



УДК 523.681

© 2011

Член-корреспондент НАН України Р. Я. Белевцев

Происхождение и эволюция внешних геосфер: газоводной атмосферы, кислого океана, свободного атмосферного кислорода и возникновение жизни

На підставі термодинамічного та кінетичного аналізу даних про РТ-умови у зовнішніх геосферах обґрунтовано нові геохімічні ідеї щодо генезису та еволюції високотемпературної газоводної атмосфери (800–375 °С) в архейі (3,8–2,8 млрд років тому), кислого океану та вільного атмосферного кисню у ранньому протерозої за реакцією: $\text{Cl}_2 (\text{г}) + \text{H}_2\text{O} (\text{ж}) = 2\text{Cl}^- (\text{в}) + 2\text{H}^+ (\text{в}) + 0,5\text{O}_2 (\text{г})$. У рифейі під впливом осадоутворення нейтралізується кисла океанічна вода та створюються сприятливі умови для виникнення життя на Землі. При активізації тектоніки літосферних плит у фанерозої спостерігаються зростання гір, збільшення швидкості літогенезу, підсилення вулканізму та міцності землетрусів, еволюція життя, падіння P_{O_2} в атмосфері, загальне похолодання, що особливо проявляється у неогені та четвертинному періоді. На планеті Марс повинна проявитися подібна до земної еволюція зовнішніх сфер у ранньому докембрії (4,2–3,0 млрд років тому).

Проблемы, гипотезы, идеи. Удивительно сильно стремление большинства геологов и геохимиков переносить современные физико-химические условия на Земле в глубину геологической истории, вплоть до возникновения планеты. Они считают, что уже в раннем архее с 3,8 млрд лет тому назад отлагались морские железисто-кремнистые осадки с участием анаэробных бактерий [1]. По этим нептунистическим представлениям физические условия на земной поверхности в то время были близки к современным с нормальной температурой и с жизнью в архейских морях, а возникающая Земля была твердой и холодной, поскольку произошла путем аккреции холодного вещества газовой пылевой туманности ($T = 40 \text{ К}$, $P = 10^{-3} \text{ Па} = 10^{-8} \text{ бар}$, $V = 3 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{моль}$) [2–4]. Космическая пыль (нано и микронные твердые частицы) и космический газ (преимущественно водород) самопроизвольно стремятся к рассеиванию и охлаждению вещества в пространстве по уравнению диффузии и термодиффузии с большой энтропией (230 Дж/(моль · град)) и устойчивостью. Для аккреции вещества газовой пылевой туманности нужна огромная энергия (30 кДж/моль). Источник такой энергии неизвестен, а аккреции также препятствует “солнечный ветер” [4].

Таким представлениям противоречит широкое распространение высокотемпературных процессов в архее — активного плутонического магматизма и гранулитового метаморфизма,

связанных с большой теплогенерацией из недр Земли, которая на порядок превышала современную. Надо отметить также коренные геолого-петрологические отличия предполагаемых осадочных раннедокембрийских пород от настоящих фанерозойских осадков. Кроме того, по данным вулканологов и литологов, первичный океан должен быть кислым, поскольку выщелочить натрий из пород в морскую воду можно только в сильнокислой среде [5, 6].

В начальный догеологический катархейский этап (4,5–3,8 млрд лет тому назад, далее т. н.) Земля не содержала твердых пород и была в расплавленном состоянии [2, 4–6], о чем свидетельствует отсутствие датировок этого этапа. На быстро остывшей Луне имеются магматические анортозиты с возрастом 4,4–4,0 млрд лет т. н. [2, 3, 6]. О магматическом состоянии недр Луны и Земли в катархее также свидетельствует сжатие тел этих планет с полюсов и смещение центра тяжести Луны к Земле из-за притяжения к последней [3, 4, 6], что было возможно лишь при расплавленном состоянии недр Луны и благодаря чему к Земле всегда обращена только одна сторона Луны.

Наиболее обоснованной является космогеническая гипотеза В. А. Амбарцумяна, С. К. Всехсвятского и др. [4, 5] об образовании Солнечной системы в результате взрыва звездных скоплений в центре галактики 4,5 млрд лет т. н., первоначально все тела Солнечной системы состояли из звездной материи. Тяжелые элементы образуются только в звездах при реакциях ядерного синтеза в условиях весьма высоких PT -параметров с выделением огромной энергии и, поэтому они имеют большую внутриядерную энергию связи и весьма устойчивы, причем минимальной энергией связи обладает водород как исходный материал ядерного синтеза, а максимальная энергия связи — у кислорода, силиция, магния и особенно железа [2, 4, 7, 8]. Эти тяжелые элементы могли также образоваться из звездной материи планет при ядерном синтезе в начальные этапы их эволюции как реакция на охлаждение первичной звездной плазмы указанных планет с выделением дополнительной энергии [4]. Эволюция каждого космического тела прежде всего определяется его исходной массой из звездной материи [4, 5].

Поднятая на поверхность Земли в результате магматической дифференциации в архее плагиогранитовая (тоналит-трондьемитовая) магма начала кристаллизоваться 3,8 млрд лет т. н. с образованием плагиогранитовой земной коры мощностью 10–15 км [2, 5, 6, 9, 10]. Плагиогранитовая магма содержала до 10% воды, а также около 1% других газов — хлора, серы и CO_2 , подобно вулканогенным газам [9–14]. В раннем архее породы земной коры были изменены региональным гранулитовым метаморфизмом [2, 5, 6, 9]. Высокотемпературные термодинамические условия на земной поверхности в архее (3,8–2,8 млрд лет т. н.) резко отличались от современных [5, 9]. На этом основании намечаются новые идеи о происхождении и эволюции атмосферы и гидросферы Земли с архея и поныне, в том числе о происхождении Земли, PT -условиях в докембрийских геосферах, магматогенном генезисе железистых кварцитов, инфильтрационном генезисе урановых месторождений и о нижнерифейском кислом океане, обсуждаемые ранее [5, 12]. В настоящее время актуальны идеи и разработки о термических условиях при геохимической эволюции архейской высокотемпературной газовой атмосферы, протерозойского кислого океана, о генезисе и режиме свободного атмосферного кислорода, а также о зарождении жизни.

Теплогенерация и состав внешних геосфер. По гипотезе В. А. Амбарцумяна и С. К. Всехсвятского [4], при формировании Солнечной системы Праземля в начале имела звездный состав, массу, примерно в 20 раз большую современной ($120 \cdot 10^{24}$ кг), внутреннюю энергию около 10^{35-36} Дж и высокую температуру плазменных недр (до 10^6 К). От 4,5 до 3,8 млрд лет т. н. Праземля потеряла большую часть своей массы (преимущественно га-

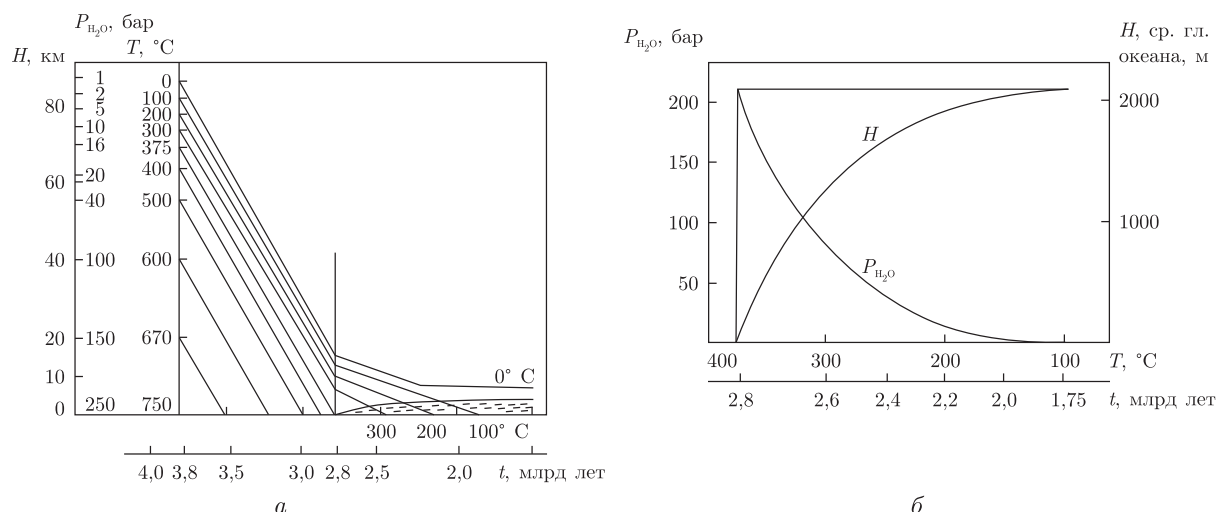


Рис. 1. Зависимость высоты (H), P_{H_2O} , и температуры (T) докембрийской газовой атмосферы (а); а также глубины протерозойского океана (H , м) (б) от возраста (t)

зы — водород, гелий и другие газообразные продукты ядерных реакций), остыла, большей частью лишившись внутренней энергии, и превратилась в магматическое тело, стратифицированное по плотности, составу и температуре. Состав магматических геосфер был близок к современному, кроме растворенных в магме газов, главным из которых была вода. В раннем архее коровые плагиограниты были интродуцированы высокотемпературными (порядка $2000^\circ C$) железисто-кремнистыми магмами с глубины 50–100 км [5]. Теплогенерация при формировании коры связана с распадом радионуклидов, остыванием коры, выделением тепла при кристаллизации магмы, уплотнением земной коры и мантии при кристаллизации магмосфер и газовой выделении, что привело к уменьшению объема и радиуса Земли, а также с выделением гравитационной энергии. Оценка этой гравитационной энергии ($E_{гр} = 3/5GM^2/R$ Дж = $(3-4)10^{30}$ Дж в архее, где G — гравитационная постоянная; M и R — масса и радиус Земли соответственно [6]) исходит из того, что при кристаллизации магмосфер их объем уменьшался в среднем на 2% и радиус Земли уменьшился примерно на 60–100 км. Суммарная выделенная Землей энергия в архее составила около 10^{31} Дж или 10^{22} Дж/год. Это примерно на порядок больше, нежели современный тепловой поток с поверхности Земли — 10^{21} Дж/год [2–6, 8, 9, 15].

Режим температуры в геосферах. Температура земной поверхности при кристаллизации коровой плагиогранитовой магмы 3,8 млрд лет т. н. была $750-800^\circ C$ и постепенно опустилась до нормальной температуры при литогенезе рифейских овручских кварцитов в кислом океане 1,3–1,0 млрд лет т. н. [5, 9, 12]. Важно определить, когда температура земной поверхности стала ниже критической температуры воды ($375^\circ C$), поскольку это вызвало целый ряд важнейших процессов в атмосфере и появление гидросферы.

Можно ориентировочно установить уменьшение температуры земной поверхности по кинетическому уравнению остывания поверхности нагретого тела [4, 6–8, 15]: $T = T_0 \cdot e^{-kt}$ или $\ln T_0 - \ln T = kt$, где T_0 — начальная температура ($750-800^\circ C$ или $1023-1073$ К); T — конечная температура ($25^\circ C$ или 298 К); t — продолжительность остывания от 3,8 до 1,3 млрд лет т. н.; k — константа скорости (0,50). Критическая температура воды ($375^\circ C$) была достигнута примерно 2,8 млрд лет т. н. (рис. 1).

Газоводная атмосфера в архее. Теплогенерация (E) из недр Земли в архее составила около 10^{31} Дж/год, в среднем 10^{22} Дж/год, уменьшаясь от $12 \cdot 10^{21}$ Дж/год 3,8 млрд лет т. н. до $6 \cdot 10^{21}$ Дж/год 2,8 млрд лет т. н. Теплогенерация в протерозое составила в среднем $4 \cdot 10^{21}$ Дж/год, уменьшаясь от $6 \cdot 10^{21}$ Дж/год 2,8 млрд лет т. н. до $2 \cdot 10^{21}$ Дж/год 1,8 млрд лет т. н. $\lg E$ связан линейной зависимостью с обратной температурой. Эволюционные изменения температуры, давления водяного пара и высоты атмосферы показаны на рис. 1, а. Таким образом, в архее поверхность земной коры была покрыта высокотемпературной газоводной атмосферой (800–375 °С). Теплоперенос в архейской газоводной атмосфере слабее, чем через породы. Тепловыделение из земной коры, теплопроводность гранитов земной коры (2,3 Вт/(м·град)) и кондуктивный теплопоток составляли 60 мВт/м^2 с температурным градиентом 30 град/км (табл. 1), при отсутствии атмосферы равным 10^{21} Дж/год (всей поверхности Земли) [3, 6, 8, 15]. Теплопроводность водного флюида заметно ниже, чем пород, и составляет 0,1 Вт/(м·град), тепловой поток по аналогии с атмосферой Венеры с температурным градиентом 7 град/км [14] равен $0,65 \text{ мВт/м}^2$, а кондуктивная теплопроводность $a_{\text{фл}} = 4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ (см. табл. 1).

Для того чтобы охладить поверхность Земли за 1 млрд лет до критической температуры воды 375 °С, нужен тепловой поток через архейскую газоводную атмосферу $0,56 \text{ Вт/м}^2$, что в 800 раз превышает кондуктивный массоперенос ($0,65 \text{ мВт/м}^2$) (см. табл. 1). Можно предположить, что перенос тепла через газоводную атмосферу осуществлялся посредством теплопередачи (W) на границе двух сред: твердой гранитной земной коры с температурой поверхности (T_1) и газоводной атмосферы с конвективным отводом тепла (T_2) по формуле: $W = a_m(T_1 - T_2)$, где a_m — коэффициент теплопередачи [8]. При снижении температуры $\Delta T = (T_1 - T_2)$ близ границы этих сред в пределах 50–100 °С: $W = 0,56 \text{ Вт/м}^2$, а $a_m = 0,011\text{--}0,0056 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{град)}$ при скорости атмосферной конвекции 8–16 м/с (см. табл. 1). Расчет термических свойств архейской газоводной атмосферы производился без учета влияния парникового эффекта, который мог в заметной степени замедлить охлаждение этой атмосферы [5, 14].

Формирование кислого океана и свободного кислорода в протерозое. При температуре поверхности Земли ниже критической температуры воды 375 °С (и критическом $P_{\text{H}_2\text{O}} = 220$ бар) газоводная атмосфера Земли конденсировалась в жидкую воду и в течение протерозоя превратилась в океан (см. рис. 1, б). При достижении земной поверхности нормальной температуры (25 °С) средняя глубина океана 1,7–1,3 млрд лет т. н. составила 2000 м. Параметры теплопереноса в протерозое от пород земной коры к океану

Таблица 1. Термические свойства внешних геосфер в докембрии

Геосфера	Теплопроводность, K , Вт/(м·град)	Теплопроводность, a , $\text{м}^2/\text{с}$	Температурный градиент, °С/км	Кондукт. теплопоток, мВт/м^2	Теплопередача от земной коры:	
					$\frac{W, \text{ Вт/м}^2;}{\Delta T, \text{ °С}}$	$\frac{a_m, \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{град)};}{V_{\text{конв}}, \text{ м/с}}$
Земная кора, гранит	2,3	$1,2 \cdot 10^{-6}$	30	60		
Газоводная атмосфера, архей	0,1	$4 \cdot 10^{-7}$	7	0,7	$\frac{0,56;}{50\text{--}100}$	$\frac{0,0056\text{--}0,011;}{8\text{--}16}$
Океан, протерозой	0,56	$1,4 \cdot 10^{-7}$	2	1,1	$\frac{0,27;}{100}$	$\frac{0,027;}{2,5}$

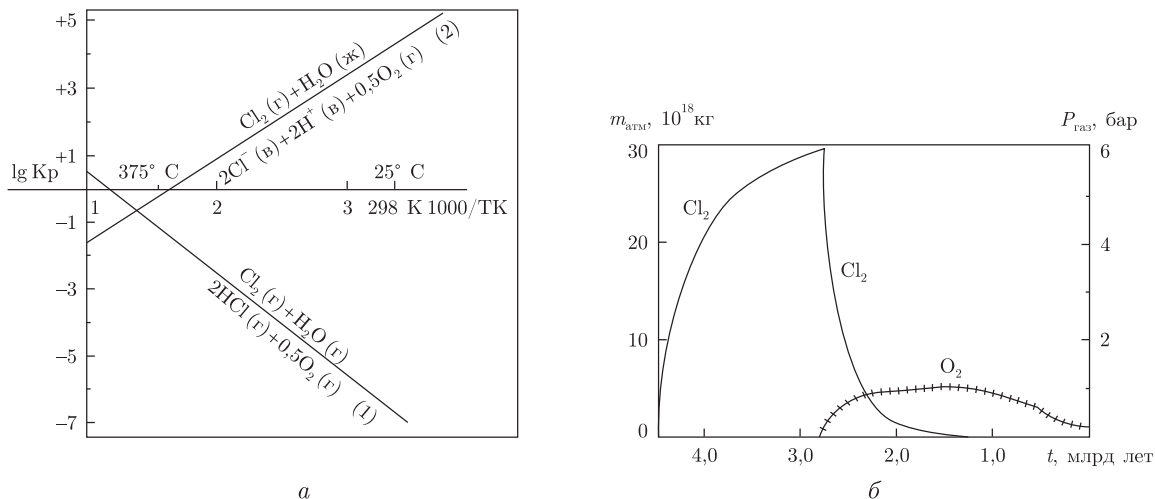


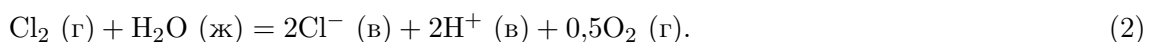
Рис. 2. Образование свободного кислорода по реакции между хлором и водой (а), а также изменение массы и парциального давления газов — хлора (Cl_2) и кислорода (O_2) при эволюции атмосферы Земли (б)

обуславливаются теплопередачей, подобно современным теплотокотам от пород дна океана через воду [8, 15]. Кондуктивный теплотокот через воду равен $1,1 \text{ мВт/м}^2$, а $T_1 - T_2 = 100 \text{ }^\circ\text{C}$ [8]. Теплопередача от пород земной коры через океаническую воду составляет $0,27 \text{ Вт/м}^2$, а $a_m = 2,5 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{град)}$ (см. табл. 1), т.е. теплопередача на границе земной коры с океаном осуществляется при скорости придонной конвекции океанической воды около $2,5 \text{ м/с}$.

Реакции между хлором и водой зависят от температуры. При высоких температурах, выше $375 \text{ }^\circ\text{C}$ — критической температуры воды, когда она существует в виде газа (г), протекает реакция ($\Delta G_{648} = +15,56 \text{ кДж/моль}$; $\lg K_p = -1,25$):



Реакция (1) проходит при температуре выше критической и смещена влево (рис. 2, а), но при температуре ниже критической при появления жидкой воды (ж) осуществляется реакция, которая идет вправо с участием ионов (в):



При этом HCl (в) растворяется в воде, разделяясь на ионы Cl^- (в) и H^+ (в), т.е. образуется водный раствор HCl по данной реакции: $\Delta G_{298} = -25,5 \text{ кДж/моль}$, а $\Delta G_{648} = -1,8 \text{ кДж/моль}$; $\lg K_p = 0,14$. Отметим также, что по реакции (2) образуется кислый океан с рН 0,15 и свободный атмосферный кислород [12]. Прохождению реакции (2) и выделению свободного кислорода способствуют: уменьшение температуры, рост $P_{\text{общ}}$, уменьшение восстановленности и кислотности водных растворов, уменьшение P_{H_2} . При этом P_{O_2} в раннепротерозойской атмосфере достигает 1 бар. (рис. 2, б).

Так, в раннем протерозое появился кислый океан и абиогенная богатая кислородом атмосфера, которая определила Eh океанической воды около $+0,8 \text{ В}$ [12]. В Средне-Приднепровских железисто-кремнистых формациях в раннем протерозое происходило образование богатых железных руд и в позднем протерозое (1,8–1,85 млрд лет т. н.) инфильтрационных урановых месторождений, что возможно лишь при окислительных условиях и подтверждается наличием в породах и рудах гематита и ^{34}S [13] (см. рис. 2). Первые осадки в виде

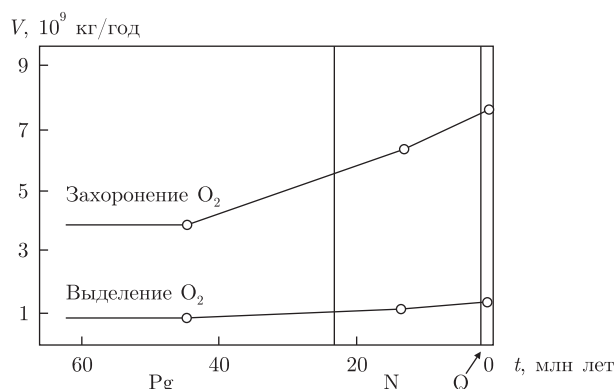


Рис. 3. Скорость изменения массы свободного кислорода в атмосфере Земли в кайнозое при захоронении его в осадочных толщах и выделение O₂ при вулканизме

кварцитопесчаников отложились в нижнем рифее 1,6–1,3 млрд лет т. н. при размыве первой суши, сложенной гранитоидами, поскольку кислая вода океана выщелачивала из них все катионы, а устойчивым остаточным продуктом этого литогенеза был кремнезем [12]. И только в верхнем рифее 1,2–1,0 млрд лет т. н. в результате этого литогенеза вода океана была нейтрализована и появилась возможность отложения известняков и возникновение жизни.

Эволюция геосфер в фанерозое и тектоника плит. До рифея океан представлял собой сплошную геосферу, видимо, из-за низкой вязкости частично расплавленных мантийных геосфер. В рифее появляется первая суша, однако вертикальные и горизонтальные движения литосферных блоков имели еще незначительные скорости и в течение рифея было накоплено лишь $250 \cdot 10^{18}$ кг осадков, которые составляли около 15% всей осадочной толщи неогоя [13].

В фанерозое росли скорости горизонтальных надвиговых движений блоков коры с увеличением высоты материков и скорости их размыва, которые достигли максимума в кайнозое [13]. Эти движения увеличивали также площадь океанической коры с углублением дна океанов и связаны с активизацией тектоники плит. С ростом высоты гор на материках увеличивается скорость и масса осадочных отложений [13]. Углубление дна океанов до 5–6 км и более отражает тенденцию выделения гравитационной энергии Земли за счет уменьшения ее радиуса. В продолжение фанерозоя радиус Земли уменьшился примерно на 2–3 км, что равносильно выделению гравитационной энергии около 10^{29} Дж, а скорость тепловыделения составила $2 \cdot 10^{20}$ Дж/год, что соответствует 20% теплового потока из недр планеты. Если учесть, что активность тектоники плит возросла, начиная с кембрия в 5 раз [12], то можно предположить, что 50–70% энергосыделения из недр Земли дает тектоника плит и ее вклад в этот процесс все время увеличивается. Расширяющееся по зонам спрединга дно океанов поддвигается под материковые и древние океанические блоки по тектонически активным границам литосферных плит, что сопровождается нарастающим со временем гравитационным энергосыделением из недр Земли в виде землетрясений, вулканизма, метаморфизма в подвижных зонах и теплопотока через геосферы.

В среднем атмосферный кислород захоранивается в осадочных породах в количестве 0,23% O₂ от массы осадков [13]. Выделение хлора оценивается вулканологами 0,3% и соответственно 0,03% O₂ от массы вулканитов (рис. 3) [11]. Учитывая опережающую роль и увеличение скорости захоронения кислорода в осадочных толщах, можно предположить общее снижение содержания свободного кислорода в земной атмосфере. Правда, скорость

этого процесса невелика — для захоронения половины современной кислородной атмосферы понадобится около 70 млн лет.

Однако эти процессы на несколько порядков слабее, нежели выгорание атмосферного кислорода при сжигании углеводородного топлива в техносфере. Сейчас добыча нефти и газа составляет около $12 \cdot 10^{12}$ кг/год, а при сжигании этого топлива используется около $30 \cdot 10^{12}$ кг атмосферного кислорода [5]. Такие темпы развития углеводородной энергетики приведут к тому, что половина кислорода земной атмосферы выгорит за 300–350 лет, а это будет означать коллапс человечества и значительной части биосферы.

Красный цвет поверхности планеты Марс, вероятно, связан с гематитом, образованным при окислении пород Марса в ранний постмагматический этап развития планеты, когда на Марсе появился океан и кислородная атмосфера по земной схеме (см. рис. 1, 2). Ориентировочный возраст этих процессов на Марсе — 4,2–3,0 млрд лет т. н., поскольку отношение масса/площадь поверхности у Марса в 2,6 раза меньше, чем у Земли, соответственно и остывание Марса шло в несколько раз быстрее, чем Земли. Следует также обратить внимание на горную систему “Олимп” на Марсе, высота которой достигает 25 км и, видимо, ее происхождение связано с максимально активной стадией тектоники плит на Марсе, которую еще не достигла Земля.

Возникновение жизни. Как известно, белок живых организмов неустойчив при температуре более 60 °С, а для бактерий граничные условия кислотности составляют рН 2–3 [2, 7]. Считается, что жизнь зародилась в океане около 3,8 млрд лет т. н. в виде анаэробных фотосинтезирующих простейших в условиях, близких к современным тропическим зонам. Однако, как показали проведенные исследования, в архее и раннем протерозое температура на поверхности Земли была намного выше 100 °С, что неблагоприятно для возникновения жизни (рис. 1, 2). Более того, океан возник лишь в раннем протерозое и до верхнего рифея имел сильно кислую реакцию (рН около 0,15), также неблагоприятную для жизни [12]. Свободный атмосферный кислород образовался еще в раннем протерозое абиогенным путем.

Таким образом, аэробная жизнь возникла в верхнем рифее 1200–1000 млн лет т. н., когда в океане появились для нее благоприятные условия: нормальная температура, рН 7–8 и кислородная атмосфера [5, 12]. Совпали эти условия благодаря остыванию земной коры, образованию атмосферного кислорода, тектонике плит и осадконакоплению в нижнем рифее.

Относительно популярного вопроса: была ли жизнь на Марсе? Скорее всего, ответ “да”, поскольку планета Марс должна была пройти все этапы земной эволюции и в том числе образование океана и свободного кислорода. Однако это было давно (в раннем докембрии — 4,2–3,0 млрд лет т. н.) и проходило намного быстрее, чем на Земле. Продолжительность эволюции жизни на Марсе, вероятно, составляла сотни миллионов лет, а посему должна сохранилась замерзшая гидросфера с остатками простейших организмов.

1. Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. — Киев: Наук. думка, 1973. — 287 с.
2. Мейсон Б. Основы геохимии. — Москва: Недра, 1971. — 311 с.
3. Соботович Э. В., Бартницкий Е. Н., Цюнь О. В., Кононенко Л. В. Справочник по изотопной геохимии. — Москва: Энергоиздат, 1982. — 220 с.
4. Всехсвятский С. К. Космогония Солнечной системы // Проблемы современной космогонии / Ред. В. А. Амбарцумян. — Москва: Наука, 1972. — С. 316–413.
5. Белевцев Р. Я., Бойченко С. Г., Спивак С. Д. и др. Термодинамика газового обмена в окружающей среде. — Киев: Наук. думка, 2007. — 247 с.

6. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука, 1980. – 200 с.
7. Поллинг Л. Общая химия. – Москва: Мир, 1974. – 846 с.
8. Эберт Г. Краткий справочник по физике. – Москва: Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1963. – 552 с.
9. Белевцев Р. Я. Термодинамика и генетическая эволюция докембрийских гранитоидов Украинского щита // Эволюция докембрийских гранитоидов. Сб. науч. тр. – Киев: УкрДГПИ, 2008. – С. 35–46.
10. Carrol M. R., Wyllie P. J. Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H₂O at 15 kb; implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary // J. Petrology. – 1989. – **30**, No 6. – P. 1351–1382.
11. Мархинин Е. К. Вулканизм. – Москва: Недра, 1985. – 288 с.
12. Белевцев Р. Я., Шестопалов В. М., Спивак С. Д. и др. Геохимия литогенеза овручских кварцитопесчаников рифея // Пошук. та екол. геохімія. – 2010. – № 1. – (10), – С. 22–41.
13. Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигдасов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. – Москва: Наука, 1990. – 182 с.
14. Планета Венера (атмосфера, поверхность, внутреннее строение) / Под ред. В. Л. Барсукова, В. П. Волкова. – Москва: Наука, 1989. – 482 с.
15. Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. – Москва: Недра, 1966. – 156 с.

Институт геохимии окружающей среды
НАН и МЧС Украины, Киев

Поступило в редакцию 23.06.2011

Corresponding Member of the NAS of Ukraine **R. Ya. Belevtsev**

Genesis and evolution of outer geospheres (gas-water atmosphere, sour ocean, and free atmospheric oxygen) and the origination of life

On the basis of the thermodynamic and kinetic analyses of data on PT-conditions in outer geospheres, new geochemical ideas of the genesis and evolution of the high-temperature gas-water atmosphere (800–375 °C) in the Archean (3.8–2.8 bln yr ago), sour ocean, and free atmospheric oxygen in the Early Proterozoic by the reaction $\text{Cl}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l}) = 2\text{Cl}^-(\text{w}) + 2\text{H}^+(\text{w}) + 0.5\text{O}_2(\text{g})$ are grounded. In the Riphean under the influence of lithogenesis, the acid oceanic water was neutralized, and the favorable conditions for the origination of life appeared. In the Phanerozoic, the activation of the tectonics of lithospheric plates was accompanied by the fast growth of mountains, fast lithogenesis, intensification of earthquakes and volcanism, faster evolution of life, and a decrease of the O₂ pressure in the atmosphere, especially in the Neogen and the Quarternary period. On the Mars planet, a similar evolution of outer geospheres was displayed in the Early Proterozoic (4.2–3.0 bln yr ago).