основу модели положен физический принцип, согласно которому наибольший вклад в развитие нашей планеты вносили те энергетические процессы, которые в максимальной степени снижали потенциальную энергию планетарной системы, состоящей из Земли и ее массивного спутника – Луны. В качестве краевых условий задачи принималось их современное строение и состав, а также вся геологическая летопись развития Земли и Луны.

Первое предположение определяет начальное условие развития Земли от однородной планеты к расслоенной. Второе предположение позволяет определить химический состав первичной Земли и, следовательно, оценить исходный запас внутренней (эндогенной) энергии в Земле. Термодинамический подход к решению задачи определяет и ранжирует главные энергетические источники развития Земли, а также объясняет необратимость процесса ее эволюции.

В настоящее время влияние Луны на развитие тектонических процессов Земли ничтожно мало и по энергии не превышает 1%. Но на ранних стадиях существования планет, когда Луна вращалась вблизи от Земли, это влияние было огромно и доминировало над другими источниками внутренней энергии. Именно поэтому адекватное рассмотрение глобальной эволюции Земли невозможно проводить без учета истории ее взаимодействия с Луной.

Луна играла определяющую роль на стадии формирования Земли и на самых ранних этапах ее существования. Вероятнее всего Луна образовалась благодаря разрушению на пределе Роша некой более массивной планеты (с массой около 3–4 лунных масс), названной нами Протолуной. Эта планета сформировалась скорее всего вблизи Земли или, что вероятнее, была захвачена растущей Землей с близкой орбиты (вероятность захвата **растущей** планетой спутников с соседних орбит отлична от нуля). Благодаря приливным взаимодействиям планет расстояние между ними вначале должно было стремительно уменьшаться, что привело к разогреву и перегреву Протолуны. В результате она расплавилась и прошла практически полную гравитационную дифференциацию, а Земля раскрутилась в прямом направлении. При этом Земля тоже несколько разогрелась, но из-за существенно большей массы этот дополнительный прогрев не был значительным. После вхождения Протолуны в сферу Роша Земли массивный спутник стал разрушаться. На земную поверхность около 4,6 млрд лет назад выпала большая часть вещества Протолуны, в том числе и расплавленное железо ее ядра. Луна же сформировалась из обедненного железом силикатного вещества внешнего приливного горба разрушенной протопланеты. Во время этих катастрофических событий Земля раскрутилась до предельной угловой скорости вращения спутника на пределе Роша (один оборот за 6 часов), после чего Луна стала стремительно удаляться от Земли (это и спасло ее от полного разрушения), а собственное вращение Земли начало постепенно замедляться. В самом начале катархейской (криптотектонической) эпохи земную поверхность буквально сотрясали интенсивные экзогенные землетрясения, вызываемые лунными приливами в “твердой” Земле. Амплитуда этих приливов вначале достигала 1 км, но затем быстро снизилась до десятков и единиц метров (в настоящее время приливы

“твердой” Земли достигают приблизительно 30 см). Учет приливной энергии, “накачанной” в Землю ее гравитационным взаимодействием с Луной и родительской (протолунной) планетой, показывает, что тектоническое развитие Земли было ускорено этим влиянием по крайней мере на 2,5–3 млрд лет.

Исходный теплозапас Земли определялся по условию, согласно которому тектономагматическая активность нашей планеты впервые проявилась только через 600 млн лет после образования, о чем свидетельствуют возрасты наидревнейших пород земной коры. Этим, в частности, объясняется полный “провал памяти” в геологической летописи Земли в интервале возрастов от 4,6–4,0 млрд лет. На этой догеологической (катархейской) стадии Земля была относительно холодной и тектонически пассивной планетой и еще только разогревалась под влиянием мощных приливных взаимодействий с Луной и благодаря распаду радиоактивных элементов.

Как только температура верхней мантии Земли около 4 млрд лет назад поднялась до уровня плавления силикатов и началась ее дегазация, приливное взаимодействие Земли с Луной опять резко возросло. Это, в свою очередь, привело к столь же резкому ускорению отодвигания Луны от Земли. В результате Луна начала “выметать” из околоземного пространства еще сохранявшиеся тогда более мелкие спутники и микролуны. Выпадая на поверхность молодой Луны (но не на Землю!), эти спутники пробивали ее анортозитовую кору и открывали доступ на лунную поверхность подкоровым базальтовым расплавам, образовавшим так называемые “лунные моря”. Благодаря этому лунный базальтовый магматизм точно маркирует начало тектонической активности Земли. Кроме того, усиление приливного взаимодействия Земли с Луной привело к дополнительной “накачке” приливной энергии в образовавшуюся астеносферу, ускоряя тем самым разогрев и расплавление верхней мантии в экваториальной зоне Земли.

В первичном земном веществе содержалось около 13–14% металлического железа и до 24% его двухвалентной окиси. Поэтому расплавление верхней мантии Земли в раннем архее возбудило в этой геосфере процесс плотностной дифференциации земного вещества с сепарацией жидких расплавов металлического железа. Первоначально такая дифференциация возникла только в экваториальном поясе Земли, где приливные деформации достигали максимума. В дальнейшем дифференциация происходила по механизму зонной плавки и распространялась сверху вниз, постепенно расширяясь от экваториальной зоны в сторону умеренных и высоких широт. Этот процесс питался энергией гравитационной дифференциации земного вещества. Выделяемая энергия при этом расходовалась как на поддержание теплового режима самого процесса дифференциации, так и на разогрев нижележащего сравнительно холодного вещества глубинных недр молодой Земли. Процесс зонной дифференциации железа и его окислов в архее привел к существенному перегреву верхней мантии и к массовым излияниям тогда высокотемпературных коматиитовых лав.

Зонная дифференциация Земли в архее создала ситуацию резкой гравитационной неустойчивости земных недр, поскольку под слоем тяжелых расплавов железа и его окислов в первичной “сердцевине” Земли тогда располагалось менее плотное (еще не прошедшее дифференциации) первозданное земное вещество. В конце концов возникшая гравитационная неустойчивость разрешилась катастрофическим процессом сравнительно быстрого опускания железных и окисно-железных расплавов к центру планеты. Мы полагаем, что именно таким путем в самом конце архея, около 2,6 млрд лет назад, и произошло образование плотного земного ядра. Процесс этот сопровождался генерацией в мантии интенсивных конвективных течений, сгруппировавших все образовавшиеся до этого континентальные массивы в единый суперконтинент – Моногею. Тогда же впервые должно было возникнуть и дипольное геомагнитное поле современного типа.

После образования на рубеже архея и протерозоя земного ядра, в котором тогда концентрировалось до 63% его современной массы, дальнейший рост ядра происходил по более спокойному сценарию механизма бародиффузионной дифференциации мантийного вещества. С этого момента тектоническое развитие Земли пошло по законам тектоники литосферных плит.

Тектоническая активность Земли количественно измеряется величиной суммарного теплового потока, поступающего из ее глубинных недр. Используя этот критерий, по описанным механизмам дифференциации земного вещества определяется тектоническая активность Земли и показывается, что своего максимума она достигала в позднем архее. В протерозое и особенно в фанерозое активность Земли стала существенно меньшей. Будет она уменьшаться и в дальнейшем. Численное моделирование конвективных процессов в мантии показывает, что на фоне отмеченных эволюционных изменений тектонической активности Земли наблюдались отдельные ее всплески, связанные с перестройками конвективных структур в мантии. Максимальный пик тектонической активности Земли наблюдался в конце архея, около 2,7 млрд лет назад в момент выделения земного ядра. Глубинный тепловой поток тогда превышал его современный уровень приблизительно в 14 раз, а средняя скорость движения литосферных плит достигала почти 4 м/год.

Наибольшие всплески тектонической активности Земли связаны с возникновением в мантии одноячеистых конвективных структур, во время функционирования которых все разрозненные прежде континенты собирались вместе, образуя единые континентальные массивы – суперконтиненты. Одноячеистые конвективные структуры в земной мантии формировались только четыре раза: около 2,6; 1,84; 1,04 и 0,23 млрд лет назад. Соответственно за геологическую историю Земли четыре раза возникали и единые суперконтиненты: Моногея, Мегагея, Мезогея и Пангея, возможные реконструкции которых построены по геологическим и палеоклиматическим данным. В далеком будущем, приблизительно через 1,6 – 1,8 млрд лет, возможно формирование последнего суперконтинента – Гипергеи. Однако примерно в это же время прогнозируется и начало тектонического умирания Земли.

Таким образом, на геологическом этапе развития Земли (позже 4,0 млрд лет назад) главным и планетарным энергетическим процессом становится процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества. Этот процесс около 2,6 млрд лет назад привел к выделению в центре планеты плотного окисно-железного ядра. Этот же процесс генерирует в остаточной силикатной оболочке – в земной мантии – конвективные течения, являющиеся непосредственной причиной тектонической активности Земли и дрейфа континентов. За время геологической жизни Земли, т.е. приблизительно за последние 4 млрд лет, в ее недрах выделилось около $16,84 \cdot 10^{37}$ эрг гравитационной энергии, из которой $12,64 \cdot 10^{37}$ эрг перешло в тепло, а $4,2 \cdot 10^{37}$ эрг добавилось к энергии упругого сжатия планеты. За все время жизни Земли в ее недрах выделилось приблизительно $3,11 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной и $3,08 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии, из которой в мантии выделилось около $2,24 \cdot 10^{37}$ эрг. При этом заметная часть радиогенной энергии (около $1,3 \cdot 10^{37}$ эрг) выделилась в земной коре и поэтому не участвовала в энергетическом балансе тектонической активности Земли. Следовательно, к настоящему времени в земных недрах выделилось около $18 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии. Таким образом, тектоническое развитие Земли на 70,2% питалось энергией гравитационной дифференциации земного вещества, на 17,3 – энергией распада радиоактивных элементов и только на 12,5% – энергией приливного торможения Земли. В настоящее время 89% эндогенной энергии Земли генерируется процессом плотностной дифференциации мантийного вещества и продолжающимся ростом земного ядра, 10% добавляется радиогенной энергией, а на диссипацию энергии приливных деформаций в “твердой” Земле приходится всего около 1%.

За время жизни Земли ее тепловой запас увеличился с $7,12 \cdot 10^{37}$ эрг при образовании до $16,74 \cdot 10^{37}$ эрг в конце архея, но затем несколько снизился до $15,9 \cdot 10^{37}$ эрг в настоящее время. Это значит, что в катархее и архее Земля существенно разогревалась, а начиная с протерозоя и в настоящее время она понемногу остывает. Тектоническая активность Земли, измеряемая ее глубинным (мантийным) тепловым потоком, достигала своего максимума в конце архея около 2,7 млрд лет назад и приблизительно равнялась $48,33 \cdot 10^{20}$ эрг/с, в раннем протерозое, около 2,5 млрд лет назад, она резко снизилась до $10,33 \cdot 10^{20}$ эрг/с, а к настоящему времени еще уменьшилась до $3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с. В далеком будущем, приблизительно через 1,6 млрд лет, ожидается прекращение активной тектонической деятельности Земли (определяемой процессами тектоники литосферных плит) и начало ее тектонического умирания.

Описанная здесь физическая модель глобальной эволюции Земли, основанная на анализе ее энергетического баланса, позволила количественно оценить скорость дегазации земных недр и на этой основе построить модель эволюции состава и давления земной атмосферы. Однако для рассмотрения влияния эволюции земной атмосферы на климаты Земли предварительно необходимо было разработать адиабатическую теорию парникового эффекта. Согласно этой теории, главным фактором, влияющим на поверхностную температуру планеты (кроме интенсивности солнечного излучения), является **конвективный вынос тепла** из тропосферы в стратосферу, где далее оно теряется уже радиационным путем. В такой ситуации среднее распределение температуры в тропосфере любой планеты с плотной атмосферой становится близким к адиабатическому и однозначно определяется давлением атмосферы и ее теплоемкостью. Разработанная теория проверялась по осредненным температурным распределениям в тропосферах Земли и Венеры и показала при этом свою высокую точность и эффективность, что позволило использовать ее для восстановления климатических обстановок на Земле в прошлом и сделать прогнозы на будущее.

В процессе роста Земли практически все химически активные газы должны были сорбироваться ее пористым грунтом – реголитом и постепенно погребаться в земных недрах под слоями вновь выпадавшего вещества. В катархее, 4,6–4,0 млрд лет назад, из-за тектонической пассивности Земли дегазация практически не происходила. Поэтому земная атмосфера тогда состояла в основном из химически малоактивного азота и благородных газов с общим давлением около 0,6–0,7 бар, а средняя температура на ее поверхности не поднималась выше -5 °С. Гидросфера тогда и вовсе отсутствовала. Дегазация воды и атмосферных газов началась лишь приблизительно через 600 млн лет после образования нашей планеты, т.е. около 4 млрд лет назад. При этом из мантии в основном дегазировался углекислый газ и вода. Но поскольку в самом начале архея большая часть земной поверхности еще слагалась первозданным и пористым реголитом, в составе которого содержалось до 13% металлического железа, то после начала дегазации Земли и выпадения первых дождей, в таком реголите должен был усиленно генерироваться метан. Поэтому в самом начале архея атмосфера Земли, скорее всего, была резко восстановительной и состояла из азота, метана и углекислого газа с небольшими добавками цианистого водорода. Но еще в раннем архее, через 100–200 млн лет после начала дегазации Земли, она оказалась окутанной плотной и нейтральной углекислотно-азотной атмосферой с общим давлением от 2 до 3 бар. К позднему архею атмосферное давление уже поднялось до 6 бар, а благодаря сильному парниковому эффекту средние по Земле температуры на уровне океана в архее достигали $+30 \dots +50$ °С.

Дегазация воды в архее происходила сравнительно медленно по двум причинам: во-первых, большая часть дегазируемой воды тогда диссоциировала на расплавах железа в зонах дифференциации земного вещества и, во-вторых, объемы конвектирующей мантии в архее были существенно меньшими, чем в последующие эпохи. Тем не менее в раннем архее уже появились первые мелководные изолированные морские бассейны, но

срединно-океанические хребты еще не были перекрыты поверхностью их вод. Первые, правда, еще очень мелкие океаны, но уже перекрывшие собой гребни срединно-океанических хребтов, появились лишь около 3,5 и 3,1–3,0 млрд лет назад. К концу архея средние глубины Мирового океана несколько возросли, достигнув приблизительно 400 м.

В раннем протерозое в связи с переходом к более спокойному бародиффузионному механизму дифференциации земного вещества скорость дегазации воды из мантии резко увеличилась (почти в 12 раз). Следом за этим и масса воды в гидросфере стала быстро возрастать, но тогда же возник и стал насыщаться водой серпентинитовый слой океанической коры, что самым радикальным образом сказалось на режиме формирования земной атмосферы, океана и континентальной коры. Серпентинизация океанической коры сопровождалась массовым связыванием в карбонатах (доломитах) растворенного в океанических водах и находящегося в атмосфере углекислого газа. В результате уже в начале раннего протерозоя, около 2,5 млрд лет назад, парциальное давление углекислого газа в атмосфере быстро снизилось почти до современного уровня (около 0,46 мбар), а давление атмосферы – до 1 бара. В связи с тем что светимость Солнца тогда была более низкой, чем сейчас, средняя приземная температура в раннем протерозое упала до +6 °С (сейчас она равняется +15 °С). В результате на Земле установился холодный климат, сопровождавшийся возникновением наиболее грандиозного в геологической истории Гуронского оледенения, сковавшего практически все континенты того времени, даже несмотря на их низкоширотное расположение. В дальнейшем давление азота в атмосфере менялось по двум причинам: во-первых, за счет его дегазации из мантии и, во-вторых, благодаря связыванию части азота в органическом веществе и захоронению в осадочных толщах океанов и континентов.

В раннем протерозое увеличение массы воды в океане первое время компенсировалось ее поглощением в серпентинитовом слое океанической коры – главном резервуаре связанной воды в земной коре. Полное насыщение этого слоя водой произошло около 2,2 млрд лет назад, после чего поверхность океана перекрыла гребни срединно-океанических хребтов. В мантии Земли тогда сохранялось еще около 5% свободного (металлического) железа. В результате океанические воды в конце архея и раннего протерозоя насыщались растворимой двухвалентной гидроокисью железа, а после его окисления на мелководьях до трехвалентного состояния, железо выпадало в осадок, формируя уникальные железорудные (джеспилитовые) месторождения докембрия. В геологической летописи Земли этот момент четко маркируется выдающейся металлогенической эпохой массового отложения железорудных формаций криворожского типа, когда сформировалось более 80% всех запасов железных руд мира. Таким образом, происхождение месторождений железа позднего архея и особенно раннего протерозоя прямо связано с процессом выделения земного ядра, предопределившим основные закономерности развития океанов и эволюции химического состава мантии.

Последовательное использование идей тектоники литосферных плит позволило понять многоступенчатый механизм обогащения земной коры рудными элементами. Так, первый этап обогащения земной коры этими элементами происходит в океанических рифтовых зонах Земли, благодаря дифференциации мантийного вещества и гидротермальной деятельности. Второй этап обогащения континентальной коры рудными элементами развивается в зонах поддвига океанических литосферных плит под островные дуги и активные окраины континентов (в зонах субдукции). Наконец, на третьем этапе происходит обогащение уже самих месторождений полезных ископаемых, благодаря предварительным процессам разрушения коровых пород, последующего седиментогенеза и нового вовлечения этих осадков в процессы корообразования в зонах поддвига литосферных плит и коллизии континентов, т.е. за счет процессов рециклинга коровых пород.

Привлечение идей и геологических данных по глобальной эволюции Земли позволило выяснить важную роль процесса образования земного ядра на весь ход геологического развития Земли и на условия формирования эндогенных полезных ископаемых. В частности, этим событием определяется происхождение уникальных месторождений сидерофильных элементов раннего протерозоя в расслоенных интрузиях этого возраста (никеля, меди, хрома, кобальта и платиноидов). Затягиванием на большие глубины под архейские щиты железистых (тяжелых) пелагических осадков раннепротерозойских океанов объясняется происхождение таких глубинных пород, как алмазонасные кимберлиты, лампроиты и щелочно-ультраосновные комплексы, в том числе и хибинские апатитовые сиениты.

В происхождении экзогенных (стратиформных) месторождений золота, урана, меди и полиметаллических руд раннего протерозоя определяющую роль играли эволюция океанов и климаты Земли. В архее существовал жаркий (со средними температурами +50...+60 °С) и кислый океан (рН ≈ 3–5), в водах которого были растворены многие из рудных элементов. В раннем протерозое произошла нейтрализация океанических вод (до рН ≈ 7–8) и снижение температуры океана до +6...+8 °С. В результате произошло массовое выпадение в осадок рудных элементов, прежде растворенных в водах архейских океанов.

Основные геологические рубежи эволюции Земли радикальным образом сказывались и на развитие земной жизни. Так, первые зародыши жизни могли появиться на Земле только после начала процесса ее дегазации около 4 млрд лет назад и возникновения восстановительной атмосферы в самом начале архея. Архей, по-видимому, характеризовался развитием наиболее примитивных, термофильных и прокариотных бактериальных форм. После резкого похолодания в раннем протерозое термофильная флора сменилась холодноводной и получили пышный расцвет строматолиты. После окончания эпохи массового отложения железорудных формаций 2,0–1,9 млрд лет назад, вероятно, появились и первые эвкариотные одноклеточные организмы, получившие в середине протерозоя широкое распространение.

Судя по расчетам, свободное железо полностью исчезло из мантии (перешло в земное ядро) около 600–500 млн лет назад. После исчезновения из мантии в конце протерозоя металлического железа в атмосфере Земли постепенно стал накапливаться кислород. Этому соответствует один из главных рубежей развития жизни на Земле – появление в венде многоклеточных организмов и царства животных, метаболизм которых уже был основан на потреблении кислорода. Такое совпадение, безусловно, не является случайным, ведь железо, поступавшее из мантии через рифтовые зоны в гидросферу, являлось мощнейшим поглотителем кислорода в течение всего докембрия. Отсюда делается вывод, что кислород в заметных количествах начал накапливаться в земной атмосфере только после полного исчезновения железа из мантии. По-видимому, именно с этим событием следует связывать расцвет высокоорганизованной жизни на Земле в фанерозое. Однако парциальное давление кислорода поднялось до его равновесного уровня (близкого к современному), вероятно, только в меловом периоде, после широкого распространения на Земле цветковых растений.

В фанерозое большое влияние на эволюционное развитие растительных и животных форм земной жизни стал оказывать дрейф континентов. Особенно сильно это влияние проявилось при формировании на рубеже палеозоя и мезозоя последнего суперконтинента – вегенеровской Пангеи и при начале ее распада в мезозое и кайнозое. Кроме того, на эволюционном процессе заметно сказались и колебания земного климата с возникновением ледниковых эпох в кайнозое и плейстоцене.

К настоящему времени рассмотренная здесь общая теория глобального развития Земли с **единых позиций** сумела дать естественное объяснение следующим, казалось бы, разноплановым глобальным событиям и процессам. Так, были объяснены:

- 1) “провал памяти” в геологической летописи молодой Земли на ранних этапах ее развития, продолжительностью около 600 млн лет (от 4,6 до 4,0 млрд лет назад);
- 2) происхождение Луны и количественно определена эволюция системы Земля–Луна, включая дефицит железа и сидерофильных элементов на Луне и скорость осевого вращения Земли;
- 3) аномально высокие отношения радиогенных изотопов свинца к его стабильному изотопу в лунных породах и умеренные значения аналогичных отношений в земных породах;
- 4) совпадение возраста базальтового магматизма на Луне с началом тектономагматического развития Земли около 4,0–3,8 млрд лет назад;
- 5) механизм дифференциации земного вещества и количественно рассчитан процесс выделения земного ядра;
- 6) природа химико-плотностной конвекции в мантии – непосредственной причины тектономагматической активности Земли;
- 7) эволюция химического состава мантии Земли;
- 8) количественная эволюция энергетического баланса Земли;
- 9) перегрев верхней мантии в архее;
- 10) повышенная тектономагматическая активность Земли в архее и спад такой активности в протерозое–фанерозое;
- 11) происхождение океанической и континентальной земной коры и количественно рассчитан процесс накопления массы континентальной коры;
- 12) происхождение атмосферы и гидросферы на Земле, количественно определены основные закономерности процесса формирования этих геосфер;
- 13) переход от восстановительной атмосферы в самом начале архея, к нейтральной в остальной части архея и протерозоя и к окислительной атмосфере в фанерозое;
- 14) происхождение жаркого климата в архее и прохладного в протерозое;
- 15) происхождение наиболее грандиозного Гуронского оледенения континентов в раннем протерозое;
- 16) происхождение крупнейших раннепротерозойских осадочных месторождений золота, урана, меди, марганца и полиметаллов, типа Витватерсранда в ЮАР, Удокана в Сибири, золотоносных конгломератов древних платформ и других месторождений этого возраста;
- 17) происхождение раннепротерозойских, богатых железом, никелем, титаном, медью, хромом, кобальтом, платиной и платиноидами уникальных расслоенных интрузий типа Бушвельдского массива и Великой дайки в Южной Африке, Садбери в Канаде и Печенги в России;
- 18) происхождение уникальных и крупнейших в мире железорудных (джеспилитовых) формаций конца архея и раннего протерозоя;
- 19) происхождение алмазов и алмазосных кимберлитов, лампроитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород типа Хибинских апатитосных сиенитов;
- 20) появление высокоорганизованных форм жизни на рубеже протерозоя и фанерозоя.

Помимо определения природы перечисленных глобальных событий и процессов, в рамках единой теории развития Земли нашли свое объяснение и многие другие, более частные явления и процессы. Например, была выяснена причина амагматизма зон поддвига плит в эпохи массового отложения железорудных формаций раннего протерозоя, неоднократные возникновения и последующие разрушения суперконтинентов, происхождение глобальных трансгрессий моря на континенты и т.д.

Кроме того, рассматриваемая здесь общая концепция глобального развития Земли включила в себя и современную геологическую теорию – тектонику литосферных плит. Это важный результат, показывающий не только преимущество новой теории, но и ее

органическую связь со всем объемом геологических данных по строению и эволюции земной коры.

Из приведенного в книге описания общей теории следует, что путь развития Земли был предопределен как местом Земли в Солнечной системе, ее массой, спецификой химического состава, так и существованием у Земли массивного спутника – Луны. Поэтому прямое перенесение основных закономерностей развития Земли на другие планеты земной группы в общем случае неправомерно. Фактически для каждой из планет этой группы эволюционную задачу необходимо решать отдельно, хотя общий энергетико-вещественный подход ее решения при этом должен сохраняться. Ярким примером тому может служить сравнение эволюционных путей развития двух планет-сестер и почти близнецов: Земли и Венеры. Одним из главных факторов, определивших отличие развития Земли от Венеры (помимо ее большего расстояния от Солнца) было возникновение на близкой околоземной орбите массивного спутника Луны, существенно ускорившего тектоническое развитие Земли. Если бы у Земли не было массивного спутника, то она скорее всего очень медленно вращалась бы вокруг своей оси (может быть даже, как и Венера, в обратную сторону), на Земле сейчас господствовали бы условия архея с плотной углекислотной атмосферой и высокими температурами, а вместо современной высокоорганизованной жизни ее населяли бы только примитивные бактериальные формы.

Рекомендуемая литература

1. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 262 с.
2. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 285 с.
3. Галимов Э. М. Феномен жизни: между равновесием и нелинейностью. Происхождение и принципы эволюции. М.: Едиториал УРСС, 2001. – 256 с.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1 –328 с. Кн. 2 –334 с.
5. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
6. Михайлова И. А., Бондаренко О. Б. Палеонтология (в двух частях). М.: Изд-во МГУ, 1997. 448 с. и 496 с.
7. Монин А. С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
8. Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
9. Сорохтин О. Г. Теория тектоники литосферных плит – современная геологическая теория. М.: Знание РСФСР, 1984. 40 с.
10. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Происхождение Луны и ее влияние на глобальную эволюцию Земли. М.: Изд-во МГУ, 1989. 111 с.
11. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
12. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Природа тектонической активности Земли. Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1993. 292 с.
13. Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1997. 304 с.
14. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файф У. Земля. Введение в общую геологию (в двух томах). М.: Мир, 1974. 847 с.
15. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 604 с.
16. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
17. Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А. Историческая геология. М.: Изд-во МГУ, 1997. – 448 с.
18. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
19. Шопф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.