

## Глава 12. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

### 12.1. Уникальность Земли

Когда рассматриваешь главные особенности развития Земли, становится ясным, что путь ее эволюции в решающей мере был предопределен как местом Земли в Солнечной системе, светимостью Солнца, так ее массой и химическим составом. Так, если бы наше Солнце принадлежало к типу переменных звезд, то на Земле попеременно становилось бы нестерпимо жарко или невыносимо холодно. Если бы масса Солнца была существенно бóльшей, то оно уже через несколько десятков или сотен миллионов лет после своего образования взорвалось бы и превратилось в нейтронную звезду или даже в черную дыру. Нам и всему живому на Земле очень повезло, что Солнце – спокойная звезда со средней звездной массой, относится к звездам-карликам спектрального класса G2 и является стационарной звездой, слабо меняющей свою светимость в течение многих миллиардов лет. Последнее особенно важно, поскольку за последние 4 млрд лет оно позволило земной жизни пройти длительный путь эволюции от зарождения простой и примитивной жизни к ее высшим формам.

Оптимальным оказалось и расстояние Земли от Солнца, поскольку при их более близком взаимном расположении на Земле было бы слишком жарко и мог бы возникнуть, как на Венере, необратимый парниковый эффект, а при более удаленном – Землю сковал бы мороз и она могла превратиться в “белую” планету с устойчивым оледенением.

Повезло нам и с массивным спутником Земли – Луной. В гл. 3 было отмечено, что ее возникновение на близкой околоземной орбите существенно ускорило тектоническое развитие Земли. Если бы у нашей планеты не было массивного спутника, то Земля, скорее всего, подобно Венере, медленно вращалась бы в обратную сторону и так же задержалась в своем тектоническом развитии на 2,5 – 3 млрд лет. В таком варианте сейчас на Земле господствовали бы условия позднего архея с плотной углекислотной атмосферой и высокими температурами, а вместо современной высокоорганизованной жизни Землю населяли бы только примитивные бактерии – одноклеточные прокариоты.

Рассматривая эволюцию Земли в тесном взаимодействии с Солнцем и Луной, поражаешься, насколько это оптимальная и тонко сбалансированная система, так удачно обеспечившая появление на нашей планете весьма комфортных условий для возникновения и развития высокоорганизованной жизни. При ближайшем рассмотрении этой системы обращает на себя внимание оптимальная масса Земли, способная удерживать на своей поверхности умеренно плотную атмосферу, а также исключительно удачный ее химический состав. Действительно, даже сравнительно небольшие отклонения от исходных концентраций в земном веществе таких элементов и соединений, как Fe, FeO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub> и др., могли привести к необратимым и катастрофическим для жизни последствиям. В частности, если бы в первичном земном веществе было меньше воды, то с меньшей интенсивностью поглощался бы углекислый газ (см. гл. 10) и он стал бы накапливаться в земной атмосфере. В результате еще в архее мог возникнуть необратимый парниковый эффект и наша Земля превратилась бы в “горячую” планету типа Венеры. Если бы воды было заметно больше либо меньше свободного железа, то Земля превратилась бы в планету “Океан” (см. гл. 9). Если бы в Земле было меньше азота, то еще в раннем протерозое она превратилась бы в сплошь покрытую снегом “белую” и холодную планету. При бóльшем количестве свободного (металлического) железа в первичном земном веществе в современной атмосфере, как и в протерозое, не смог бы накапливаться свободный кислород, а следовательно, на Земле не могло возникнуть царства животных (см. раздел 4.5). Наоборот, при меньшей исходной концентрации железа уже сейчас или даже раньше должно было начаться обильное выделение эндогенного (абиогенного) кислорода, и все живое на Земле к настоящему времени уже “сгорело” бы в такой атмосфере. Кроме того, процесс дегазации глубинного кислорода

должен привести к сильнейшему парниковому эффекту, после чего Земля также превратилась бы в горячую планету типа Венеры (см. гл. 10).

## 12.2. Происхождение жизни на Земле

Первичная Земля, сформировавшаяся за счет аккреции исходного протопланетного вещества, должна была быть полностью безжизненной планетой. Связано это с тем, что само вещество протопланетного газопылевого облака образовалось благодаря взрывам сверхновых звезд и было полностью стерилизовано жестким космическим излучением еще задолго до начала аккреции планет Солнечной системы. Кроме того, на Земле в те далекие времена еще не существовало ни плотной атмосферы, ни гидросферы, т.е. наиболее благоприятных сред для возникновения, обитания и защиты от разрушения жизни. Это объясняется тем, что земное вещество с самого начала было резко обеднено летучими соединениями, а та их ничтожная часть, которая все-таки освобождалась при ударах и тепловых взрывах планетезималей, тут же сорбировалась очень пористым грунтом и быстро выводилась с поверхности Земли, захораниваясь постепенно в ее недрах при выпадении все новых и новых порций протопланетного вещества. К тому же в первое время после образования Земли ее поверхность подвергалась исключительно интенсивному воздействию мощного потока корпускулярного излучения молодого Солнца, находившегося тогда, подобно звездам Т-Тельца, в самом начале главной последовательности своего развития. Этот интенсивный поток корпускул, в основном протонов и ядер гелия, должен был буквально сдувать с поверхности Земли все остатки газовых составляющих.

После первой активной стадии развития молодого Солнца его светимость около 4,6 млрд лет назад примерно на 30–25% была ниже современного уровня. Поэтому условия существования на молодой и лишенной плотной атмосферы Земле были исключительно суровыми. С одной стороны, ее поверхность представляла собой холодную пустыню, а с другой – она подвергалась постоянному и интенсивному облучению потоками жестких космических лучей.

Неблагоприятные условия для возникновения и развития жизни на Земле продолжались до тех пор, пока не начал действовать процесс дегазации земного вещества. Однако это могло произойти только после подъема температуры в недрах молодой Земли до уровня появления у нее астеносферы и возникновения конвективных движений в мантии, т.е. после начала действия наиболее мощного процесса гравитационной дифференциации земного вещества. При этом образование астеносферы и процесс зонного плавления земного вещества привели к резкому усилению приливного взаимодействия Земли с Луной и к существенному перегреву верхней мантии в экваториальном поясе Земли. Произошли эти события примерно 4,0–3,9 млрд лет назад.

На ранних этапах дегазации Земли бóльшая часть попадавшей на ее поверхность воды и других элементоорганических соединений поглощалась реголитом первозданного грунта молодой Земли. Высокая пористость и сорбционная способность реголита, по-видимому, могли обеспечить наиболее благоприятные условия для формирования сложных органических соединений и зарождения жизни. Вероятнее всего жизнь зародилась именно в мелких порах первозданного реголита после того, как они оказались заполненными дегазированной и минерализованной водой (Сорохтин, Ушаков, 1991). Первичные углеводородные соединения могли возникать за счет гидратации железосодержащих ультраосновных пород в присутствии  $\text{CO}_2$ , например, по реакциям (9.12) и (9.13), а оксиды азота, нитраты, нитриты, аммиак, а также хлориды, карбонаты, сульфаты аммония и другие многочисленные соединения азота и углерода – благодаря грозовой активности углекислотно-азотной атмосферы раннего архея. Соединения фосфора, по-видимому, поступали в растворы непосредственно из вещества первозданного реголита. Необходимые же условия протекания реакций образования более сложных органических молекул при повышенных температурах атмосферы уже в начале

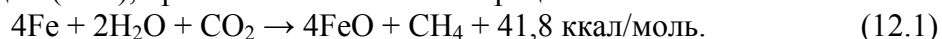
архея обеспечивались капиллярным давлением водных растворов в порах реголита и каталитическим действием содержащихся в нем свободных переходных металлов (Fe, Ni, Cr, Co и др.). Формированию сложных протоорганических молекул способствовало и то обстоятельство, что только в мелких порах реголита благодаря их большой сорбционной активности и высоким капиллярным давлениям концентрация элементоорганических соединений могла достигать уровня, необходимого для синтеза более сложных органических веществ (в морских бассейнах эти соединения оказались бы слишком разбавленными).

Напомним, что классические эксперименты С. Миллера (1959), А. Вильсона (1960), Дж. Оро (1965, 1966), С. Фокса (1965) и других исследователей показали возможность синтеза достаточно сложных органических молекул из неорганических соединений при их нагревании в полях электрических разрядов. В России направление автохтонного происхождения жизни путем синтеза органических молекул из неорганических соединений активно разрабатывал академик А.И. Опарин (1965).

Поэтому есть веские основания предполагать, что **жизнь на Земле зародилась в пропитанном водой и элементоорганическими соединениями первозданном грунте и вулканических пеплах в начале раннего архея, около 4,0–3,9 млрд лет назад** в то время, когда на Земле возникла восстановительная азотно-углекислотно-метановая атмосфера (см. раздел 10.2). Таким образом, зарождение жизни на Земле совпало с первым и наиболее сильным тектоническим и геохимическим рубежом в истории ее развития – с начальным моментом выделения земного ядра (с началом химико-плотностной дифференциации земного вещества), приведшим к формированию гидросферы, плотной атмосферы и континентальной земной коры.

В работе известного российского геохимика Э.М. Галимова (2001), посвященной проблемам происхождения и эволюции жизни на Земле, показывается, что происхождение жизни должно было быть связано с протеканием энергетических химических реакций, снижающих энтропию системы. Такие высокоэнергетические и низкоэнтропийные реакции могут протекать, например, с участием аденозинтрифосфата (АТФ), а синтез АТФ вполне мог происходить на ранних стадиях развития Земли. При этом для образования АТФ вначале необходимо синтезировать основание аденин – продукт полимеризации синильной кислоты HCN, и рибозу – продукт полимеризации формальдегида HCHO. Таким образом, согласно Э.М. Галимову синтез аденозинтрифосфата представляется необходимой предпосылкой зарождения и развития эволюционного процесса развития жизни на Земле.

Но в нашей модели образование исходных продуктов синтеза АТФ могло происходить самым естественным путем. Действительно, в самом начале архея, как мы показали в гл. 4, большая часть поверхности Земли еще была сложена первозданным мелкопористым реголитом, содержащем до 13 % свободного (металлического) железа. После начала дегазации Земли около 4-х млрд лет назад, прошли и первые дожди, пропитавшие этот реголит водой с растворенным в ней углекислым газом. В результате, как следует из реакции (10.6), произошла обильная генерация метана

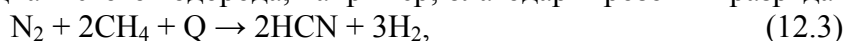


Метан переходил в атмосферу, в результате молодая атмосфера стала резко восстановительной и азотно-углекислотно-метановой по составу.

Аналогичным путем возникал и формальдегид



При этом формальдегид оставался растворенным в воде, пропитывавшей реголит, и вымывался из него дождевыми водами в только что образовавшиеся и еще мелкие морские бассейны, а метан поступал в атмосферу, предавая ей строго восстановительный характер. Но в богатой метаном восстановительной атмосфере раннего архея уже могло происходить образование цианистого водорода, например, благодаря грозovým разрядам



где  $Q$  – поглощаемая реакцией (12.3) часть энергии грозových разрядов.

Таким образом, в самом начале архея на Земле действительно сложились условия, благоприятные для возникновения исходных химических составов, пригодных для дальнейшего синтеза более сложных органических веществ и предбиологических соединений. Этому способствовало и присутствие в реголите активных катализаторов – переходных металлов Fe, Cr, Co, Ni, Pt и др. Возникшие к этому времени в грунте наиболее простые ассоциации сложных органических молекул или примитивные, но уже содержащие рибонуклеиновые кислоты, образования могли затем перемещаться в воду молодых морских бассейнов раннего архея.

По мере дегазации Земли и развития атмосферы, ее восстановительный потенциал постепенно снижался благодаря фотодиссоциации  $\text{CH}_4$



поэтому уже через некоторое время атмосфера стала почти чисто углекислотно-азотной лишь с небольшой примесью метана, постоянно генерировавшегося по реакциям, типа (12.1) или (10.6). Однако, эта примесь метана, по-видимому, могла играть существенную роль в питании примитивных архейских микроорганизмов. Дальнейшее совершенствование жизни должно было происходить уже благодаря высокоэнергетическим, но низкоэнтропийным реакциям (Галимов, 2001) и по биологическим законам развития живой материи, под влиянием направленного давления и “фильтрующих” свойств внешней среды, а потом – и конкурентной борьбы.

В результате еще в раннем архее, вероятно, появились наиболее примитивные вирусы и одноклеточные организмы – прокариоты, уже ограниченные от внешней среды защитными полупроницаемыми мембранами, но еще не обладавшие обособленным ядром. По-видимому, тогда же появились и фотосинтезирующие одноклеточные микроорганизмы (типа цианобактерий), способные окислять железо. Об этом, в частности, говорит распространенность в отложениях раннего архея возрастом около 3,75 млрд лет железорудных формаций, сложенных окислами трехвалентного железа (например, формации Исуа в Западной Гренландии).

### **12.3. Влияние глобальных геологических процессов на развитие жизни и главные геолого-биологические рубежи в истории Земли**

Уровень наших знаний геологической летописи Земли и теоретических представлений о природе и развитии планетарных геодинамических процессов таковы, что позволяют уже сегодня построить адекватную физическую модель эволюции Земли и объяснить в ее рамках основные рубежи развития земной жизни. В основу такой модели мы положили описанную в данной книге концепцию “Глобальной эволюции Земли”.

Как было показано в разделе 6.7, геологическая история Земли делится на четыре крупных этапа. Первый этап – скрыто тектонический (крипботектонический), или катархей (4,6–4,0 млрд лет назад). Во второй этап развития Земли по механизмам геодинамики раннего докембрия входит только архей (4,0–2,6 млрд лет назад). На третьем этапе, включающем в себя протерозой и фанерозой (2,6–0,0 млрд лет назад плюс еще около 1,5 млрд лет в будущем), Земля развивается по законам тектоники литосферных плит. Последний, четвертый этап развития Земли, определяется ее тектонической смертью (приблизительно через 1,5 млрд лет в будущем). При рассмотрении влияния геологической эволюции Земли на развитие жизни нас интересуют только первые три этапа, поскольку приблизительно через 600 млн лет в будущем должна начаться дегазация из мантии эндогенного кислорода, освобождающегося при образовании “ядерного” вещества из еще сохранившихся в мантии, но предельно окисленных соединений железа. Этот процесс должен привести к сильнейшему парниковому эффекту и гибели всего живого на Земле (см. раздел 10.6).

Важнейшим фактором, обеспечивающим само существование жизни на Земле, безусловно, является среда обитания живых организмов, и прежде всего океаны и

атмосфера, происхождение и развитие которых было связано с процессами дегазации планеты (см. гл. 9 и 10). Начавшаяся на рубеже катархея и архея дегазация Земли, как мы уже неоднократно отмечали, привела к образованию в архее относительно плотной углекислотно-азотной атмосферы. В архее же появились вулканы, дифференцированные магматические породы и возникли первые изолированные мелководные морские бассейны, соединившиеся к середине архея в единый, но еще мелководный океан. Благодаря высокому атмосферному давлению (от 2 до 6 атм) средние температуры океанических вод, как и приземных слоев тропосферы, в архее поднялись до +30...+50 °С, а из-за углекислотного состава атмосферы, воды океанов характеризовались кислой реакцией ( $pH \approx 3-5$ ).

**Первый этап развития земной жизни** пока полностью не ясен. Однако, начиная со времени 3,6–3,5 млрд лет назад уже известны строматолитовые отложения. Так, в серии Онвервахт Южной Африки (3,5–3,3 млрд лет) строматолиты имеют кремневый состав и слагают небольшие по мощности и протяженности слои, залегающие среди пластов кремней в вулканогенных породах зеленокаменного пояса (Семихатов и др., 1999). В середине архея земная жизнь уже характеризовалась несколько большим разнообразием и, вероятно, полным господством термофильных прокариотных форм, в основном архиабактерий с халькофильной и сидерофильной специализацией. Вероятнее всего источниками энергии этим примитивным формам жизни тогда служили хемогенные реакции типа тех, которые в настоящее время используются термофильными бактериями в горячих гидротермах (“черных курильщиках”) срединно-океанических хребтов, а также другие анаэробные хемогенные реакции.

В связи с тем, что в архейской конвектирующей мантии над зонами дифференциации земного вещества концентрация свободного железа была пониженной (см. рис. 4.10), в архейской атмосфере в небольших количествах мог присутствовать и кислород. Кислород тогда освобождался благодаря фотодиссоциации паров воды жестким излучением Солнца и жизнедеятельности цианобактерий, которые в то время уже появились, поскольку в архее встречаются строматолиты.

В середине архея, около 3,1 млрд лет назад, масса воды в гидросфере Земли увеличилась так, что отдельные морские бассейны стали сливаться друг с другом в единый Мировой океан и его поверхность тогда же перекрыла гребни срединно-океанических хребтов (см. рис. 9.5). В результате несколько активизировались процессы гидратации океанической коры и увеличилась поставка в океаническую кору карбонатов кальция. В свою очередь, это должно было привести в конце архея к заметному увеличению отложений карбонатных осадков (например, мраморов и кальцифиров Слюдянской серии в Забайкалье), а также строматолитовых отложений в зеленокаменных поясах того времени, хотя их доля в вулканогенных образованиях таких поясов по-прежнему оставалась незначительной (Семихатов и др., 1999).

**Второй радикальный геолого-биологический рубеж** был связан с выделением земного ядра и резким снижением тектонической активности Земли на рубеже архея и протерозоя (около 2,6 млрд лет назад). Именно тогда в океанической коре впервые возник серпентинитовый слой (см. рис. 9.2) – главный и постоянно обновляемый резервуар связанной воды в земной коре. Известно, что гидратация ультраосновных пород сопровождается поглощением углекислого газа и связыванием его по реакциям (10.1) и (10.2) в карбонатах. Этим следует объяснять сравнительно быстрое удаление из атмосферы углекислого газа и падение общего атмосферного давления с 6 атм и температур с +50...+60 °С в архее приблизительно до 1 атм и +6... +7 °С в начале раннего протерозоя (см. рис. 10.6 и 10.16), что привело к резкому похолоданию климата и возникновению (около 2,5 млрд лет назад) первого в истории Земли ледникового периода.

Однако надо учитывать, что в конце архея и начале протерозоя в мантию Земли из центральных областей поднялось много первичного вещества (см. рис. 4.3) с высокой концентрацией в нем металлического железа. Поэтому масса железа, поступавшего в

раннем протерозое через рифтовые зоны Земли в океаны, значительно превосходила возможную генерацию кислорода в биосфере раннего протерозоя. Отсюда следует, что в атмосфере раннего протерозоя было исключительно мало кислорода, скорее всего не выше  $10^{-6}$  атм, а во время массового отложения джеспилитов, около 2,2–2,0 млрд лет назад, и того ниже (вероятно, около  $10^{-8}$ – $10^{-9}$  атм), но в отличие от архейской атмосферы в ней уже было не более нескольких мбар углекислого газа. Это позволяет предположить, что именно в эпохи массового отложения железорудных формаций, вероятно, появились и железобактерии, потребляющие кислород благодаря восстановлению трехвалентного железа до фазы магнетита. Недавно существование таких археобактерий было доказано экспериментально (Слоботкин и др., 1995; Zavarzin, 1996). Не исключено, что дефицит кислорода мог активизировать и симбиотические процессы в жизни простейших бактерий, образование в них метакондрий и клеточных ядер, послуживших позже основой появления эукариотных форм жизни.

Таким образом, атмосфера Земли в раннем протерозое, около 2,5–2,0 млрд лет назад, в основном состояла только из азота, лишь с небольшими добавками водяного пара, аргона и углекислого газа.

Такие резкие изменения условий обитания не могли не сказаться на биоте того времени. Сообщество термофильных прокариот должно было уступить место более холодолюбивым бактериям и микроводорослям. С этими событиями в биоте океанов была связана еще одна революционная перестройка: уже в начале раннего протерозоя широко распространились фотосинтезирующие микроорганизмы – сине-зеленые водоросли и произошел резкий в геологической истории рост обилия строматолитов (Семихатов и др., 1999), пришедшийся на эпоху массового отложения железорудных формаций (рис. 12.1 и 11.8).

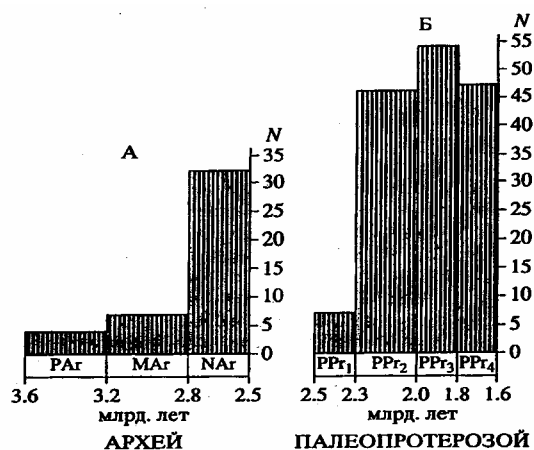


Рис. 12.1. Гистограммы изменения количества строматолитовых формаций в архее (А) и протерозое (Б), по М.А. Семихатову и его коллегам (1999):  $N$  – количество свит (формаций) со строматолитами. При сравнении приведенных гистограмм необходимо учитывать, что архейские строматолиты по массе значительно уступают раннепротерозойским (палеопротерозойским по терминологии М.А. Семихатова)

В начале раннего протерозоя в интервале возрастов 2,6 и 2,5 млрд лет, но уже после возникновения серпентинитового слоя океанической коры, когда резко падала концентрация углекислого газа в атмосфере, а в гидросферу поступали огромные массы магнезиально-кальциевых карбонатов, возникавших по реакциям (10.1) и (10.2), должны были образоваться мощнейшие толщи хемогенных и органогенных доломитов. И действительно, в это время отложились мощные карбонатные толщи (до 500–1700 м) серии Уален Мичигана в Северной Америке и серии Трансвааль в Южной Африке с приуроченными к ним строматолитами (на гистограмме М.А. Семихатова они почему-то отнесены к концу архея). По насыщенности строматолитами уаленские и трансваальские доломиты не уступают более молодым раннепротерозойским образованиям, а в Трансваале эти толщи перекрываются свитой Грикватаун с ледниковыми отложениями уже явно раннепротерозойского возраста (Чумаков, 1978).

В среднем протерозое, т.е. после окончания эпохи массового отложения железорудных формаций раннего протерозоя (после 2,0–1,8 млрд лет назад), в земной атмосфере происходит некоторое повышение парциального давления кислорода. В результате бурно развиваются многие виды одноклеточных бактерий и водорослей (рис. 12.2) и, вероятно, появляются первые эвкариотные одноклеточные организмы, образовавшиеся вероятнее всего благодаря эндосимбиозу прокариотных бактерий. Метаболизм эвкариотных микроорганизмов уже был связан с поглощением небольших количеств кислорода, поэтому они могли широко распространиться только после повышения парциального давления этого газа в атмосфере Земли до уровня порядка  $10^{-3}$  от его современного значения (точка Юри). Поэтому на рубеже среднего и позднего протерозоя началась следующая глубокая перестройка трофической структуры океана, связанная с бурным распространением эвкариотных организмов и фитопланктона.

Не исключено, что в среднем протерозое произошло и заселение суши бактериальной флорой, о чем, в частности, могут свидетельствовать впервые появившиеся тогда красноцветные коры выветривания (Анатольева, 1978). В этой связи необходимо отметить, что связывание азота в органическом веществе таких бактерий и дальнейшее захоронение соединений азота в осадочных толщах должно было приводить к постепенному снижению общего давления земной атмосферы. Следствием такого снижения атмосферного давления стало постепенное похолодание климата в конце протерозоя (см. раздел 10.5). В результате этого, а также благодаря дрейфу части континентов Гондваны и Лавразии в высокие широты (см. рис. 8.8) в позднем рифеевенте, а также в раннем и среднем палеозое (см. рис. 8.9) наблюдалась новая эпоха оледенений.

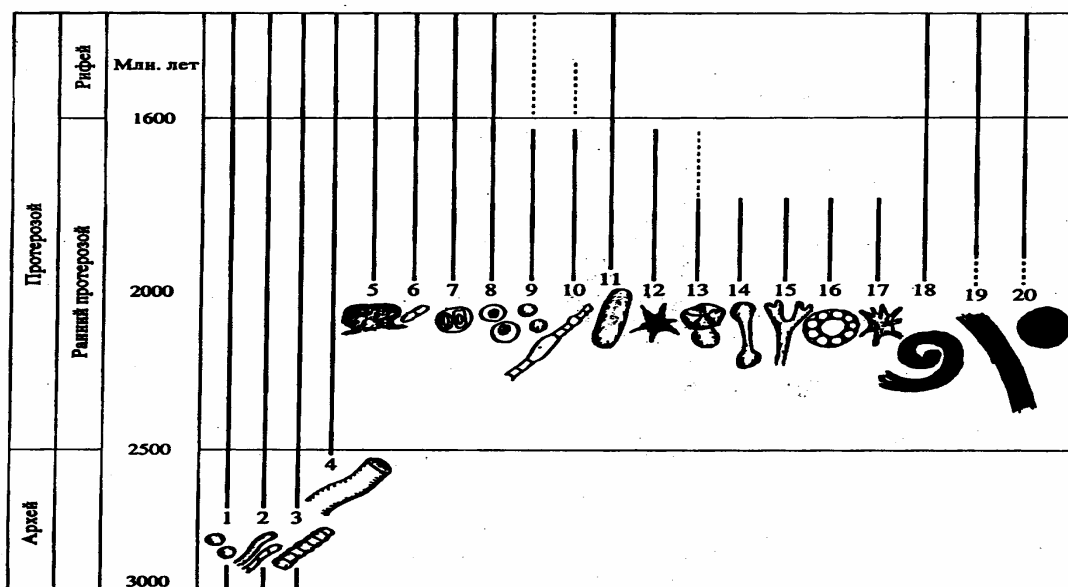


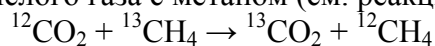
Рис. 12.2. Схема распределения остатков основных типов микрофоссилий в архее и раннем протерозое, по М.А. Семихатову и его коллегам (1999). В архее были распространены в основном одиночные сферические и нитчатые нанобактерии (1, 2), трихомы (3) и, возможно, нити цианобактерий (4). Разнообразие раннепротерозойских микрофоссилий простирается от цианобактерий (5–7), коккоидных форм (8, 9), трихом (10) до отпечатков крупных морфологически сложных (11–17) спиральных (18), лентовидных (19), круглых и сферических (20) форм

Переход атмосферы на рубеже архея и протерозоя от химически активного углекислотного состава к нейтральному, безусловно, должен был сказаться и на организации земной жизни. По-видимому, с этим следует связывать появление в протерозое принципиально новых форм эвкариотных одноклеточных организмов и водорослей с четко обособленным ядром и другими органами. Отсюда видно, что и второй крупный тектоно-геохимический рубеж докембрия, радикально изменивший всю геодинамику Земли, одновременно столь же резко изменил экологическую обстановку на

Земле и предопределил появление более совершенных эвкариотных форм земной жизни. Это, а также последующее развитие биоминерализации, рост биологической продуктивности и прогрессирующая колонизация бентали повлекли за собой существенные изменения в характере седиментогенеза.

М.А. Семихатов и его коллеги (1999) обращают внимание, что на период расцвета строматолитов в Ятулийское время раннего протерозоя (2,3–2,06 млрд лет назад) приходится крупная положительная аномалия изотопного состава карбонатного углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  до +12...+15 ‰ PDB). Авторы этой статьи считают, что ведущим фактором появления крупнейшей в истории Земли ятулийской положительной изотопной аномалии карбонатного углерода была уникальная по масштабам экспансия цианобактериальных экосистем, запечатленная в строматолитовой летописи.

Наверное, это так. Однако напрашивается вопрос почему такой расцвет биопродуктивности приходится именно на период массового отложения железорудных формаций, когда парциальное давление кислорода должно было быть минимальным за всю историю развития жизни на Земле? Вероятно, это связано с тем, что цианобактерии могут успешно жить и развиваться в совершенно бескислородной среде. Но в раннем протерозое, одновременно с выносом окислов железа из рифтовых зон происходила и обильная генерация метана по реакциям типа (9.13). При этом, несмотря на достаточно низкое давление углекислого газа в атмосфере раннего протерозоя, его дегазация из мантии тогда была приблизительно в три раза выше, чем сейчас (см. рис. 10.2). Отсюда следует, что во время отложения раннепротерозойских железорудных формаций скорость генерации абиогенного метана так же была, по меньшей мере в три раза выше современной, а по нашим оценкам (Сорохтин, Леин, Баланюк, 2001), она достигает 10 млн т/год (при скорости дегазации ювенильного  $\text{CO}_2$  около 32 млн т/год). В бескислородной среде раннего протерозоя этот метан не окислялся, а почти целиком расходовался на питание метанпотребляющих бактерий, что, вероятно, и предопределило расцвет строматолитов. С другой стороны, благодаря изотопному фракционированию углерода в обменных реакциях углекислого газа с метаном (см. реакцию 9.17):



метан всегда обогащается легким изотопом углерода, а остающийся углекислый газ, который затем переходил в карбонаты, наоборот, становится изотопно более тяжелым. С этим связано возникновение отрицательных изотопных аномалий органического углерода  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  во время отложения железорудных формаций конца архея и в раннем протерозое (см. рис. 11.8). Это явление, вероятно, также могло стать одной из главных причин возникновения ятулийской положительной аномалии изотопного состава карбонатного углерода в раннем протерозое  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ , достигавшей +12...+15‰ (Семихатов и др., 1999). В дальнейшем после окончания эпохи железорудного накопления и последовавшего за этим некоторого повышения парциального давления кислорода в атмосфере, большая часть метана стала им окисляться по реакции  $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ , а “легкий” углерод метана стал возвращаться в его карбонатный резервуар. В результате роль реакции (9.17) в среднем протерозое заметно снизилась, что и привело к исчезновению положительной изотопной аномалии углерода.

Суммарная биомасса фитопланктона, генерирующего кислород в океане, определяется количеством растворенных в его водах соединений фосфора (Шопф, 1982), но его концентрация в океанских водах всегда оставалась равновесной по отношению к базальтам океанской коры и близкой к современной. Отсюда следует, что масса океанского фитопланктона увеличивалась со временем приблизительно пропорционально росту массы воды в океане (см. рис. 9.3, кривая 2). Если бы не существовало процессов связывания кислорода в породах, то и его накопление в атмосфере Земли подчинялось бы этой же закономерности.

Рассматривая развитие жизни в истории Земли, важно обратить внимание специалистов на ранее не учитывавшееся обстоятельство – на присутствие в



докембрийской мантии свободного (металлического) железа. Вместе с мантийным веществом это железо попадало в рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, где оно на контакте с водой окислялось до растворимой двухвалентной гидроокиси (вероятно, в форме бикарбоната), разносившейся далее по всему океану. Но, как известно, двухвалентная гидроокись железа является активным поглотителем кислорода. Поэтому есть все основания полагать, что большая часть кислорода, продуцировавшегося фитопланктоном докембрия, тогда быстро расходовалась на окисление двухвалентной гидроокиси железа до трехвалентного состояния (например, в форме гётита). Этим следует объяснять не только формирование мощнейших залежей железных руд докембрия, но и очень низкое парциальное давление кислорода в атмосфере докембрия. В процессе химико-плотностной дифференциации железо вместе с его окислами постепенно переходило из мантии в земное ядро, однако полностью оно исчезло из мантии только на рубеже протерозоя и фанерозоя (см. рис. 4.10). После же полного перехода металлического железа из мантии в ядро около 600 млн лет назад, исчез главный “потребитель” кислорода на Земле, и этот живительный газ начал быстро накапливаться в атмосфере.

Кроме того, мощным механизмом поглощения кислорода является и процесс разложения органических остатков после смерти самих организмов. Отсюда видно, что только захоронение органического углерода в осадках в форме углеводов или углей ведет к накоплению кислорода в атмосфере. В протерозое и раннем палеозое наземной растительности еще не существовало, и поэтому до середины палеозоя не было угленакопления, но консервация углеводов в океанических осадках, битумных и черных сланцах происходила уже в докембрии. Причем следует ожидать, что мощность этого процесса в протерозое была даже большей, чем в фанерозое, поскольку тогда в океанах господствовала восстановительная обстановка и органические остатки фитопланктона консервировались в осадках без окисления. К настоящему времени, правда, древние бассейны нефтегазонакопления практически не сохранились, а были графитизированы или уничтожены последующими тектоническими процессами. Поэтому их количественное распространение в современных геологических разрезах не может служить критерием оценки интенсивности этих процессов в глубокой древности, хотя шунгиты, графитизированные породы и черные сланцы в докембрии распространены достаточно широко. Из сказанного следует, что скорость генерации кислорода в протерозое была вполне соизмеримой с современной. Но в докембрии почти весь кислород, освобождавшийся тогда благодаря жизнедеятельности фитопланктона, поглощался процессом окисления железа.

В результате парциальное давление атмосферного кислорода, оставшееся низким почти до конца протерозоя, в венде стало быстро повышаться. После перехода парциальным давлением кислорода точки Пастера ( $\sim 10^{-2}$  современного уровня) в конце протерозоя и в венде произошла еще одна весьма радикальная перестройка жизни на Земле. Биологическая эволюция на это ответила буквально взрывом возникновения новых форм жизни на Земле, появлением многоклеточных водорослей и, главное, возникновением метазоа – многоклеточных представителей царства животных, метаболизм которых уже был построен на потреблении кислорода из внешней среды. Кроме того, в начале кембрия появились скелетные организмы и практически все известные и сегодня типы организмов (рис. 12.3).

Таким образом, и **третий резкий геолого-биологический рубеж** на переходе от протерозоя к фанерозою ярко отразился в геологической истории Земли и радикальным образом изменил экологическую обстановку на ее поверхности: отныне земная атмосфера из восстановительной или нейтральной превратилась в окислительную. В этой новой ситуации уже наиболее эффективными оказались те формы жизни, обмен веществ которых был построен на реакциях окисления органических веществ, синтезируемых царством растений.

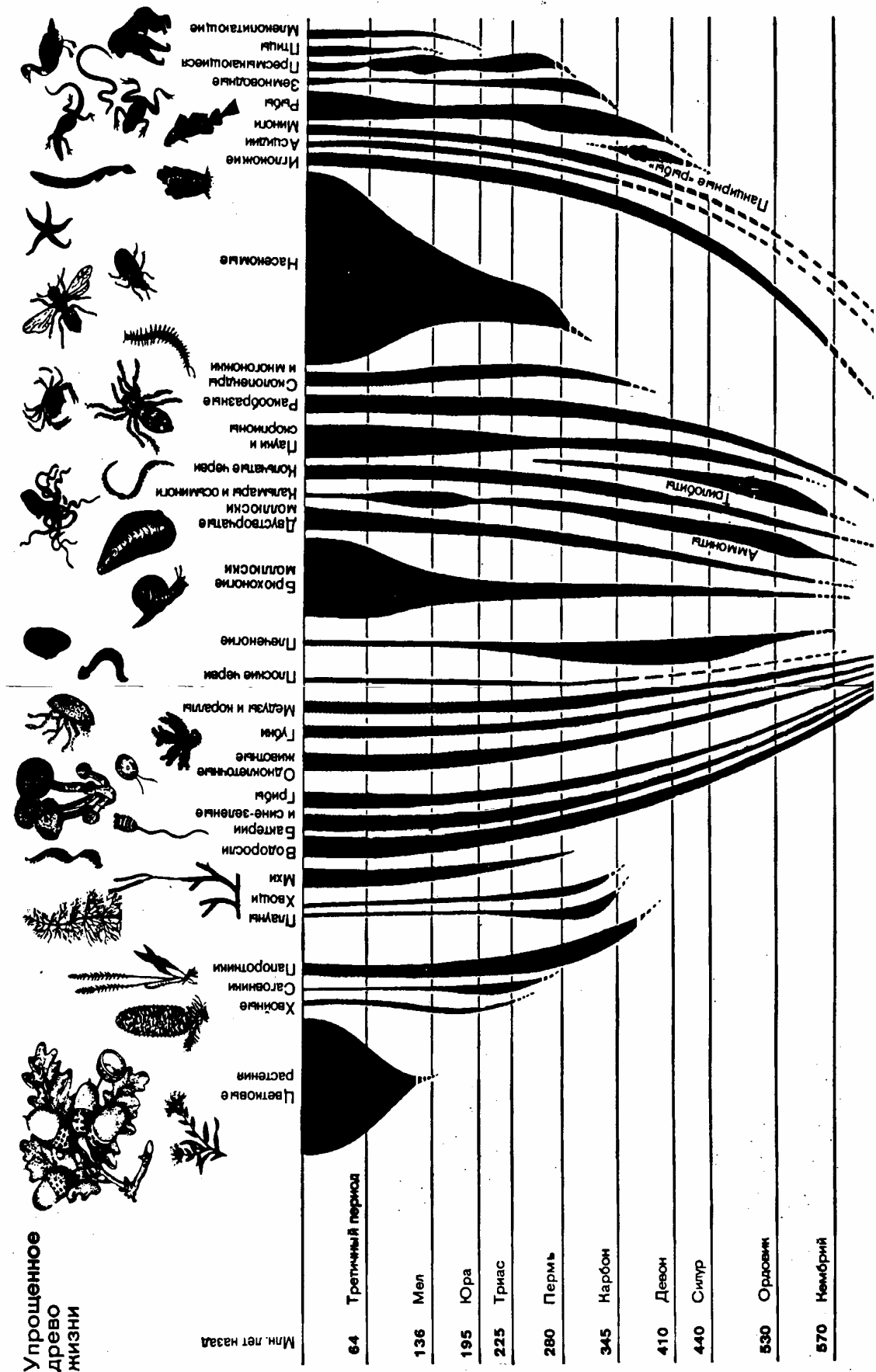


Рис. 12.3. "Древо жизни" из книги Д. Эттенборо "Жизнь на Земле" 1984. Развитие жизни на рубеже протерозоя и фанерозоя носило характер биологического взрыва

С наступлением фанерозоя ситуация резко изменилась: в атмосфере появился кислород – главный фактор, предопределивший процветание на Земле высших форм жизни. О влиянии накопления кислорода на климат фанерозоя говорилось в разделе 10.5.

#### 12.4. Влияние дрейфа континентов и морских трансгрессий на экологические обстановки фанерозоя

Перестройки биоты происходили и в последующие геологические эпохи, но все они уже носили характер дифференциации и эволюционного развития организмов в рамках сформированных в начале фанерозоя крупных таксонов. При этом помимо главного воздействия на эволюцию жизни в фанерозое – постепенного увеличения парциального давления кислорода заметными факторами давления внешней среды на эволюционные изменения форм жизни стали дрейф континентов, климатические изменения, трансгрессии и регрессии моря. Все эти факторы меняли устоявшиеся экологические ниши биологических сообществ и усиливали их конкурентную борьбу за выживание.

Как известно, на протяжении фанерозоя имели место две крупные общепланетарные трансгрессии. Первая развивалась от ордовика до девона включительно (от 500 до 350 млн лет назад), а ее амплитуда превышала 200–250 м (см. рис. 9.6). Вторая глобальная и ближайшая к нам трансгрессия происходила в меловое время и по амплитуде достигала 350–400 м. Помимо этого консервация воды в материковых ледниках в периоды возникновения покровных оледенений могла приводить к глобальным регрессиям океана с понижениями его уровня на 120–130 м (см. раздел 9.3).

Трансгрессии океана на сушу и обратные им регрессии, связанные с эвстатическими колебаниями уровня океана, должны были существенно влиять на глобальные вариации климата Земли в геологическом прошлом. Из-за того, что теплоемкость воды намного больше теплоемкости континентальных пород и атмосферы, всякое существенное увеличение площади морской поверхности за счет уменьшения площади суши смягчало сезонные и широтные изменения климата. При затоплении водой до 40% и более площади поверхности континентов смягчающее воздействие трансгрессий на глобальные вариации климата в умеренных и высоких широтах должно быть достаточно велико. Особенно если учесть, что расширение эпиконтинентальных морей создавало новые морские коридоры, по которым мог происходить теплообмен между низкими и высокими широтами. В периоды регрессий, по мере отступления моря, возрастает общая континентальность климата Земли, увеличиваются сезонные контрасты температуры, а также происходит похолодание в умеренных и высоких широтах.

На широтную зональность климата существенно влияет также пространственное расположение материков и океанов. Крупные области суши, попадая по мере перемещения ансамбля литосферных плит в полярные регионы, начинают постепенно покрываться сначала горными ледниками, а затем (из-за большого альбедо льда и постепенного охлаждения всей полярной области) и покровным оледенением. Последнее, таким образом, играет роль глобального холодильника. Следовательно, наиболее резкая широтная зональность на Земле наблюдалась, когда при прочих равных условиях в полярных областях располагаются крупные массы суши. Уменьшение площади поверхности суши в полярных областях, например, в результате трансгрессии, и тем более полное отсутствие в этих областях крупных материковых фрагментов обычно приводили к значительному сглаживанию широтной зональности и к глобальному потеплению климата Земли, как это наблюдалось, например, во время существования Пангеи (см. рис. 8.10).

Кроме того, изменения взаимного расположения континентальных массивов изменяли характер циркуляции океанских вод, что также сильно влияло на формирование земного климата. Известно, что современное оледенение в Антарктиде началось только после того, как от нее откололась и отошла к северу Австралия, а также открылся пролив Дрейка к югу от Огненной Земли. После этого вокруг Антарктиды возникло южное циркумконтинентальное течение, полностью “отрезавшее” этот континент от более

теплых противопассатных течений трех омывающих его океанов. Эта система климатической изоляции Антарктиды действует и сегодня.

В свете изложенной геоисторической интерпретации процессов глобальных изменений климата Земли попытаемся рассмотреть природу крупных экологических рубежей фанерозоя, т.е. тех, которые имели место на протяжении последних 550–600 млн лет развития жизни на нашей планете. Так, постепенное увеличение парциального давления кислорода сделало возможным около 400 млн лет назад выход на сушу высокоорганизованной жизни. Это событие представляет собой уникальный феномен, связанный с коренной перестройкой метаболизма организмов и появлением в царстве животных форм, обладающих легкими – органом идеально приспособленным к газообмену в воздушной среде.

Учитывая, что Солнце – спокойная звезда, а другие космические факторы почти не влияют на развитие Земли, можно уверенно утверждать, что ведущую роль в развитии жизни играли чисто земные факторы. Конечно, наша планета – одно из многих космических тел, но возникновение на ней жизни (в известной нам форме) представляет уникальное, специфически земное явление. Главные причины экологической эволюции в фанерозое, как и в предыдущие эпохи, также были обусловлены глобальными тектоническими процессами. Это предположение неплохо иллюстрируется примером развития жизни в океане. Действительно, изменение пространственного расположения, размеров и формы как континентов, так и океанов в фанерозойской истории Земли оказывало существенное воздействие на мощность и структуру океанских течений, а следовательно, и на распределение биологической продуктивности, т.е. на формирование экологических систем, наиболее приспособленных к тем или иным природным условиям.

В качестве примеров зависимости развития жизни от тектоники литосферных плит полезно рассмотреть влияние, которое оказывается на видовое распределение морских организмов расположением материков и океанов, а также климатической зональностью Земли. Известно, что подавляющее большинство (около 90%) всех видов морских животных обитает на континентальных шельфах или мелководьях около подводных возвышенностей и островов на глубинах менее 200 м. Следовательно, можно считать, что в фанерозое главное развитие морской фауны происходило на небольших глубинах. При этом наиболее богата мелководная морская фауна сейчас в тропиках, где она насыщена большим числом высокоспециализированных видов. Разнообразие и количество морской фауны уменьшается по мере увеличения широты, особенно в олиготрофных акваториях океана. Однако в приполярных акваториях в связи с большей концентрацией в их водах растворенного кислорода вновь происходит существенное увеличение биопродуктивности океанов, тогда как наименьшая продуктивность океанов наблюдается в средних субтропических (олиготрофных) широтах. Степень разнообразия современной мелководной морской фауны хорошо коррелируется с изменением устойчивости пищевых запасов, которые зависят от сезонности климата. Кроме этого важнейшего широтного фактора существуют еще и долготные составляющие, которые также определяют общее разнообразие современной морской фауны. В частности, на одинаковой широте большее разнообразие фауны наблюдается там, где существует стабильность пищевых ресурсов. Поэтому в каждом широтном поясе наибольшее разнообразие морской фауны наблюдается вблизи побережий и островных архипелагов, крупных океанов.

Особо следует выделить области апвеллингов, в которых глубинные, богатые фосфором и органическими соединениями воды поднимаются по континентальному склону к поверхности, давая обильную пищу мелководным организмам (см. рис. 11.14). Обычно апвеллинги возникают на восточных берегах океанов в их тропических зонах. В этих районах возникают своеобразные оазисы жизни, пышно расцветающие среди сравнительно пустынных вод прилегающих олиготрофных акваторий. Примерами таких оазисов жизни могут служить Перуанская и Западно-Африканская зоны апвеллинга в Тихом и Атлантическом океанах.

Естественно, что формирующиеся в результате рифтогенеза глубоководные океанские котловины становятся существенным препятствием для распространения мелководной фауны. Вулканические дуги, возникающие над зонами погружения океанической литосферы в мантию, и внутриплитовые цепочки вулканических островов часто служат хорошими путями распространения морской фауны, особенно когда такие цепочки вулканических островов имеют субширотное простирание или находятся, как, например, острова Полинезии и Микронезии, в пределах единого климатического пояса. Другим механизмом расселения мелководной фауны могут быть миграции личиночных форм этих животных. Тем не менее в результате достаточно разделенного современного положения каждого из крупных материков заселяющая их шельфы морская мелководная фауна в настоящее время развивается в 30 провинциях и характеризуется сравнительно небольшим процентом общих для всех этих провинций видов. Оценки показывают, что мелководная морская фауна насчитывает сейчас на порядок больше видов по сравнению с тем, которое наблюдалось бы, если бы на Земле существовала только единая фаунистическая шельфовая провинция, даже при самом высоком видовом разнообразии.

Те же закономерности можно проследить и с расселением некоторых видов глубоководной фауны. Например, в биологических сообществах горячих источников «черных курильщиков» Тихого океана доминируют крупные трубчатые черви – вестиментиферы и двустворчатые моллюски – калиптогены, тогда как в Атлантическом океане такие же гидротермальные источники полностью оккупированы мелкими креветками, приспособившимися к питанию серобактериями.

Используя эти закономерности расселения фауны с учетом данных о дрейфе континентов, сведений об эвстатических изменениях уровня Мирового океана, а также о климатических последствиях этих явлений, можно попытаться объяснить характер изменения числа таксонов мелководной фауны в фанерозое, например массовую гибель многих групп животных на границе палеозоя и мезозоя. Действительно, раздельное положение в раннем палеозое большинства континентальных массивов и преимущественное их расположение в тропических и умеренных широтах (см. рис. 8.9), а также наличие шельфовых областей у каждого из них привели к значительному возрастанию в ордовике числа семейств мелководной фауны. Такое возросшее число семейств сохранялось в процессе эволюции морской фауны на протяжении большей части палеозоя. На границе перми и триаса, когда произошло объединение почти всех континентальных фрагментов в единый суперконтинент – Пангею (см. рис. 8.10), климат Земли потеплел, а число биологических провинций и экологических ниш на шельфе Пангеи существенно сократилось. Кроме того, регрессия пермо-триасового времени (см. рис. 9.6) привела к резкому сокращению площадей мелководных морей. В таких условиях на границе перми и триаса выживали лишь те представители мелководной фауны, которые могли находить пищу в придонных слоях. Иными словами, фаунистические семейства, выжившие на рубеже палеозоя и мезозоя, должны были быть экологически похожи на те, которые выживают сейчас в неустойчивых условиях окружающей среды, тогда как популяции, развивавшиеся в палеозое в стабильных условиях, подобных современным тропическим, после образования Пангеи оказались менее приспособленными и были обречены на вымирание. Поэтому можно предполагать, что быстрое вымирание многих видов морской фауны на рубеже палеозоя и мезозоя было обусловлено сокращением числа экологических ниш, окружавших образовавшийся тогда суперконтинент и снижением потенциальных возможностей биопродуктивности, окружавших этот единый материк шельфовых морей.

В противоположность этому начавшееся в раннем мезозое разделение материков, сопровождавшееся трансгрессией морей на сушу, и общее значительное потепление климата Земли привели к постепенному увеличению числа обособившихся шельфовых морских бассейнов (см. рис. 8.11). Результатом стало увеличение разнообразия животного мира, которое существенно возросло в кайнозое по мере обособления шельфовых

провинций различных материков друг от друга и особенно благодаря возникновению более резкой контрастности климатических зон Земли.

Разумеется, такой общий подход к проблеме эволюции жизни требует существенного развития и детализации. Так, меловая трансгрессия привела к расцвету карбонатпотребляющей фауны и микрофлоры на шельфах и в эпиконтинентальных морях, особенно коколитофоридной микрофлоры, сформировавшей уникальные толщи писчего мела. Однако эта же трансгрессия вызвала и кризисные явления в жизни биоценозов коралловых атоллов открытого океана. Складывается впечатление, что в середине мелового периода существовал и действовал мощнейший механизм, приводивший, с одной стороны, к резкому ослаблению океанической седиментации, а с другой – к усиленному переносу карбоната кальция из вод открытого океана в мелководные моря затопленных участков бывшей суши.

В меловую эпоху расположение континентов на поверхности Земли было совершенно иным, чем сейчас (см. рис. 8.11), и большая часть мелководных эпиконтинентальных морей тогда располагалась в аридных зонах с резким преобладанием испарения над осадками. Поэтому такие моря служили естественными насосами, выкачивающими воду из океанов (рис. 12.4).

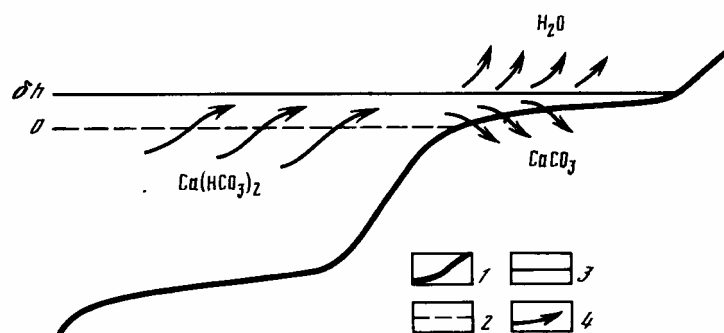


Рис. 12.4. Влияние трансгрессии моря на перераспределение областей карбонатакопления: 1 – гипсометрическая кривая; 2 – современный уровень океана; 3 – уровень океана во время меловой трансгрессии моря на континенты; 4 – пути миграции карбонатного вещества и воды

Поступающая в эпиконтинентальные моря вода частично испарялась, а концентрации растворенных в ней солей, карбоната кальция и фосфора при этом заметно повышались. Поскольку эпиконтинентальные моря того времени в основном были открытыми, повышение концентрации солей, по-видимому, не было большим. Однако хороший прогрев и аэрация широких, но мелководных морских бассейнов при повышенной концентрации в них  $\text{CaCO}_3$  и соединений фосфора приводило к интенсивному развитию в них жизни, особенно фитопланктона (кокколитофорид) и фораминифер, а на мелководьях – кораллов, моллюсков и других скелетных животных, сформировавших в середине мелового периода мощные толщи рудисто-коралловых известняков.

Кроме того, окраинные моря обычно являются естественными бассейнами, в которых развивается лавинная седиментация и происходит разгрузка речного стока (Лисицын, 1984). Поэтому и сносимый реками с континентов карбонатный материал в то время в большей части осаждался именно в таких морях, почти не достигая при этом вод открытого океана. В результате воды Мирового океана в середине мела оказались существенно обедненными карбонатом кальция и, вероятно, соединениями фосфора.

Резкое сокращение поступления карбоната кальция и фосфора к биогермным постройкам атоллов в открытом океане, произошедшее в апт-сеноманское время, привело к угнетению и деградации рифовых сообществ, строивших свои известковые скелеты и каркасы из карбоната кальция. Кроме того, в условиях резкого карбонатного голода кораллы, рудисты и другие скелетные организмы уже не могли создавать прочные

известковые постройки, способные противостоять абразионной деятельности океанских волн, особенно в штормовую погоду. В такой ситуации рифовые постройки на океанических островах – атоллах и рудистовых банках апт-сеноманского возраста – уже не успевали надстраиваться и компенсировать своим ростом плавное погружение их вулканических оснований под уровень океана (по закону (9.6)). С какого-то момента размыв бывших рифов окончательно погубил обитавшую на них мелководную фауну, превращая бывшие коралловые атоллы и рудистовые банки в плосковершинные подводные горы – гайоты (рис. 12.5), названные Г. Хессом (1946) в память французского географа XIX в. А. Гийо (Guyot).

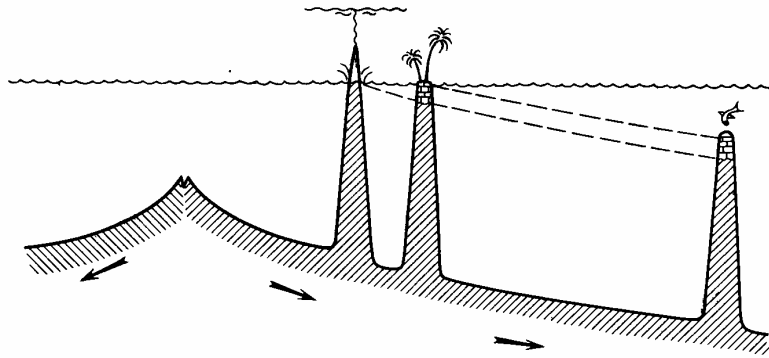


Рис. 12.5. Общая схема образования гайотов

В апт-сеноманское время таким путем только в Тихом океане погибло около 300 процветавших прежде атоллов, превратившихся затем в плосковершинные подводные горы, вершины которых сейчас расположены на глубинах около 1500 м под уровнем океана. Само же происхождение вулканических гор – цоколей атоллов было связано с мембранной тектоникой и деформациями литосферных плит при их движении по эллипсоиду вращения Земли (механизм этого процесса был рассмотрен в разделе 6.6).

После окончания эпох массового отложения докембрийских железорудных формаций, искажавших изотопно-кислородный состав океанических вод (см. раздел 10.5), в фанерозое их состав должен был оставаться постоянным с  $\delta^{18}\text{O} = \text{const}$ , тем более, что масса Мирового океана в фанерозое существенно возросла. Поэтому в фанерозое становятся более достоверными и устойчивыми определения палеотемператур океанических вод по изотопно-кислородным сдвигам в карбонатных раковинках планктонных и бентосных фораминифер. Такие определения неоднократно проводились в разных акваториях Мирового океана, но всегда приводили к согласованным результатам. В монографии Т. Шопфа “Палеоокеанология” (1982) приводятся обобщающие кривые, характеризующие изменения температуры поверхностных и придонных вод в тропической зоне океанов за последние 800 млн лет (рис. 12.6), из которых четко видно, что температуры поверхностных вод в этой зоне океанов менялись мало, постоянно находясь около 30 °С. Температура же придонных вод за это время существенно менялась от +2 °С в ледниковые эпохи до +15 °С в теплые периоды межледниковья. Но известно, что в ледниковые эпохи, к которым относится и настоящее время, главным механизмом перемешивания вод в океанах является опускание в океанические котловины холодных (а потому и тяжелых), но насыщенных кислородом вод из приполярных районов Земли. Заполняя глубоководные котловины океанов, они постепенно вытесняют глубинные воды к поверхности, где те вновь насыщаются кислородом и разносятся далее течениями по всем акваториям океанов. Таким путем уже через несколько тысяч лет все воды океанов оказываются полностью перемешанными.

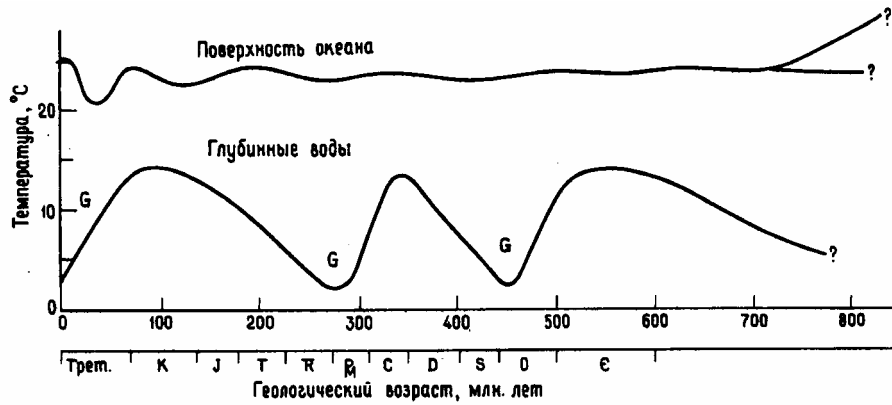


Рис. 12.6. Изменения температуры поверхностных и придонных вод в тропических широтах Мирового океана, по Т. Шопфу (1982). Индексом G отмечены периоды оледенений

Благодаря происходящему в ледниковые периоды постоянному перемешиванию водных масс в океанах придонные воды в это время всегда оказываются насыщенными кислородом, а это приводит к возможности существования на дне океанов донной глубоководной фауны. Иная ситуация складывается в теплые эпохи на Земле, когда полностью отсутствуют оледенения. В это время почти полностью прекращается перемешивание океанических вод и в глубоководных котловинах накапливаются застойные и лишенные кислорода, но достаточно прогретые глубинные воды. Часто в таких условиях возникает стагнация вод и их сероводородное заражение, сопровождаемое накоплением сапропелевых илов. Естественно, в такие периоды погибает вся глубоководная и бентосная фауна, существовавшая на дне океанов в прошлую ледниковую эпоху. При наступлении нового ледникового периода заселение бентали и формирование бентосных сообществ фактически происходило заново за счет переселения на глубину животных из пелагиальных зон океанов.

В частности, по данным глубоководного бурения сапропелевые илы встречаются в меловых осадках Тихого океана, откуда следует вывод, что и все бентосные сообщества животных этого океана оказываются очень молодыми – не древнее среднего кайнозоя (Кузнецов, 1994), вероятнее всего не древнее 55 млн лет (Несис, 2001).

Существенное влияние дрейф континентов оказал и на сухопутную фауну. Так, хорошо известно, что мезозой вместе с позднепермским временем палеозоя был эрой рептилий, тогда как кайнозой – эрой млекопитающих. За 200 млн лет развития в пермо-мезозойское время возникло только 20 отрядов рептилий, тогда как за кайнозой (интервал времени втрое короче первого) возникло около 30 отрядов млекопитающих. Это поразительное различие получает объяснение после сравнения условий развития рептилий и млекопитающих. Заметим, что начальный период бурного развития наземных рептилий совпадает с образованием из двух суперконтинентов, Лавразии и Гондваны, единой Пангеи (см. рис. 8.10) с периодом регрессии океана и со сравнительно мягким глобальным климатом, который установился в конце перми (после смещения нынешней Антарктиды из южной полярной области в умеренные широты). На протяжении триаса и юры, когда начался распад Пангеи, между ее фрагментами еще существовали более или менее устойчивые экологические связи. Следовательно, в течение длительного времени развития рептилий на суше или существовала единая экологическая провинция, или было очень небольшое число полуизолированных провинций. Ясно, что в таких условиях не могло возникнуть большое разнообразие пресмыкающихся. Только в меловое время, когда началось обособление нескольких действительно достаточно изолированных друг от друга материковых фрагментов, в этот последний период расцвета рептилий образовалась примерно половина из общего количества отрядов класса пресмыкающихся.

В раннем мелу, когда еще, вероятно, оставались связи между “разбегающимися” осколками Пангеи, произошло расселение примитивных млекопитающих. В позднем



мелу–раннем кайнозое (т.е. во время начала расцвета млекопитающих) благодаря значительному удалению друг от друга отдельных континентов (см. рис. 8.11) и еще продолжавшейся морской трансгрессии (см. рис. 9.6) сформировалось несколько крупных существенно или полностью изолированных друг от друга материковых экологических провинций. В частности, в начале кайнозоя, как теперь известно из анализа аномального магнитного поля Полярной Атлантики, еще сохранялись сухопутные связи между Америкой и Европой (до эоцена). Но Евразию в позднем мелу и в раннем кайнозое разделяло крупное внутреннее море, простиравшееся через Западную Сибирь от Тетиса до Ледовитого океана. При этом между Аляской и Чукоткой, по крайней мере периодически, возникали сухопутные связи через нынешний Берингов пролив. Таким образом, на протяжении позднего мела и первой половины кайнозоя в пределах Лавразийских материков образовались три не полностью изолированных друг от друга экологические провинции, в которых возникло много отрядов млекопитающих.

Экологическое разделение провинций в пределах Гондванских материков началось, вероятно, несколько раньше, чем Лавразийских. В позднем мелу Африка была уже достаточно удалена от остальных материков Гондванской группы (см. рис. 8.11); в то же время большая часть этого континента была затоплена мелководными морями, которые разделяли ее на две или три сухопутные области. Отделившаяся от Гондваны еще в раннем мелу но ставшая достаточно самостоятельной экологической провинцией лишь в позднем мелу, Южная Америка была почти полностью разделена мелководным морем в бассейне нынешней Амазонки на две сухопутные области. Кроме того, в позднемеловое время существовали еще две изолированные сухопутные провинции Индийская и Австрало-Антарктическая; последняя в начале кайнозоя (около 40 млн лет назад) разделилась на две самостоятельные области.

Итак, восемь–десять существенно изолированных друг от друга сухопутных экологических провинций, развивающихся в раннем кайнозое, – главное условие родового разнообразия класса млекопитающих. Отметим, что соединение в позднем кайнозое нескольких материковых фрагментов и сокращение числа экологических провинций до четырех – Австралийскую, Центрально- и Южно-Американскую, Эфиопскую, или Африканскую (южнее Сахары), самую обширную, включающую Евразию с Индостаном, Северную Африку и Северную Америку, – привели к вымиранию 13 отрядов сухопутных млекопитающих. При этом выжили те отряды, которые в первой половине кайнозоя развивались в не полностью изолированных экологических провинциях. Млекопитающие, развивавшиеся до соединения различных материков в изолированных условиях, оказывались, как правило, менее приспособленными и погибали.

Более общий вывод, который на основании анализа позднемезозойской и кайнозойской эволюции дна Мирового океана пока можно только наметить: все главные рубежи геологической истории (и как следствие разделение геохронологической шкалы на эры, периоды и эпохи) в значительной степени обусловлены такими событиями, как столкновения и расколы материков в процессе глобального перемещения ансамбля литосферных плит.

Действительно, как показывают реконструкции, составленные А. Смитом и Дж. Брайденом (1977), часть из которых воспроизведена на рисунках 8.10–8.12, большинство рубежей смены биологических сообществ, по которым проводилось деление фанерозоя на отдельные периоды, совпадает с основными этапами перестройки тектонического плана Земли. Так, в конце палеозоя все материки были собраны в единый суперконтинент Пангею (быть может, лишь за исключением Китайской платформы), а начало мезозоя – это начало раскола Пангеи. В частности, в триасе начался, но так и не состоялся раскол Европы и Азии в районе нынешней Западно-Сибирской низменности, а также начался откол Северной Америки от Африки и Европы, который привел в начале юры к образованию молодой океанической впадины Северной Атлантики. В начале мела откололась Африка от Южной Америки и Антарктиды, которые также разделялись между

собой. Начало мелового периода – откол Индостана от Антарктиды и Австралии. В конце мела–начале кайнозоя откальваются современное Новозеландское плато и подводный хребет Лорд-Хау от объединенного материка Антарктиды и Австралии, эти материки раскалываются, и Австралия удаляется в сторону экватора. В тот же период (на рубеже мела и кайнозоя) в Северном полушарии отделяются Северная Америка, Гренландия и Европа, в результате, в кайнозое образуется Полярная Атлантика. Кроме того, в самом начале кайнозоя Аравийская плита откололась от Африканской и началось образование Красного моря и Аденского залива. В середине кайнозоя – начало столкновения Индостанской плиты с Азией и формирование крупнейшего в настоящее время горного пояса. В миоцене произошло окончательное закрытие палеоокеана Тетис и возникновение складчатых сооружений в европейской части Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В позднем миоцене поднимаются горы Кавказа, в это же время формируются горы Центральной Азии и Гималаев. Этот процесс формирования гигантского Альпийско-Гималайского складчатого пояса, отделивший Северную Евразию от ее южных регионов, продолжается и сейчас.

Примеры показывают, что на континентах эволюция растительных и животных форм жизни, по-видимому, также во многом определялась дрейфом континентов и сменой климатических обстановок на Земле. Особенно это должно было проявляться при объединениях прежде обособленных материков или, наоборот, при расколах крупных континентов и обособлениях их фрагментов. Чередования эпох консолидации и дробления континентов с образованием единых и межконтинентальных океанов, безусловно, сопровождалось возникновением новых и закрытием старых экологических ниш, т.е. радикальными изменениями экологических условий существования жизни на Земле. Поэтому такие перестройки, вероятно, могли быть одной из главных причин как видообразования и вымирания отдельных форм жизни, так и их консервации. Ярким примером тому могут служить эндемичные формы жизни в Австралии и Южной Америке.

Разумеется, что все эти события влияли на палеоклимат и всю эволюцию экологической системы нашей планеты в геологическом прошлом, что и нашло отражение при составлении геохронологической шкалы и ее делении на эры, периоды и, возможно, эпохи. Естественно, что при геоисторическом анализе проблемы эволюции флоры в геологическом прошлом также необходимо использовать мобилистский подход и учитывать экологическое равновесие в каждой из областей, которые разъединялись и объединялись в процессе дрейфа континентов. Значительного успеха на этом пути в нашей стране достиг С.В. Мейн (1971, 1981), в частности подробно рассмотревший с позиций мобилизма, историю развития флоры Сибирской платформы.

Повлияли колебания глобального климата в четвертичное время с периодическими сменами ледниковых и межледниковых периодов, и на развитие человечества, определили моменты миграции народов и время формирования расового состава людей (Янковский, Боринская, 2001). Заселение Америки через Берингов пролив произошло вероятнее всего по сухому пути во время понижения уровня океана, вызванного развитием последнего вюрмского оледенения, продолжавшегося приблизительно от 60 до 12 тыс. лет назад. Максимальных размеров это оледенение достигло около 20 тыс. лет тому назад (Имбри, Имбри, 1988), но приблизительно в это же время (20–12 тыс. лет назад), как предполагается, и происходило заселение Нового Света людьми.

Таким образом, вся биосфера Земли на протяжении свыше 3,5 млрд лет развивалась как единая целая система, но в тесной взаимосвязи с геологическим развитием нашей планеты. Поэтому привести к успеху может только комплексное изучение биосфер прошлого на основании анализа их взаимосвязей с геологическими обстановками древних эпох, с учетом существовавших тектоно-геохимических рубежей в развитии Земли, дрейфа материков, возникновения новых и закрытия старых океанов, эволюции климатов Земли и т.д.

Помимо прямого влияния геологических процессов на развитие земной жизни, безусловно, существует и обратная связь – влияние жизни на протекание тех или иных геологических процессов. Большая роль органической жизни в седиментогенезе карбонатов, фосфоритов, угленосных формаций, нефтегазоносных отложений и пелагических осадков хорошо известна. По-видимому, ее роль значительна и в процессах выветривания земных пород, а следовательно, и в процессах круговорота корового вещества. Кроме того, в фанерозое жизни принадлежала и ведущая роль в поддержании равновесного состава земной атмосферы, являющегося определяющим фактором климатообразования на Земле.

### 12.5. Грядущее развитие и гибель биосферы

Начавшееся в кайнозойское похолодание климата, вызванное поглощением атмосферного азота почвенными бактериями, продолжится и далее. Поэтому существенных потеплений климата в будущем 100–200 млн лет ожидать трудно. Современное потепление климата, о котором много говорится в последнее время, началось еще в XVII в. (т.е. задолго до индустриальной революции), вероятнее всего оно является временным и связано с флуктуациями магнитной активности Солнца (см. рис. 10.11). Об этом, в частности, свидетельствуют измерения палеотемператур за последние 3000 лет по остаткам планктонных фораминифер Саргассова моря (см. рис. 10.12), по которым четко видно, что современное локальное повышение средних температур развивается на фоне общего похолодания климата. Об этом же говорят и геологические данные. Действительно, приблизительно 100 млн лет назад на Земле полностью отсутствовали покровные ледники, а средние температуры достигали почти +17 °С, тогда как к современному моменту они снизились до +15 °С. В результате такого вроде бы незначительного похолодания произошло наступление новой ледниковой эпохи, и возникновение в середине кайнозоя покровного оледенения Антарктиды, а в четвертичное время – периодических оледенений на континентах Северной Америки, Европы и Азии.

Если наши предположения о постепенном изъятии азота из атмосферы Земли и его захоронении в земной коре справедливы, а принятое нами содержание органического азота в осадках отвечает действительности (см. раздел 10.1.1), то, несмотря даже на постепенное повышение солнечной активности, медленное похолодание климата продолжится и в будущем, до достижения нового равновесного состояния прохладного климата. Однако этот новый климатический уровень, определяемый метаболизмом азотпоглощающих микроорганизмов, может оказаться не очень благоприятным для процветания на Земле высших форм жизни. Отсюда следует, что новый ледниковый период, когда он наступит в северном полушарии, окажется наиболее суровым.

По нашим оценкам (см. рис. 10.16), через 200 млн лет средние температуры по Земле опустятся несколько ниже +12 °С, одновременно с этим и уровень Мирового океана понизится приблизительно на 200 м (см. рис. 9.5), после чего обнажатся все современные шельфы, хотя и в этой ситуации на низких и средних широтах условия для развития высокоорганизованной жизни останутся вполне приемлемыми. Только приблизительно через 400 млн лет средние температуры на земной поверхности опустятся до температуры около +10 °С, а уровень океана по сравнению с его современным положением в это время опустится более чем на 0,5 км (см. рис. 9.5). В этом случае все северные и южные материки даже на умеренных широтах окажутся скованными покровными ледниками, покроются льдом и возвышенные участки континентов на экваторе.

Но похолодание будет продолжаться не вечно. В промежутке около 200–300 млн лет должно будет наступить равновесие между снижением температуры за счет бактериального удаления азота из атмосферы и ее повышением благодаря увеличению светимости Солнца. Однако и это равновесное состояние приблизительно через 600 млн лет в будущем должно будет резко нарушиться дегазацией абиогенного кислорода, освобождающегося при формировании в мантии “ядерного” вещества по реакции (4.6).

После этого момента в мантии начнет генерироваться свободный кислород со скоростью около  $2,1 \cdot 10^{16}$  г/год, или 21 млрд т/год. Если бы весь этот кислород поступал в атмосферу, то его парциальное давление повышалось бы со скоростью, приблизительно равной 4 атм за каждый миллион лет. На самом деле скорость дегазации кислорода будет значительно меньшей, но все же она может достигать скорости порядка 0,02 атм/млн лет. Это означает, что через 200 млн лет после начала дегазации кислорода из мантии парциальное давление этого газа достигнет почти 4 атм, тогда как средняя температура Земли за счет парникового эффекта поднимется почти до 76 °С. Еще через 200 млн лет (через миллиард лет в будущем) давление кислорода превысит 14 атм, а приземные температуры поднимутся до 110 °С.

При таких условиях вся наземная жизнь уже вскоре после начала дегазации эндогенного кислорода в буквальном смысле слова сгорит в такой атмосфере. Лишь в океанах из-за малой растворимости кислорода в воде еще какое-то время смогут существовать высшие формы жизни, пока и они не “сварятся” в его горячих водах. Но после вскипания океанов приблизительно через 1,5 млрд лет и возникновения необратимого парникового эффекта с температурами около 550 °С не смогут выжить даже самые примитивные термофильные прокариоты (см. раздел 10.6).

Из приведенного анализа благоприятных для жизни геодинамических условий на Земле видно, что они не бесконечны. Вероятнее всего общая продолжительность существования жизни приблизительно равна 5 млрд лет (от 4 млрд лет в прошлом до 1 млрд лет в будущем). Для развития высокоорганизованной жизни природа отвела еще меньше времени – в океанах максимум 1,4 млрд лет (от 600 млн лет в прошлом до 800 млн лет в будущем), а на суше – не более 1 млрд лет (от –400 до +600 млн лет).

Нашему поколению можно не волноваться за свое будущее (если, конечно, не произойдет какого-нибудь ядерного катаклизма), но трезво оценивать перспективу развития органического мира на Земле, по нашему мнению, не только интересно, но и важно в мировоззренческом плане. Поэтому мы и постарались не только дать здесь ретроспективное освещение развития жизни на нашей планете в прошлом, но и показать возможное, хоть и печальное, направление ее дальнейшего развития. А пока мы должны только радоваться, что живем на нашей прекрасной и уникальной планете.