

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, вскипали, 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).

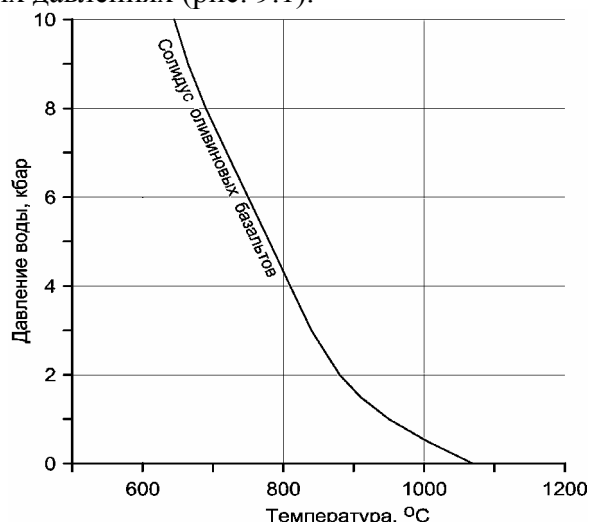


Рис. 9.1. Кривая солдуса оливиновых базальтов в зависимости от давления (содержания) воды, растворенной в базальтовом расплаве, по Х. Йодеру (1979). При кристаллизации базальтов происходит выделение растворенной в базальтовых расплавах воды

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 $\mathcal{Z} = \mathcal{Q}_m / \mathcal{Q}_{m0}$, 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{Z}

$$n\mathcal{Z} = -(m_i)_m \cdot \chi_i \cdot \mathcal{Z} \quad (9.1)$$

Тогда масса дегазированного i -го летучего компонента и его накопление во внешних геосферах Земли определится выражением:

$$m_i = (m_i)_0 \cdot (1 - e^{-\chi_i \cdot \mathcal{Z}}), \quad (9.2)$$

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.

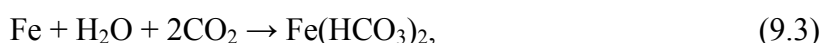
При выплавлении базальтов из мантийного вещества вода, как активный реагент, понижающий температуру плавления силикатов, очевидно, в большей степени должна

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:

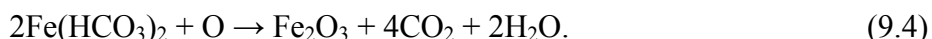


а также формальдегид – одно и соединений, послуживших, по-видимому, основой возникновения жизни на Земле (Галимов, 2001):

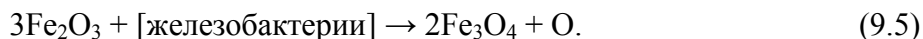


После перекрытия поверхностью океана гребней срединно-океанических хребтов растворимая гидроокись железа стала разноситься по всему океану. Попадая на

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 $H_s \sim 1/\mathcal{K}$. 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.

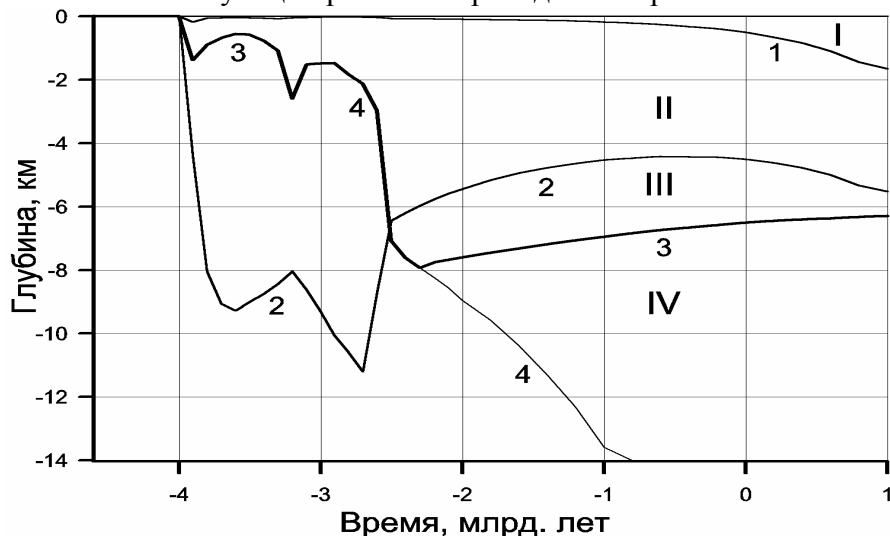


Рис. 9.2. Эволюция строения океанической коры: I – осадочный слой океанической коры, II – базальто-габброидный слой океанической коры, III – серпентинитовый слой океанической коры, IV – подкорковая мантия; 1 – подошва осадочного слоя, 2 – подошва базальто-габброидного слоя, 3 – подошва океанической коры (граница Мохоровичича), 4 – изотерма критической температуры воды 374 °С, 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.

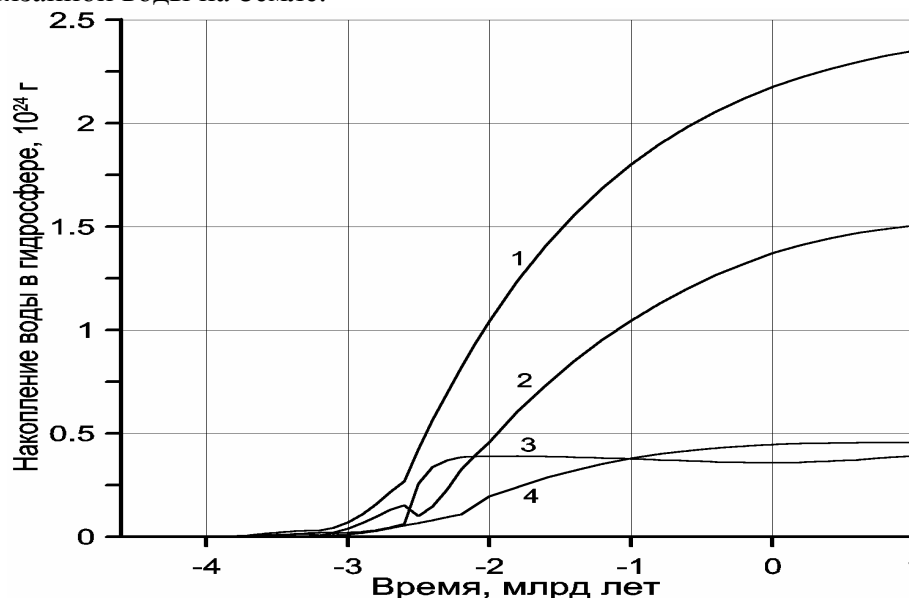


Рис. 9.3. Накопление воды в гидросфере Земли: 1 – суммарная масса дегазированной из мантии воды; 2 – масса воды в океане; 3 – масса воды, связанная в океанической коре; 4 – масса воды, связанная в континентальной коре

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 крайних 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.

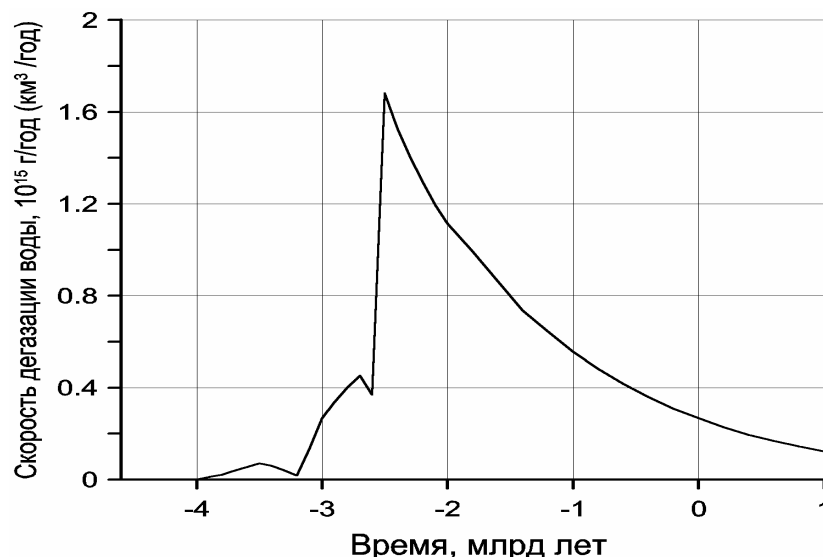


Рис. 9.4. Скорость дегазации воды из мантии в гидросферу Земли

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 солености 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 послеперархейское 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 послеперархейское 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.

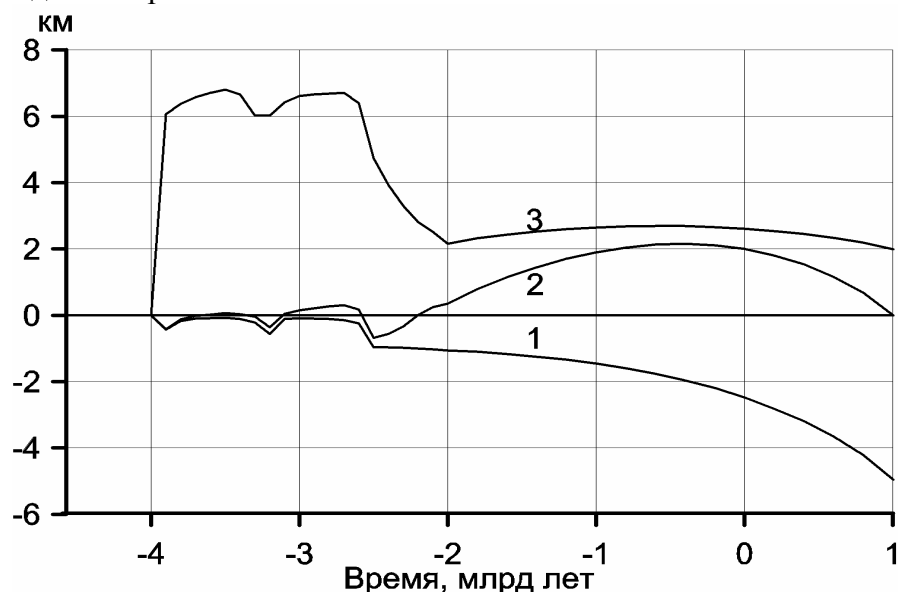


Рис. 9.5. Эволюция положения уровня океана (2), глубины океанических впадин (1) и среднего уровня стояния континентов (3) по отношению к среднему уровню гребней срединно-океанических хребтов

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 позднемелового 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 охлаждениями 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.

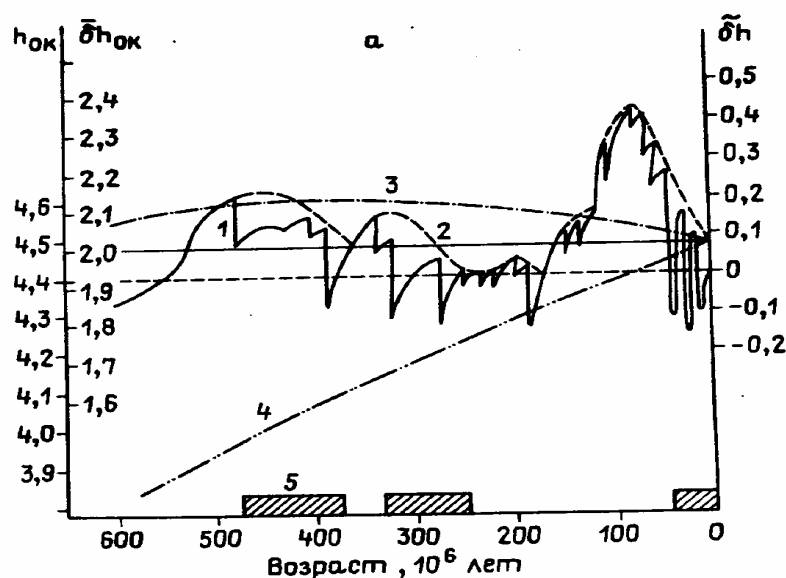


Рис. 9.6. Эвстатические колебания уровня Мирового океана в фанерозое: 1 – по работе (Vail et al., 1976); 2 – осредненная (огibaющая) кривая; 3 – кривая эволюционного изменения уровня океана $\delta \bar{h}$; 4 – кривая эволюционного увеличения глубины океана, отсчитываемой от среднего уровня стояния 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).

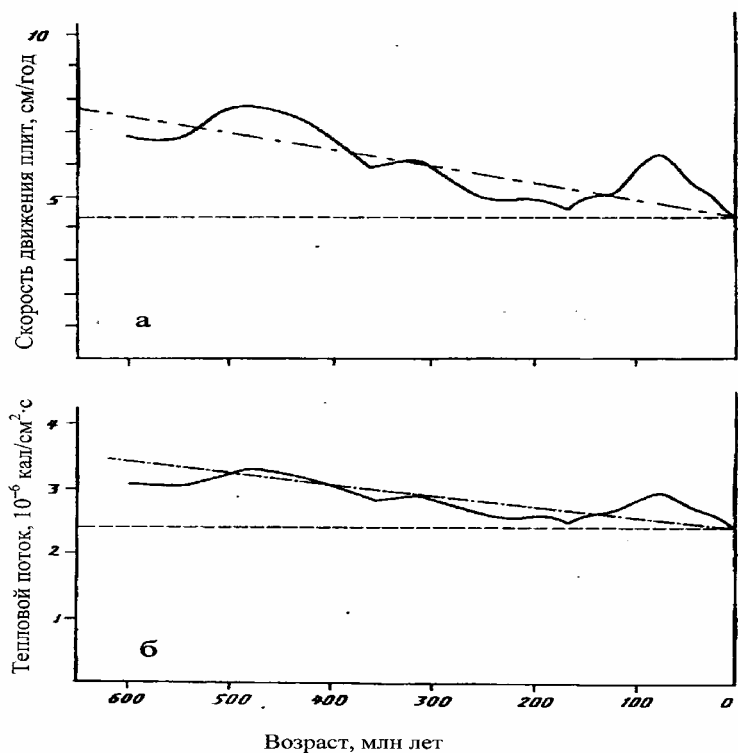


Рис. 9.7. Тектоническая активность фанерозоя (Сорохтин, Ушаков, 1991): **а** – в пересчете на среднюю скорость движения литосферных плит; **б** – в пересчете на средние тепловые потоки через океаническое дно; штрихпунктирные линии – эволюционные изменения, соответственно скоростей движения океанических 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.

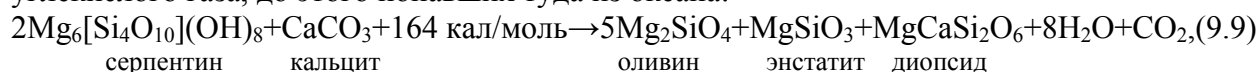
Благодаря постепенному засыпанию осадками поверхности трещиноватых коренных пород океанической коры пелагическими осадками и их диагенеза, а также за счет тампонирования существовавших трещин и других путей миграции вод в коре хомогенными отложениями самих гидротерм проницаемость коры для океанических 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 $\bar{T}_{\text{ht}} \approx 42\text{ }^{\circ}\text{C}$, 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.

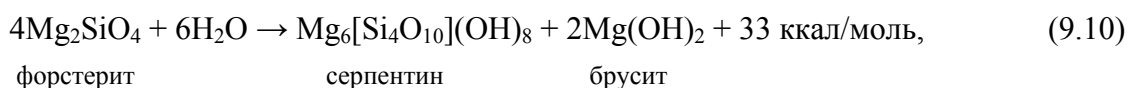
Аналогично этому в зонах субдукции при разогреве океанической коры за счет трения литосферных плит ее дегидратация сопровождается выделением воды и углекислого газа, до этого попавших туда из океана:



серпентин кальцит оливин энстатит диопсид

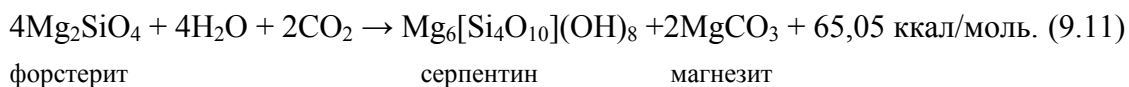
но это тоже вторичная дегазация коры. Всего же в настоящее время вторичная дегазация воды в островных дугах и на активных окраинах континентов Андийского типа достигает $2,5\text{--}3 \text{ км}^3/\text{год}$, что также приблизительно в 10 раз выше современного уровня ювенильной дегазации воды. Суммарная 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

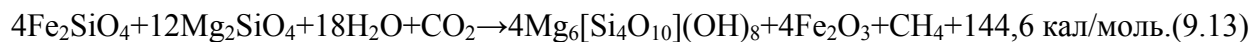


форстерит серпентин магнезит

Гидратация железистых силикатов сопровождается выделением водорода, а в присутствии углекислого газа – даже образованием abiогенного метана

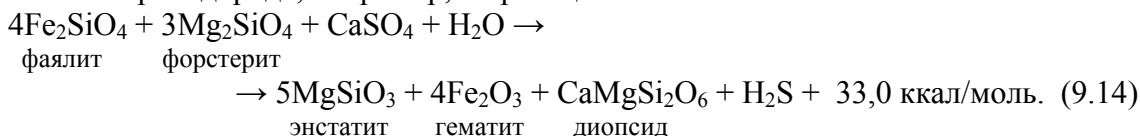


фаялит форстерит серпентин гематит

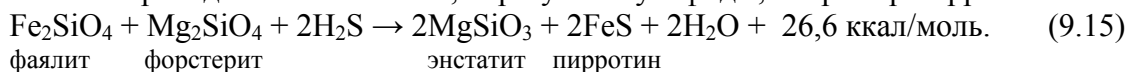


фаялит форстерит серпентин гематит

В океанических водах в заметных количествах (до 2,7‰) содержится сульфат-ион SO_4^{2-} , поэтому реакция таких вод с горячими породами может сопровождаться образованием сероводорода, например, по реакции



Благодаря высокому восстановительному потенциалу сероводорода сера вновь быстро связывается с переходными металлами, образуя их сульфиды, например пирротин:



фаялит форстерит энстатит пирротин

Подтверждением абиогенного происхождения метана и образования сульфидов за счет сульфатной серы служат их изотопные сдвиги. Обычно изотопные смещения серы $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах “черных курильщиков” заключены в пределах от +3 до +5‰. Иная ситуация наблюдается в горячих источниках, возникших на серпентинитах – здесь диапазон таких смещений значительно шире – от +4 до +16‰. По-видимому, это отличие изотопного состава сульфидов следует объяснять источниками сульфатной серы и условиями фракционирования изотопов серы в гидротермах. Известно, что из-за сильного температурного эффекта фракционирования изотопов происходит их разделение по минеральным фазам:

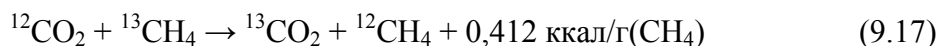


Именно по этой причине должно происходить обеднение сульфидной фазы изотопом ^{34}S и обогащение им сульфатной фазы. В “черных курильщиках”, возникших над горячей базальтовой корой, восстановление сульфата происходит на железе базальтов. Не исключено, что там может проявляться и ювенильная сера. В горячих источниках над серпентинитами, железистость которых заметно выше, чем базальтов, основная масса серы поступает из океанической воды и восстанавливается по реакции (9.14). В результате этого, по-видимому, изотопная плотность серы в океанической воде ($\delta^{34}\text{S}$ около +18,86‰) расщепляется таким образом, что смещение изотопов H_2S в горячем флюиде снижается до +2,4...+3,2‰, а сульфидах металлов – до +4...+14‰.

Рассмотрим основные закономерности изотопных сдвигов углерода в системе “черных курильщиков”, возникших на серпентинитах. Отрицательные сдвиги $\delta^{13}\text{C} \approx -13 \dots -14\%$ в метане таких источников по сравнению со средним значением изотопного состава HCO_3^- и CO_2 океанических вод $\delta^{13}\text{C} = -5,5\%$, как и в случае с сероводородом, по-видимому, можно объяснять фракционированием изотопов углерода при образовании метана из углекислого газа.

Из фундаментального принципа Ле Шателье следует, что экзотермическая химическая реакция, протекающая с выделением тепла, всегда стремится развиваться по пути наибольшего снижения внутренней энергии (энтальпии ΔH_T^0), или, что то же, по пути выделения наибольшей энергии, приходящейся на единицу массы продуктов реакции. Из-за этого следует ожидать, что из углекислого газа со смесью легких и тяжелых изотопов углерода в реакции образования CH_4 должны участвовать преимущественно атомы легкого изотопа ^{12}C . Действительно, тепловой эффект реакции фракционирования углерода при “усвоении” метаном ^{12}C вместо изотопа ^{13}C достигает 0,412 ккал/г(CH_4). Это весьма заметный эффект, и он определенно работает в сторону

“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 $\Delta^{12}\text{C}_{\text{mt}}$. Тогда в пересчете на единицу массы можно записать $\Delta^{12}\text{C}_{\text{mt}}/^{13}\text{C} = 90,2 - 89,48 = 0,72$. 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.