

## 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 делись 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/см<sup>3</sup>) первичным веществом, тогда как плотность расплавленной верхней мантии после начала зонной дифференциации стала быстро снижаться до 3,2–3,3 г/см<sup>3</sup>. 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/см<sup>3</sup>. 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 <sup>129</sup>Xe (его концентрация приблизительно на 7% выше, чем обычно предполагается для состава первичного ксенона). Но изотоп <sup>129</sup>Xe возникает при распаде короткоживущего радиоактивного изотопа йода <sup>129</sup>I с константой распада  $\lambda_{129} = 4,41 \cdot 10^{-8} \text{ лет}^{-1}$ . Отсюда делается вывод, что наличие избыточного <sup>129</sup>Xe в земной атмосфере свидетельствует о ранней дифференциации и дегазации Земли, произошедшей еще до исчезновения из земного вещества изотопа <sup>129</sup>I (Толстихин, 1986; Озима, Подосек, 1987). Необходимо учитывать, что и в образцах земных пород также отмечаются избытки <sup>129</sup>Xe, 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  $^{129}\text{Xe}$  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 ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  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).

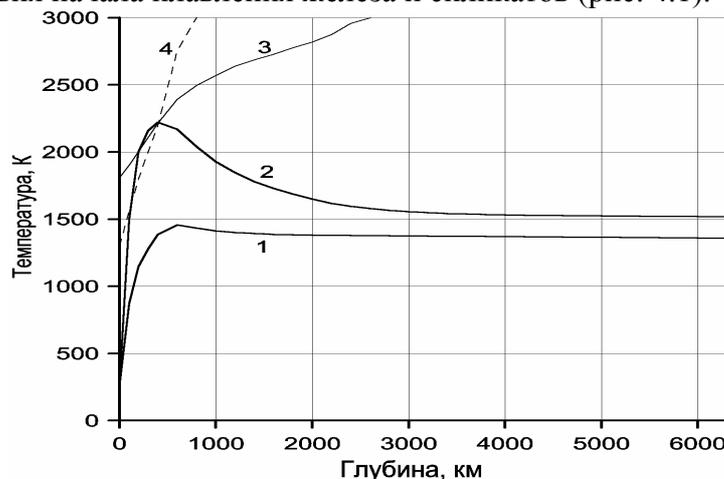


Рис. 4.1. Распределение температуры в молодой Земле: 1 – начальная температура Земли около 4,6 млрд лет назад; 2 – температура на рубеже катархее и архея около 4 млрд лет назад; 3 – температура плавления железа; 4 – температура плавления силикатов

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).**

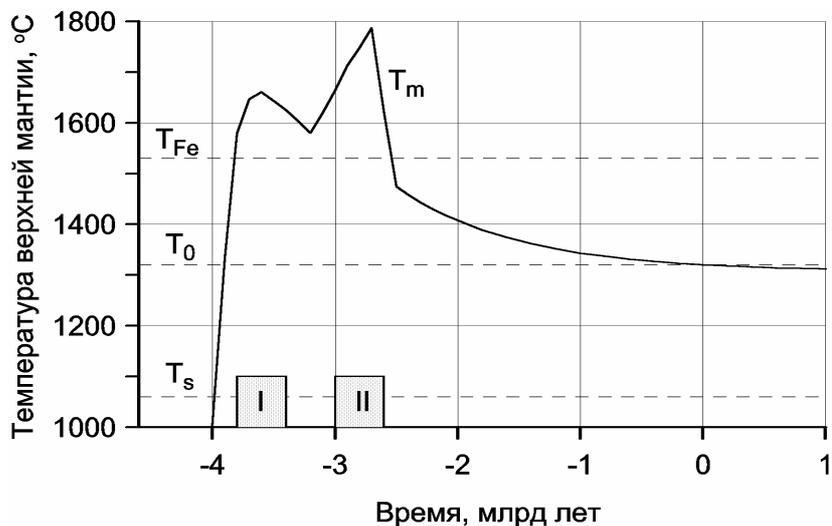


Рис. 4.2. Эволюция приведенной к поверхности температуры верхней мантии  $T_m$  в архее (Н. Сорохтин, 2001):  $T_s$  – температура солидуса базальтов;  $T_0$  – приведенная к поверхности современная температура верхней мантии;  $T_{Fe}$  – температура плавления железа в нормальных условиях; I и II –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

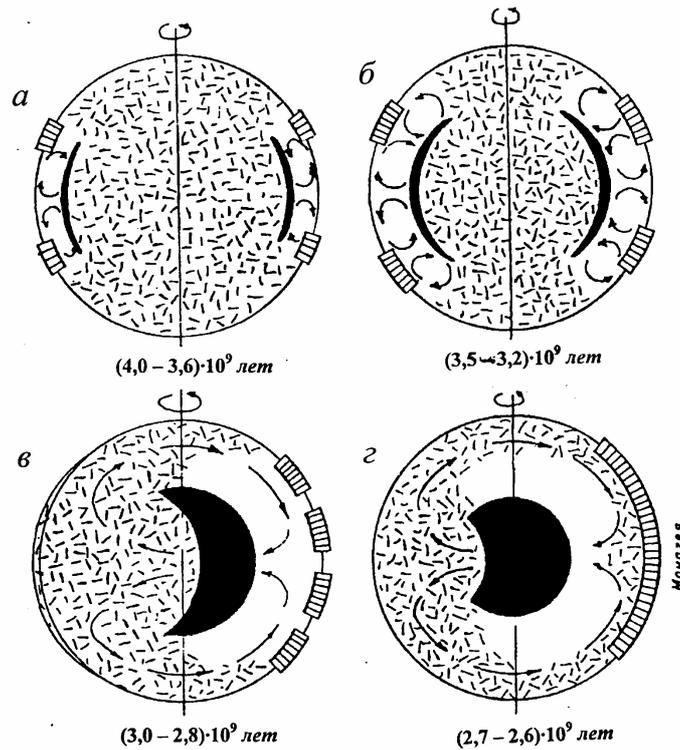


Рис. 4.3. Последовательные этапы развития процесса зонной дифференциации земного вещества и формирования плотного ядра Земли. Черным показаны расплавы железа и его окислов, белым – деплетированная мантия, обедненная железом, его окислами и сидерофильными элементами; черточками – первичное земное вещество, 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  $4 \text{ г/см}^3$ ) 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.

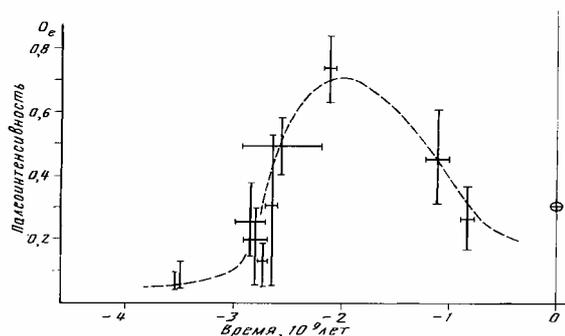


Рис. 4.4. Изменения интенсивности магнитного поля Земли по палеомагнитным данным (Hale, 1987). Горизонтальными и вертикальными линиями показаны доверительные интервалы измерений; кружком с крестиком отмечена интенсивность современного геомагнитного поля

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  $1320^\circ\text{C}$ , 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  $8000\text{ K}$ , тогда как температура мантии на этих же глубинах близка к адиабатической – приблизительно  $3200\text{ K}$  (см. раздел 2.8). Очевидно, что существование такого значительного температурного барьера около  $5000^\circ\text{C}$  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  $\text{Fe}_2\text{O}$  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  $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ , 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  $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$  (или  $\text{Fe}_2\text{O}$ ).

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).

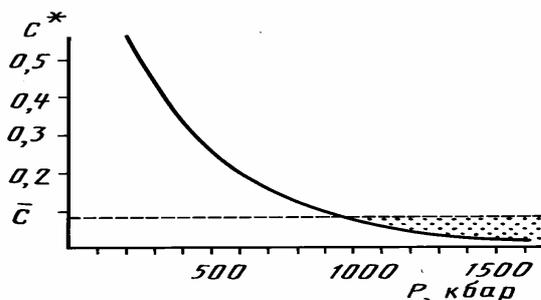


Рис. 4.5. Зависимость от давления предельной концентрации насыщения твердых растворов окислов железа в силикатах мантии. Область развития бародиффузии окислов железа из силикатов мантии показана крапом

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 файлите ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ). 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  $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ ) 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  $\text{Fe}_2\text{O}$ . 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  $Q_{\mu}$  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  $Fe \cdot FeO$ ) 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  $10^{-21}$ – $10^{-22}$   $cm^2/s$ .

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.  $Fe_2O$ , 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  $\text{Fe}_2\text{O}$  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  $\pm 6$  км (см. рис. 2.10).

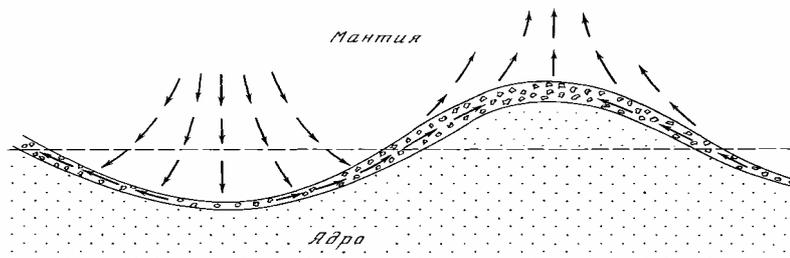


Рис.4.6. Схема конвективных течений вблизи границы мантия–ядро и формирование восходящих потоков в мантии (Сорохтин, 1979)

Крупные неровности на подошве нижней мантии и большие перепады плотности между “ядерным” и мантийным веществом (около  $4 \text{ г/см}^3$ ) 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  $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}$ ), 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  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  и зонального распределения окислов железа в самих кристаллах.

Как было показано в разделе 2.9, вязкость “ядерного” вещества сравнительно низкая ( $\eta \leq 0,4$  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 ( $\text{Fe}_2\text{O}$ ) от силикатов мантии, очевидно, оказывается пропорциональной разности между концентрацией окислов железа (в пересчете на  $\text{Fe}_2\text{O}$ ) 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  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ );  $C^*$  – 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%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и 4,37%  $\text{FeO}$ , что в пересчете на эвтектический состав  $\text{Fe-FeO}$  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  $\text{Fe}_2\text{O}$ . 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.

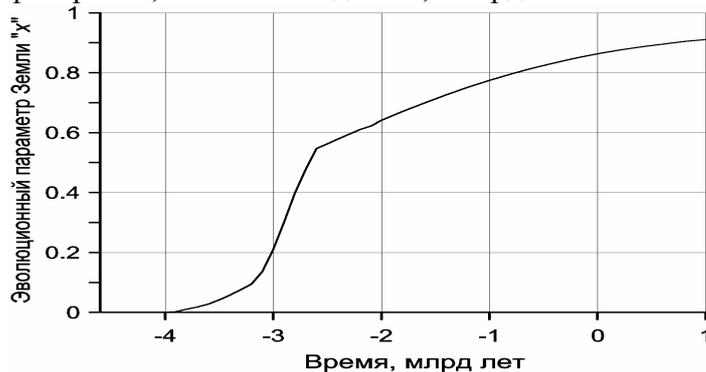


Рис. 4.7. Зависимость эволюционного параметра Земли (безразмерной массы земного ядра) от времени

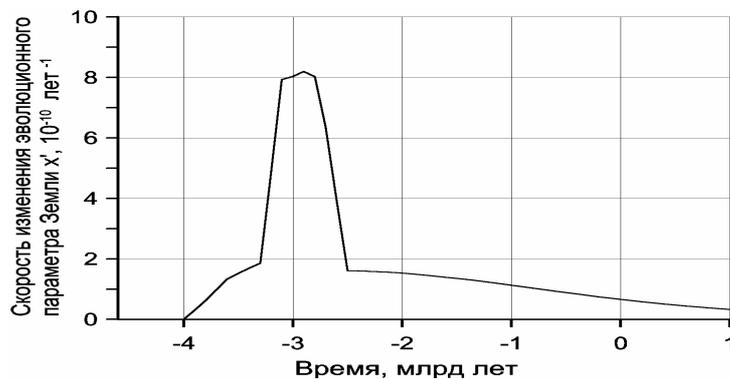


Рис. 4.8. Скорость изменения эволюционного параметра Земли в единицах  $10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ , или относительная скорость выделения вещества земного ядра

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 ( $\text{Fe}_2\text{O}$ ), 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).

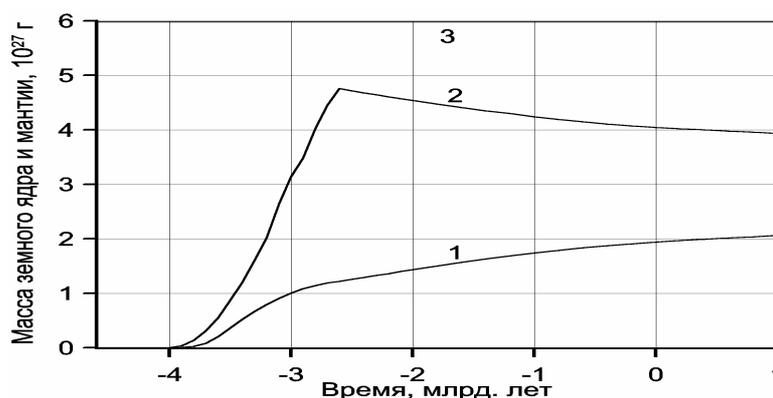


Рис. 4.9. Эволюция Земли: 1 – масса земного ядра (в архее – массы выделившегося из мантии “ядерного” вещества); 2 – масса конвектирующей мантии; 3 – масса Земли ( $5,977 \cdot 10^{27}$  г)

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 послеперархейской мантии менялись концентрации никеля, золота, платиноидов, сульфидов железа, меди и некоторых других элементов, которые также постепенно переходили в земное ядро.

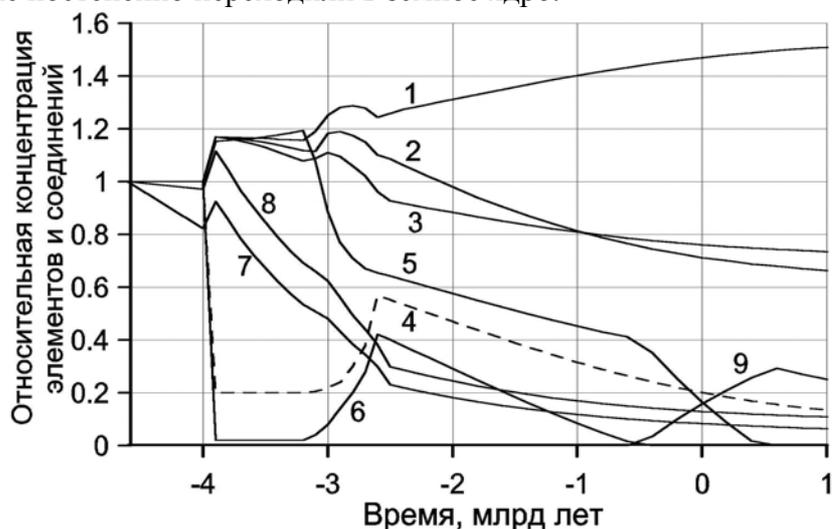


Рис. 4.10. Эволюция химического состава конвектирующей мантии в относительных концентрациях (за единицу принята концентрация данного элемента в первичном веществе Земли): 1 –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 2 –  $\text{H}_2\text{O}$ ; 3 –  $\text{K}_2\text{O}$ ; 4 –  $\text{Ni}$  и другие сидерофильные и халькофильные элементы и соединения:

$\text{FeS}$ ,  $(\text{Fe},\text{Ni})\text{S}$ ,  $\text{CuFeS}_2$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Pt}$ ,  $\text{Pd}$ ,  $\text{Os}$ ,  $\text{Ir}$ ,  $\text{Au}$ ; 5 –  $\text{FeO}$ ; 6 –  $\text{Fe}$ ; 7 –  $\text{U}$ ; 8 –  $\text{Th}$ ; 9 –  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ .

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).

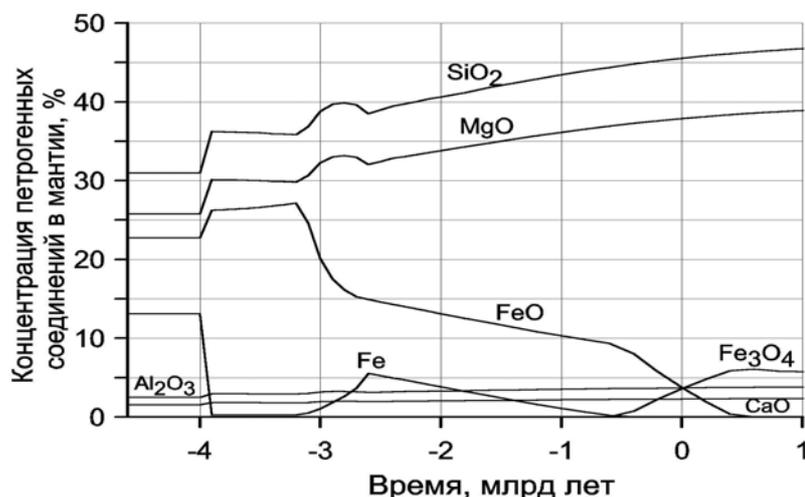


Рис. 4.11. Эволюция химического состава конвектирующей мантии по главным петрогенным элементам и соединениям

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, ( $4,3 \text{ г/см}^3$ ) и его сравнительно низкой температуры плавления (1100–1200 °C), весьма вероятно, что в условиях перегрева верхней мантии, превышавшего в раннем архее 1600 °C (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 ( $10^{-21}$ – $10^{-25}$  см<sup>2</sup>/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<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O 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  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  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).