

ДОАРХЕЙСКАЯ И АРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: ЭТАПЫ, ГЕОДИНАМИКА И ЗАРОЖДЕНИЕ ЛИТОГЕНЕЗА

В. И. Сиротин

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 10 октября 2010 г.

Аннотация. На основе данных сравнительной планетологии и кислородной земной изотопии выделяются 4 этапа в доархейской истории Земли. На первом этапе (4,56–4,45 млрд лет) – горячей Земли – происходило значительное расплавление аккрецирующегося вещества и разделение «вчерне» планеты на ядро, мантию и первичную кору. Для Земли были характерны «стада» мелких коровых плит, плюмовая тектоника, обдукция, сагдукция, формирование зачатков сиалической коры. Первичная атмосфера состояла из неизгнанных реликтовых истинно летучих газовой водородно-гелиевой компоненты (H_2 , He, N_2 , CO), относительно летучих (S, Cl, F), а также некоторых металлов и петрогенных. Вода в виде пара входила в состав атмосферы. На втором этапе (4,45–4,35 млрд лет) – теплой охлажденной Земли – возникла гидросфера в объемах, близких к концу этапа современным. В результате давление атмосферы снизилось и обеспечивалось углекислым газом, вулканическими дымами и метаном. Верхняя граница этапа определяется рубежом 4,35 млрд лет назад, когда произошло завершение магматической дифференциации с образованием на Луне KREEP-ассоциации, с более высоким содержанием кремнекислоты. Первичная кора интенсивно перерабатывалась вулканизмом, процессами выветривания и зарождающимся литогенезом. На третьем этапе (4,35–4,20 млрд лет) характерно появление «горячих глубинных точек» с подъемом вещества от границы ядро – мантия и надстеносферной мелкоячейковой дифференциации с зарождением зон спрединга и зачаточных зон субдукции. Произошло формирование вторичной земной коры. На четвертом этапе (4,20–3,80 млрд лет) наблюдалась интенсивная астероидно-метеоритная бомбардировка, происходящая в условиях сформировавшегося планетарного чехла, включающего атмосферу, гидросферу, сиалическую кору, в том числе первичную массу осадочных пород и, возможно, биосферу. Произошло формирование третичной коры, которая мало отличалась от современной. Предполагается включение всех механизмов тектоники литосферных плит во взаимодействие с мантийно-плюмовыми процессами.

Ключевые слова: сравнительная планетология, тектоника литосферных плит, субдукция, первичная атмосфера, KREEP-ассоциация, первичная кора, литогенез.

Abstract. On the basis of the data of comparative planetology and oxygen terrestrial isotopy 4 stages in prearhaean stories of the Earth are allocated. At the first The Hot Earth stage (4,56–4,45 billion years) there was a considerable fusion accreting substances and planet's roughly division on a nucleus, a mantle and a primary crust. For the Earth were characteristic accumulation of small plates of crust, plume-tectonics, obduction, sagduction, formation of rudiments sialic crust. Primary atmosphere consisted from not expelled relic truly flying gas hydrogen-helium components (H_2 , He, N_2 , CO), concerning volatile (S, Cl, F), and also some metallic and petrogenic elements. Water in the form of steam was a part of atmosphere. At the end of the second The Warm Cooled Earth stage (4,45–4,35 billion years) the volume of hydrosphere was close to the modern. As a result pressure of atmosphere has decreased and provided with carbonic gas, volcanic smokes and methane. The top border of this stage is defined by a boundary 4,35 billion years ago when magmatic differentiation ended with formation of higher silica content KREEP-association on the Moon. The primary crust was intensively processed by a volcanism, wheathering and arising lythogenesys. At the third stage (4,35–4,20 billion years) is characteristic occurrence of Hot Points With lifting of substance from mantle-nucleous border and mantle and upperasthenospheric close-meshed differentiations with origin of spreading-zones and rudimentary zones of subduction. There was a formation of secondary earth crust. At the fourth stage (4,20–3,80 billion years) in the conditions of the generated planetary cover including atmosphere, hydrosphere, sialic crust, including primary weight of sedimentary rocks and, probably, biosphere intensive asteroid-meteoritic bombardment occurred. It was a formation tertiary crust which wasn't much different from the modern one. Turning on of all mechanisms of plate tectonics in interaction with mantle plume processes is supposed.

Key words: comparative planetology, plate tectonics, subduction, primary atmosphere, KREEP-association, primary crust, lithogenesis

По результатам изучения зеленокаменных поясов Мира литогенез как важнейшее земное явление, наряду с магматизмом и тектонизмом, отчетливо фиксируется с рубежа 3,8 млрд лет назад. К этому же рубежу относятся явные следы жизни. Более древняя история Земли (4,55–3,8 млрд лет), называемая иногда «темной», остается малоизученной. Однако данные сравнительной планетологии – науки, возникшей на стыке астрономии и геологии, позволяют в настоящее время более детально охарактеризовать самую раннюю (доархейскую) историю Земли (4,56–3,80 млрд лет), в течение которой произошло образование первичной атмосферы, гидросферы, силикатной земной коры и биосферы и был заложен фундамент дальнейшей эволюции Земли в течение архея, протерозоя и фанерозоя.

Доархейская история Земли

Данные сравнительной планетологии, дополненные результатами земной кислородной изотопии, позволяют выделить в доархейской истории Земли четыре этапа [1–5]:

Этап 1-й: 4,56–4,45 млрд лет – этап ранней горячей Земли. Планеты земного типа сформировались быстро, энергично, набрав до 99 % своей массы в течение первых 100 млн лет, а по мнению некоторых зарубежных планетных геологов, еще быстрее – за 50–80 млн лет [4]. Это был этап набора массы внутренними планетами Солнечной системы. Протосолнечная газо-пылевая туманность к моменту начала аккреции была дифференцирована, каждый центр планетообразования имел свою зону питания. Значительное количество летучих было изгнано в область формирования орбит больших планет. К моменту прохождения Солнцем стадии Таури-звезды досолнечная туманность сворачивается в диск и превращается в протосолнечную. С помощью телескопа Хаббла (БТХ) с околоземной орбиты удалось открыть несколько десятков дисков в видимом диапазоне длин волн в туманности созвездия Ориона – это настоящий «звездный питомник», располагающийся от Солнца на расстоянии всего 1600 световых лет. В настоящее время открыто около 200 протопланетных дисков, названных проплидами. Образование и эволюция проплид контролируется гравитацией, магнитными полями и движением (вращением, угловым моментом в системе).

Ядро первоначального протосолнечного облака имело, видимо, небольшое количество движения (углового момента), унаследованное от

турбулентного вращающегося исходного досолнечного облака. Первоначально оно могло делать один оборот за несколько миллионов лет. Борьба магнитных полей и гравитации в ядре протосолнечного облака склонялась в пользу последней – зародыш растет, преодолевая сопротивление. В результате свободного падения вещества давление и температура в растущем объекте повышаются, и он начинает излучать в инфракрасном диапазоне. Большинство свертывающегося материала имеет слишком большую угловую скорость, чтобы падать на ядро напрямую, поэтому он начинает закручиваться по орбите вокруг прото-Солнца. Одновременно через магнитные силовые линии из Северного и Южного полушария истекают потоки вещества прото-Солнца, которые сталкиваются в экваториальной области диска и заполняют его осевую часть [4]. В результате угловой момент диска перераспределяется таким образом, что его внутренняя часть присоединяется к звезде, а внешняя либо рассеивается («разрывается в клочья»), либо структурируется, самоорганизуется, образуя зародыши планетезималей размером от первых дециметров до первых метров. Именно такие «булыжники» способны выстоять в условиях жесткой фотонной бомбардировки со стороны Солнца. Эта самоорганизация должна произойти быстро – в течение 0,01–10 млн лет. На Солнце к этому времени (4,56 млрд лет назад) уже включен механизм горения водорода (с превращением его в гелий), Солнце становится желтым карликом (в соответствии с диаграммой Герцшпрунга – Рессела). Этот небольшой экскурс в раннюю историю Солнечной системы нами сделан с целью осмысления состава внешних геосфер Земли в этот начальный этап ее существования. В связи с этим можно говорить о трех концепциях (гипотезах) образования Земли: 1) «горячей», восходящей к идеям Пьера Лапласа; 2) холодной, восходящей к идеям Гарольда Юри, О. Ю. Шмидта и др.; 3) умеренно горячей Земли, которая в ходе набора массы до 99 % (или даже более – до 99,9 %) испытала дифференциацию «вчерне» с образованием ядра, мантии и первичной земной коры. Последняя концепция в настоящее время является более приемлемой, а ответ на вопрос, была ли Земля изначально холодной или горячей, зависит от того, медленно (от 100 млн до 1 млрд лет) или быстро (от 100 тыс. до 10 млн лет) происходила аккреция Земли. Сравнительно-планетологический аспект анализа этой проблемы приводит планетных геологов к выводу, что аккреция Земли завершилась в основном в течение

50–70 млн лет, а это означает, что Земля в ходе аккреции была почти полностью расплавленным телом. Однако кинетическая (тепловая) энергия аккреции в значительной степени компенсировалась способностью Земли проводить и излучать тепло, вследствие чего ее поверхность покрывалась «коркой» – первичной земной корой, которая постоянно взламывалась под влиянием столкновения с крупными метеоритно-астероидными телами – планетезималиями, масса которых могла достигать одной десятой массы Земли (а это масса Марса). Под влиянием таких столкновений верхние слои Земли снова расплавлились, а косое столкновение Земли с крупной планетой на заключительном этапе аккреции явилось причиной образования Луны [3–5] (по катастрофическому сценарию – около 4,52 млрд лет назад). Луна сыграла значительную роль в истории ранней Земли – при любом варианте ее образования (катастрофическом, коаккреции, захвата, расщепления).

Таким образом, мы должны допускать, что твердые внутренние планеты (Меркурий, Венера, Земля, Марс) в ходе набора массы были хотя бы однажды расплавленными в подавляющем своем объеме [3; 4], а их составные компоненты (минералы) приобретали возможность отделяться друг от друга в соответствии с температурой их плавления и с их плотностью. «Тяжелые» вещества опускаются внутрь, создавая внутренние ядра, а «легкие» поднимаются к поверхности, создавая «земные» коры. Этот процесс гравитационной дифференциации играет главную роль в ранней истории Земли и других земных планет. В дальнейшем, уже за временными пределами этого этапа, Земля достигла значительно большей внутренней стратификации, разделения на большее количество слоев (чем просто легкая кора, тяжелое ядро и расположенная между ними мантия); мантия становится самой мощной и массивной сферой, способной к дальнейшей дифференциации в соответствии с химическими характеристиками и плотностью составных компонентов.

Для тектонического стиля ранней горячей Земли были характерны «стада» мелких коровых плит, возможно, объединенных в единую плиту (литосфера еще не сформировалась), плюмовая тектоника, обдукция (торошение плит), сагдукция, тессерообразование, формирование зачатков сиалической коры [2; 4].

О составе первичной атмосферы можно судить, исходя из вещества газопылевого дискообразного облака, в котором выделяются три группы

компонентов [2; 6]: 1) газовая водородно-гелиевая компонента, в которую, кроме водорода и гелия, входят Ne, N₂, CO; 2) ледяная компонента – Л, основные ее составляющие: H₂O, CH₄, NH₃; 3) твердая компонента – Т, в которую входят самородные элементы (железо, никель), сульфиды железа, а также SiO₂, MgO, FeO, Al₂O₃, CaO, которые образовывали (вместе с Fe и Ni) различные силикаты и алюмосиликаты в виде пыли. Две последние группы образовывали пылевой конденсат, в состав которого входили и сложные органические соединения: спирты, кислоты, формальдегиды (всего до сотни органических соединений). До начала активной эволюции Солнца все три группы компонентов образовывали однородную смесь, однако в дальнейшем вещество испытало резкую дифференциацию [2; 4]: в зоне будущих земных планет сконцентрировалась преимущественно третья группа компонентов, в зоне планет-гигантов – вторая, а за непутоновым пространством – третья. Таким образом, первичная атмосфера Земли могла состоять из неизгнанных (реликтов, остатков) компонентов первой и второй групп (H₂, He и другие инертные газы, H₂O, CH₄, NH₃), это так называемые истинно летучие [1]. К ним могли присоединяться в каком-то объеме относительно летучие (S, Cl, F, некоторые металлы: Zn, Cd, Hg, Te); обычные петрогенные элементы (Na, K, Fe, Si и др.); в специфических условиях «горячей» Земли и ударно-взрывных процессах они могли приобретать свойства летучих. Гидросфера в традиционном понимании как жидкая фаза воды на раннем этапе Земли отсутствовала, она существовала в виде пара в составе первичной атмосферы Земли.

Этап 2-й: 4,45–4,35 млрд лет – этап заметно охлажденной, но относительно теплой Земли. Обоснование нижней границы этапа сделано группой американских ученых, выполнивших уникальное исследование по выяснению температурных условий во внешних геосферах Земли у рубежа 4,45 млрд лет и после него [3]. Сравнительный анализ данных по изотопии кислорода по цирконам местечка Джек Хиллс (Западная Австралия) из гранитных пород континентальной коры (возраст 4,404 млрд лет) и цирконов из однотипных пород других континентов с возрастом 4,40–2,60 млрд лет показал постоянство δ¹⁸O на протяжении всего этого времени, что позволило говорить об однотипности магматических процессов и протолитов и об активном участии в этих процессах воды гидросферы. В результате был сде-

лан вывод о «холодной ранней Земле», причем сам термин означает лишь качественный переход от «горячей Земли» к заметно охлажденной с температурой поверхности выше 0 °С, но не выше 200 °С, скорее всего много ниже, что и позволяло значительным объемам выделившейся воды, соизмеримым с объемом современной гидросферы, находиться в жидкой фазе. Для обоснования верхней границы этапа необходимо воспользоваться данными о возрасте пород поверхности Луны. Самый древний возраст анортозитов лунных континентов – 4,50 млрд лет, т. е. он практически совпадает с возрастом Луны, однако он сильно варьирует в интервале 4,52–3,80 млрд лет, но все же преобладают определения возраста 4,00–3,80 млрд лет. Следует иметь в виду, что анортозитовый слой Луны – это на самом деле анортозитовая брекчия [1; 4], причем угловатые обломки анортозитов сами представляют брекчию («брекчия в брекчии»). Это свидетельствует о том, что при застывании магматического океана анортозитовая кора неоднократно взламывалась, дробилась под влиянием метеоритно-астероидной бомбардировки, что приводило к мгновенному расплавлению и даже испарению как вещества ударника, так и вещества мишени [2; 4]. В результате брекчии «склеивались» вулканическим стеклом, а на поверхности Луны появлялись породы, отличные по структуре и по составу от анортозитов. Американские аэронавты зафиксировали отдельные куски анортозитов с отчетливо выраженной крупнокристаллической структурой, свидетельствующей об их образовании не на поверхности, а на определенной глубине, обеспечивающей медленное остывание магмы. Предполагается, что на поверхность Луны они были доставлены в результате выброса с определенной глубины под влиянием взаимодействия метеорита-ударника с нижерасположенной массой анортозита (мишенью). Часть анортозитов содержит небольшое количество железистых силикатов (пироксенов) и получила название ферроанортозитов. Они имеют наиболее древний возраст – 4,52–4,50 млрд лет, т. е. близкий к возрасту Луны. Другие анортозиты содержат небольшое количество оливина и магнезиального пироксена и называются собирательным термином «Mg-комплекс». Их кристаллизационный возраст значительно шире – 4,52–4,35 млрд лет [4]. Наконец, среди образцов высокогорного реголита (брекчий и ударных расплавов) были обнаружены породы, обогащенные некогерентными элементами (K, REE, P), т. е. они не соответствуют крис-

таллической структуре лунных минералов (анортиту, пироксену, оливину). Геохимики эту комбинацию элементов назвали «KREEP-ассоциация», а породы, содержащие ее, удивительно постоянны по составу и имеют один и тот же кристаллизационный возраст – 4,35 млрд лет. Это дает основание считать, что они являются финальным продуктом кристаллизации глобальной магматической системы [4] и фиксируют завершение образования коры и расслоение Луны на оболочки. Этап характеризовался удалением Луны за пределы Роша [4]. Учитывая значительные энергетические возможности Земли (в сравнении с Луной), можно предполагать, что анортозитам (включая ферроанортозиты и «Mg-комплекс») соответствовало образование базальтового и эцлогитового слоя, а лунной KREEP-ассоциации у рубежа 4,35 млрд лет – разрастание «пятен сиала» и завершение первичной магматической кристаллизационной дифференциации [2; 4], окончание формирования первичной коры.

Если исходить из предположения, разделяемого большинством планетологов, что Земля образовалась за счет аккреции планетезималей, соответствующих по составу углистым хондритам класса CI, содержащим до 15–20 % летучих компонентов, в том числе воду, то тогда вполне удовлетворительно решается вопрос об образовании гидросферы Земли: к значительным объемам воды, выделившимся на первом этапе в виде пара с последующей конденсацией, присоединяется вода, не успевшая выделиться, захороненная в недрах Земли в составе метеоритного и, возможно, кометного материала. Этот исходный материал содержал и заметное количество органических соединений: молекул со связями углерод–водород, углерод–азот, азот–водород, метан, окись углерода, аммиак, воду.

Установление древнего возраста Земли (4,56 млрд лет), как и возраста 1-го и 2-го этапов, выдвинуло на первый план проблему ее тепловой эволюции, известную как «дилемма Кельвина»: «Каково было начальное термальное состояние Земли и каковы были преобладающие механизмы ее теплопотерь для того, чтобы получить известные характеристики ее современного теплового состояния?» [7]. Попытки решения этой дилеммы сталкиваются с возможными двумя вариантами тепловой эволюции. Первый вариант – это тепловой коллапс планеты, неизбежно виртуально наступающий в геологическом прошлом и причем недалеко отстоящий от времени завершения аккреции, т. е. после рубежа 4,45 млрд лет, но не

позднее 4,35 млрд лет. Одним из путей преодоления данного противоречия считается возможность существования в глубоких горизонтах мантии изолированного от конвективного влияния слоя, обогащенного радиоактивными компонентами. Кандидатом на этот слой предлагаются [7]: 1) континентальная кора, которая была полностью рециклирована; 2) коматиитовая или базальт-коматиитовая кора, которая была также полностью субдуцирована и захоронена в мантии; 3) базальтовая кора. Нам представляется, что первый кандидат является более предпочтительным, поскольку данные по сравнительной планетологии (по Луне, Марсу и Меркурию) вполне допускают существование в ранней истории Земли более «кислой коры», особенно если учесть раннее появление на Земле гидросферы, что обеспечивает участие воды в формировании земной коры [2; 3].

Другой вариант тепловой эволюции предполагает, напротив, перегрев Земли, приводящий к термическим катаклизмам, которые регулярно, например, повторялись в истории Венеры [4]. К счастью для Земли (а точнее сказать, для нас, землян) тепловая эволюция идет по третьему «земному» варианту, в котором «предусмотрено» сбрасывание излишков тепла через механизмы тектоники литосферных плит в зонах спрединга, субдукции и др.). Но работали ли эти механизмы в архее и тем более в доархее?

Но прежде чем ответить на этот вопрос, следует рассмотреть более детально существующие представления о строении и составе первичной земной коры.

Наша планета, обладая значительно большей массой и объемом, чем Марс, Меркурий и тем более Луна, разогревала свои недра и поверхность значительно энергичней, чем эти планеты. Чем меньше отношение площади планеты к массе (объему), тем интенсивнее разогревается планета, по этому отношению с Землей может соперничать только Венера. Есть веские основания считать, что на Земле к рубежу 4,45 млрд лет уже произошла более глубокая, чем на Луне, дифференциация мантии с образованием первичной коры, с более высоким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и кремнезема (до 50 %) и более низким содержанием CaO и MgO , т. е. это были более кислые породы от анортозит-базальтов и андезитов, вплоть до пород, соответствующих ТТГ-ассоциации (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой). По А. А. Маракушеву [8], первичное расслаивание планет привело к образованию богатых железом

ядер планет, состав которых отвечает железным метеоритам и палласитам, и силикатным оболочкам планет, представленных ультраосновной мантией, отвечающей по составу ахондритам–уреилитам, и земной корой, которая была тоже расслоена и отвечала в нижней части диогенитам, а в верхней – эвкритам; последние по составу почти не отличаются от неморских лунных базальтов с низким содержанием KREEP-компонентов. Модель расслоения Земли на оболочки А. А. Маракушева не противоречит данным сравнительной планетологии. Однако по механизму и времени образования, а также по составу коры она нуждается в некоторой корректировке. Во-первых, расслоение планеты приурочено, скорее всего, к интервалу 4,45–4,35 млрд лет; во-вторых, первичная кора подвергалась бомбардировке астероидно-метеоритными и кометными телами с размерами более 1,0 км (мелкие тела не достигали земной поверхности из-за плотной атмосферы); в-третьих, скорее всего, первичная кора не была однородной, в частности, в ней были «пятна», обогащенные щелочами, кремнеземом и некогерентными элементами (по аналогии с лунной KREEP-ассоциацией и венерианскими шошонитами). Образование первичной земной коры происходило одновременно с формированием атмосферы и гидросферы (сначала в виде пара), которые вместе образуют единый гетерофазный чехол [1] – систему наружных оболочек, связанных единством происхождения и постоянным взаимодействием. Так завершился второй этап в ранней истории Земли. По А. В. Витязеву [9], на этой стадии между орбитами Венеры и Марса еще существовал рой тел с массой 10^{-2} от массы Земли (это чуть меньше массы Луны), а размеры самых крупных из них могли превышать первые километры.

Самым, пожалуй, спорным и не до конца разрешенным вопросом ранней истории Земли является образование протосиалической оболочки, т. е. континентального типа земной коры. Механизм образования может быть понят частично путем выяснения природы «серых гнейсов» и так называемой ТТГ-ассоциации. Д. М. Шоу [10] предлагает модель первичного состава доархейской коры с участием гранитной компоненты. Эту модель можно назвать моделью одновременно-последовательного образования земной коры: «одновременного» в том смысле, что в коре при кристаллизации сразу появляются островки, участки сиалической коры; «последовательного» в том смысле, что вся последующая эволюция коры приводит к

усилению роли и окончательному становлению коры континентального типа. Схема формирования протокры, по мнению этого автора, выглядит следующим образом: Земля образовалась в результате гомогенной аккреции. Следовательно, небулярная конденсация предшествовала разделению Земли на оболочки (ядро, мантия, протокры, поротоатмосфера), при этом произошло освобождение большого количества тепла. Большая часть редких газов высвобождается, а U, Th и редкоземельные элементы в значительной степени перемещаются в поверхностную зону. В значительной степени расплавленная мантия постепенно кристаллизуется в направлении вверх в процессе кондуктивного, адвективного и конвективного охлаждения с концентрацией литофильных элементов в близповерхностном базальтовом слое. Модель предполагает образование «анортозитовой накипи»: быстрое охлаждение поверхности за счет излучения замедлилось, а при ее застывании кристаллизовались плохо проводящие тепло минералы, главным образом, оливин, пироксен и плагиоклаз; более тяжелые первые два минерала погружались, унося с собой и часть плагиоклаза. Под твердой коркой «накипи» мощностью в 1–2 км, покрывающей в ходе остывания, возможно, всю Землю, располагался слой базальтовой магмы мощностью до 50 км, которая, в свою очередь, перекрывала габброидный слой, в нижней части содержащий блоки перидотита. Д. М. Шоу подчеркивает [10], что можно допустить вариант модели с отсутствием анортозитовой «накипи» (в случае если пироксен и оливин при погружении захватывали значительное количество анортита). Но и в этом случае остаточная базальтовая магма при остывании должна испытать дифференциацию, создавая «гранитный» слой мощностью в несколько километров и с массой $1,89 \times 10^{25}$ г. В отсутствие океанов он мог покрывать всю поверхность Земли. В этом варианте габброидный слой переходит в эклогит, содержащий перидотитовые блоки, вынесенные из нижней мантии. Одновременно произошло образование плотной атмосферы.

По данным Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [11] первичная атмосфера ранней Земли была очень плотной: при температуре поверхности около 600°C она имела давление паров воды около 300 атм. (что следует из массы воды в современных океанах), давление CO_2 – 45 атм. (что следует из содержания углекислоты в карбонатных породах современной земной коры) и давление HCl – 10 атм. (что следует из содержания хлора в океанах). Авторы не

относят этот состав к конкретному временному интервалу, их данные можно считать ориентировочными. Они, например, не учитывают, что карбонатные породы вследствие «углекислого дыхания» могли в больших объемах исчезать из разрезов архея и раннего протерозоя. Но что очевидно у данных авторов – это высокая плотность первичной атмосферы, которую следует относить к первому этапу. После образования гидросферы и массовой диссипации водорода, возникающего в том числе и в результате окисления метана и аммиака, плотность атмосферы должна была понизиться в 15–20 раз и, по-видимому, мало отличалась от современной. В условиях теплой Земли такая атмосфера не могла быть стабильной. За счет повышенного теплового потока вулканизма, ультрафиолетового излучения грозных разрядов, первоначальные связи углерод–водород (в метане, аммиаке), азот–водород (в цианистых соединениях) разрывались, высвобождался азот и водород, и последний как наиболее легкий элемент навсегда покидал атмосферу Земли. За счет фотодиссоциации H_2O и CO появлялся атомарный кислород, но он не накапливался, поскольку мгновенно расходовался на окисление метана, аммиака, окиси углерода, в результате в атмосфере постепенно накапливался азот и углекислый газ. Атмосфера оставалась восстановительной. По результатам изучения пород поверхности Луны (возраст KREEP-ассоциации) на Земле завершение кристаллизации магматических систем, связанных с образованием ядра, мантии и ее частичным расплавлением и дифференциацией, произошло не позднее 4,35 млрд лет назад.

Подробное рассмотрение модели Д. М. Шоу не означает, что она наиболее адекватно рисует картину ранней истории Земли. Напротив, мы считаем, что в нее можно вносить существенные коррективы, например, «гранитный» слой, скорее всего, мог быть не сплошным, а островным и иметь «диоритовый», «андезитовый» (учитывая последние открытия на Марсе) и даже «андезито-базальтовый» или «эндербитовый» состав. Обращение к этой модели связано исключительно с методологическим подходом к созданию моделей ранней истории Земли: они должны строиться «снизу вверх» (т. е. от рубежа 4,56 млрд лет), опираясь на данные сравнительной планетологии; и одновременно «сверху вниз» (т. е. от рубежа 3,8 млрд лет), опираясь на самые древние земные документы ранней истории Земли. Такой подход гарантирует преодоление синдрома «земного шовинизма».

Следует специально подчеркнуть, что намеченные два этапа (4,55–4,45 и 4,45–4,35 млрд лет) в ранней истории Земли заложили индивидуальность планеты. Но только первый этап (до образования воды в жидкой фазе) целесообразно именовать планетным – догеологическим, имея в виду, что еще не существует привычное для нас взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов. На этом этапе можно говорить о взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов, поскольку интенсивность и способ поступления вещества (которые можно рассматривать как экзогенный фактор) вызывали ответную реакцию – разогрев растущей планеты, ее частичное плавление и дифференциацию (эндогенные процессы), с конца этого этапа экзогенный фактор (рост массы планеты) перестает быть решающим и одновременно происходит «передача эстафеты» собственно земным экзогенным процессам в связи с выделением основной массы воды из недр планеты [12; 13]. Д. М. Шоу [10] эту раннюю историю Земли, включающую ее аккрецию, образование ядра, расплавление мантии и образование первичной коры, предлагает называть доархейской эрой (примерно до рубежа 4,35 млрд лет назад).

Этап 3-й: 4,35–4,20 млрд лет – этап включения зачаточных механизмов тектоники литосферных плит. Для этапа характерно двухуровневое перемешивание вещества: с одной стороны, появление «горячих глубинных точек» с подъемом вещества от границы «ядро – мантия»; с другой стороны, появляется мелкочайковая надастеносферная дифференциация с появлением зон спрединга и зачаточных зон субдукции. Такой взгляд на историю этого этапа не является единственным. Так, сторонники постоянного равномерного (хотя и несколько убывающего) поступления вещества метеоритов допускают, что этот этап не был спокойным и что за это время могло поступить метеоритно-кометного вещества, сравнимого по количеству даже с массой земной коры, и что именно это вещество значительно пополнило массу летучих на Земле (вода, органические соединения, газы) и явилось причиной льда у полюсов Луны и Меркурия. Однако данные по планетам земной группы (кроме, может быть, Венеры) противоречат такому выводу. Произошло формирование вторичной земной коры.

Этап 4-й: 4,20–3,80 млрд лет – этап интенсивной астероидно-метеоритной бомбардировки. Возрастные рамки этапа определены по аналогии с «лунной стратиграфией»: 4,20 млрд лет – возраст

древнего ударного бассейна Нектарис; 3,80 млрд лет – возраст самых молодых ударных бассейнов и кратеров Луны, бассейна Калорис на Меркурии. Следует иметь в виду, что «тяжелая бомбардировка» осуществлялась уже в условиях сформировавшегося общепланетарного чехла, включающего в том числе сиалическую оболочку, первичную массу осадочных пород, а возможно, и зачатки биосферы. Произошло формирование третичной земной коры. Земля – это единственная планета, в ранней истории которой сформировались океаны, литогенез, зачатки тектоники литосферных плит и, возможно, жизнь. Есть все основания считать, что все эти важнейшие атрибуты Земли тесно взаимосвязаны в ее истории. Д. М. Шоу [10] предлагает называть эти два этапа (3-й и 4-й) протоархейской эрой.

Следует отметить, что протоархейская эра являлась наиболее «темной», поскольку она очень слабо освещена данными сравнительной планетологии (ни Луна, ни Меркурий, ни Венера не зафиксировали никак эту стадию), и только Марс может в значительной степени конкретизировать эту стадию, учитывая существование марсианской гидросферы в доархейское время. В связи с этим планетные геологи возлагают большие надежды на экспедиции на Марс со спускаемыми марсоходами, запланированные в ближайшие десятилетия. Тем не менее можно утверждать, что в течение этого этапа произошло формирование третичной земной коры [2; 4]. Тектонический стиль ее мало отличался от современного. Это следует из глубокого анализа [7] соотношения субдукционных и мантийно-плюмовых процессов в геодинамике архейских зеленокаменных поясов. Было установлено, что формирование архейских бонинитовых серий происходило в режимах интраокеанических зон конвергенции при активном воздействии на субдукционные процессы мантийно-плюмовых производных – океанических плато и горячих точек; условия формирования впервые выделенных бонинитовых серий на протяжении всего архея мало отличались от фанерозойских. Это свидетельствует о том, что степень векового охлаждения верхних горизонтов мантии на протяжении всей ее геологической истории не превышала 30 °С/млрд лет. Однако простая констатация этого факта является недостаточной и требует более глубокого рассмотрения тепловой истории и геодинамики раннего докембрия на основе анализа истории архейских гранулит-зеленокаменных областей.

Архейская история Земли (к проблеме геодинамики архея)

Принято считать, что геодинамика архея должна заметно отличаться от геодинамики последующих эонов: раннего и позднего протерозоя, фанерозоя. Причина отличия – высокий тепловой поток ранней Земли, что определяло стиль архейских геодинамических процессов. Поэтому важно также сравнить геодинамику архея, полученную на основе конкретных геологических факторов, с геодинамикой доархея, основанной, главным образом, на данных сравнительной планетологии. В основу характеристики геодинамики архея, приводимой ниже, положены опубликованные работы А. А. Щипанского с соавторами [7], по ходу их изложения лишь будут сделаны критические замечания, способствующие увязке их с данными сравнительной планетологии.

Тепловой поток ранней Земли и проблема стабилизации архейской литосферы

Открытие радиоактивного распада в 1902 г. позволило определить возраст Земли. Вначале после открытия радиоактивный распад стал рассматриваться как главное энергетическое топливо Земли. Однако вскоре обнаружилось противоречие между высокими значениями теплового потока в океанических областях Земли, в частности, в СОХ, и чрезвычайно низкими содержаниями радиоактивных элементов в базальтах океанов. Число Юри (отношение глобальной радиогенной теплогенерации к общему тепловому потоку Земли) оказалось $\leq 0,16$ (на основе анализа теплового потока в СОХ), но возрастает до 0,5 (на основе аппроксимации средних содержаний радиоактивных элементов в Земле). К проблеме существования внутри мантии обогащенного радиоактивными элементами резервуара добавилась проблема объяснения факта ранней изотопной деплетации верхней мантии (Sm-Nd, Lu-Hf, Rb-Sr). Какой бы ни была первичная земная кора (сиалическая, базальтовая, коматиитовая), низкие соотношения указанных изотопов требуют допущения ее рециклинга с захоронением в глубоких горизонтах мантии в архее, а возможно, и в доархее (гадии). Допущение существования в мантии обогащенного геохимического резервуара не достаточно для адекватного объяснения современного теплового состояния Земли. Так появляется необходимость подключения для объяснения современного теплового баланса Земли термальной конвекции, с помощью которой можно максимально

эффективно использовать все внутреннее тепло Земли. Только к настоящему времени стало возможным удовлетворительное решение «дилеммы Кельвина», и она позволяет достичь для возраста 3,8–4,0 млрд лет приемлемых температур, при этом приходится усложнять модели с введением в параметризацию конвекции нелинейных зависимостей вязкости мантии от температуры, глубины, давления и разнонаправленного действия различных механизмов кондуктивной теплопроводности [7]. Решение «дилеммы Кельвина» вынуждает использовать механизмы плит-тектоники с высокими значениями чисел Релея конвектирующей мантии с балансирующей системой (дессипацией) тепловой энергии в субдукционных зонах. В противном случае в мантии неизбежно должна возникать застойная конвекция с нарастанием конвективных теплопотерь и, как следствие, возникновение магматического океана. Чем раньше устанавливается режим интенсивной конвекции мантии, сопровождаемый процессами ее химической дифференциации с образованием пограничного термального слоя (литосферы), тем раньше должен произойти и переход от расплавленного состояния верхних оболочек Земли (в доархее) к их твердому состоянию (в архее) [7]. Однако данные сравнительной планетологии [2] позволяют отнести этот переход в «глубину» доархея, вплоть до рубежа 4,35 млрд лет. Из такого методологического подхода к решению дилеммы Кельвина следует, что температура векового охлаждения Земли не могла превышать 80 °С/млрд лет. Таким образом, средняя температура архейской мантии была не более чем на 200–250 °С выше средней температуры современной мантии [7]. Эти данные могут служить ориентиром для установления температуры мантии к концу второго этапа, т. е. к рубежу 4,35 млрд лет. Вполне возможно, что температура могла достигать 300–350 °С, поскольку широкая распространенность коматиитов в архее может служить аргументом несколько перегретого состояния мантии. Однако существует достаточно много геологических фактов, свидетельствующих о том, что термальная структура и мощность архейской литосферы значимо не отличались от современных [7]. Данные по реконструкции геохимических градиентов гранулитовых областей и архейским возрастам алмазов из кимберлитовых трубок доказывают, что уже к середине архея существовали области с холодной литосферой, отвечающей полному стабильности алмазов, причем в дальнейшем она не подвергалась конвекции, по

крайней мере, с 3,0 млрд лет. Данные сравнительной планетологии позволяют считать, что плавающие «пятна сиала», не участвующие в конвекции, появились значительно раньше, скорее всего, с рубежа 4,35 млрд лет. Именно более высокие температуры, вызывающие более интенсивное плавление мантии, приводили к возникновению менее плотной и стабильной литосферы, устойчивой к конвективной пертурбации. Важнейшим следствием для геодинамики архея и позднего гадия (4,35–3,80 млрд лет) является формирование океанической коры повышенной мощности – до 20 км против 6–8 км у современной океанической коры [7].

Океаническая кора в архее

Доказательством горячей архейской мантии является широкое проявление коматиитового вулканизма ($t \geq 1600$ °C). Однако более высокие температуры мантии (до 1700 °C) маловероятны, поскольку они должны блокироваться буферированием из-за полного плавления перидотита при адиабатической декомпрессии, что привело бы к массовому излиянию коматиитовых лав, в этом случае они составляли бы весь объем зеленокаменных поясов. Поэтому большинство исследователей зеленокаменных поясов склоняются к модели плюмового происхождения коматиитов, что позволяет оценивать температуру архейской мантии всего на 100 °C выше современной. Она начинала плавиться на глубине около 92 км, продуцируя океаническую кору мощностью около 20 км [7]. Подтверждается, что скорость остывания верхней мантии должна составлять около 30 °C/млрд лет. Экстраполируя кривую изменения температуры мантии от современного состояния до раннего архея, когда эти значения могли достигать 1500 °C, можно прийти к важному выводу – процессы частичного плавления архейской мантии при ее адиабатической декомпрессии должны протекать аналогично тому, как это происходит при формировании современных океанических плато, и, таким образом, последние являются наиболее подходящими моделями строения архейской океанической коры мощностью около 20 км. В качестве модели строения океанической архейской коры А. А. Щипанский [7] предлагает рассматривать глубинное строение Исландии, в котором четко выделяется два слоя – верхняя и нижняя кора. Верхняя кора по скоростным характеристикам сопоставляется со слоем 2 океанической коры, превышая мощность последней в 2 раза. По аналогии с Исландией можно полагать, что верхняя часть

архейской океанической коры должна слагаться толеитами E- или T-типа MORB с некоторым количеством пикритов или коматиитовых базальтов, что свидетельствует о высокотемпературной мантии. Значительно меньшую часть объема лавового комплекса должны составлять вулканы среднекислого состава, которые образуются при фракционной дифференциации основных расплавов или за счет частичного плавления амфиболов нижней коры, которая насыщена габбровыми или габбро-перидотитовыми силлами и расслоенными дайковыми роями. Переход к нижней коре фиксируется по резкому скачку продольных сейсмических волн с 6,5 до 7,1 км/с, что предполагает изменение химического состава коры – преобладание габбро-перидотитовых пород. К основанию нижней коры скорость продольных волн возрастает до 7,5–7,9 км/с, что находится в резком контрасте с данными по скоростной структуре базальных горизонтов океанических бассейнов (6,7–6,8 км/с). Наиболее логичным объяснением высоких скоростей в нижней коре Исландии является присутствие значительного количества оливина. При низких степенях плавления перидотита на глубинах ≥ 70 км генерируется высокомагнезиальная магма ($MgO \approx 15$ –18 вес.%) пикритового состава с большим содержанием оливина, чем в наблюдаемых на поверхности толеитовых лавах (с содержанием $MgO \approx 6$ –8 вес.%). Таким образом, первичные расплавы должны испытывать сильную фракционную дифференциацию с ранней отсадкой оливина и накоплением в остаточном расплаве плагиоклаза. Нижняя кора Исландии мощностью ≥ 15 км представляет собой, скорее всего, реститовую смесь габброидно-амфиболитового и дунитового состава, что наиболее удачно удовлетворяет высокоскоростным характеристикам современных океанических плато [7].

Многие авторы интерпретируют мафит-ультрамафитовые разрезы зеленокаменных поясов как возможные аналоги офиолитовой ассоциации [7]. Наиболее древние офиолитовые комплексы являются палеопротерозойскими (комплексы Иормуа в Финляндии, Пуртуник в Канаде, Джеймстаунский в основании Барбертонского пояса в Южной Африке, Донгвези в орогенном поясе Северо-Китайского кратона). Все они свидетельствуют о том, что механизмы выведения офиолитов на поверхность существенно не отличались от того, что происходило в более молодые геологические эпохи. Кроме того, они указывают, что процессы спрединга и плавления сублитосферной мантии

происходили уже в архее в надсубдукционной обстановке, что в архее уже существовали жесткие океанические плиты и что фрагментированные офиолитовые комплексы могут быть обнаружены во всех зеленокаменных поясах архея Циркумпацифики. Они также подтверждают, что мощность доархейской, архейской и палеопротерозойской океанической коры была в несколько раз больше мощности современной океанической коры, а в ее образовании принимали участие как субдукционные, так и мантийно-плюмовые процессы [7].

Доказательства субдукции в архее (и доархее?)

Более высокая температура архейской мантии рождает идеи об особых условиях формирования континентальной коры и повышенной плавучести океанической коры, препятствующей реализации субдукции. Однако такой вывод оказывается слишком поверхностным, не учитывающим некоторые количественные характеристики архейской океанической коры. Кроме того, известны обширные сегменты океанической литосферы молодого возраста (менее 22 млрд лет) и мощностью $\geq 7,0$ км, которые субдуцируют. Численные (расчетные) модели субдукции при различных потенциальных температурах мантии показывают, что до температуры 1525 °С и при мощности океанической коры менее 22 км субдукция оказывается устойчиво возможной. Однако дальнейшее повышение температуры до 1600 °С, а мощности коры до 30 км блокируют субдукцию [7]. Для доказательства субдукции океанических архейских плато можно рассуждать от противного, т. е. допустить, что плато сформировались лишь только в результате плюм-тектоники, в этом случае должен образоваться мощный слой базит-ультрабазитового материала; пожалуй, единственным выходом из такого результата этой модели явилась бы его трансформация в условиях формирования континентальной коры, т. е. сам этот слой должен стать источником для формирования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) серий, которые, как известно, составляют основной объем архейской континентальной коры. Имеющиеся данные геохимических и петрологических исследований архейских ТТГ-ассоциаций позволяют допускать их образование при частичном плавлении нижнекоровых частей мощных (> 30 –50 км) мафитовых построек типа океанических плато, в основании которых предполагается трансформация амфиболита в эклогит. Экспериментальные работы [7] связывают образование ТТГ-серий с частичным плавлением ме-

таморфизованных базитов в широком диапазоне давлений (8–32 кбар) и при температурах от 800 до 1100 °С, а именно эти параметры являются наиболее подходящими для зон субдукции океанических плит с высоким геотермическим градиентом. Таким образом, не исключается возможность их образования за счет плавления непосредственно нижних частей утолщенной архейской океанической коры мощностью ≥ 30 км. Такая модель образования ТТГ-ассоциаций является вполне вероятной. В качестве примера указываются архейские блоки Среднего Приднестровья, Украинского щита, кратон Пилбара в Западной Австралии, Онолотский зеленокаменный пояс одного из блоков Сибирского кратона. К этому перечню следует добавить «серогнейсовы комплексы» раннего докембрия северо-востока Балтийского щита, рассмотренные в работе [14]. Однако если признать эту модель образования ТТГ-ассоциаций действительной, то остаются проблемы глобальной плюмовой тектоники архея, поскольку при этом возникают новые проблемы, связанные, например, с флюидной водной массой, столь необходимой для генерации значительных объемов кислых расплавов. Поэтому авторы [7] склоняются к выводу, что большинство океанических плато и горячих точек в геологической истории Земли были субдуцированы и рециклированы в мантии. В противном случае если бы океанические плато были бы не субдуцируемыми, то они полностью заполнили бы океанические пространства примерно за 650 млн лет. Таким образом, авторы делают вывод, что существует гораздо больше аргументов за субдукцию в архее, и в этой модели образование ТТГ-ассоциаций связывается с частичным плавлением недигидратированной океанической коры, а не мантийного клина, как это считается, для современных субдукционных обстановок [7].

Процесс трансформации базальта в эклогит рассматривается как главный, обеспечивающий субдукцию океанической плиты [7]: в процессе погружения до определенного интервала глубины происходит резкое увеличение плотности на 600 кг/м^3 , метаморфические реакции базальт-эклогитового перехода происходят либо по пути формирования лавсонитовых эклогитов (холодная трансформация), либо амфиболовых эклогитов (горячая трансформация). Для архейских геодинамических обстановок с более высоким геотермическим градиентом эта трансформация происходит путем формирования амфиболовых

и амфибол-цоизитовых эклогитов, причем эта более «горячая» трансформация сопряжена с зонами пологой субдукции, а «холодная» послеперархейская глаукофан-лавсонитовая трансформация сопряжена с зонами крутой субдукции океанических плит. Такая специализация вполне объясняет отсутствие голубосланцевого метаморфизма в архее [7].

Следует также отметить, что архейская «пологая субдукция» производила новую континентальную кору, океаническая плита полностью дезинтегрировалась на глубинах менее 200 км; послеперархейская «крутая» субдукция зародилась вследствие постепенного охлаждения Земли, в результате произошло утонение океанической коры и увеличение крутизны погружающегося слэба, который доходил до границы «ядро – мантия» (с длительной остановкой на глубине 670 км). Так окончательно сформировалась нисходящая ветвь цикла Бертрана. Модель пологой субдукции получила существенную аргументацию, когда выяснилось, что архейские ТТГ-ассоциации по своим основным петрохимическим и геохимическим показателям являются аналогами адакитов – кайнозойских высокоглиноземистых кислых плагио-порфирировых лав.

О мантийных плюмах в архее (и доархее)

Как известно, различают два типа мантийно-плюмовых образований: 1) собственно плюмы – обширные регионы (и объемы!) поднятия горячей мантии; 2) горячие точки, над которыми фиксируются асейсмические хребты и цепи океанических островов шириной до ≤ 75 км.

Продукты плавления мантийных плюмов по составу четко отличаются от базальтов СОХ и островодужных систем. Это отличие предопределено тем, что температуры в головной части плюма на 200–250 °С выше, чем температура пассивного апвеллинга верхней мантии. Наиболее важной характеристикой эволюции мантийно-плюмового магматизма является уменьшение во времени (после архея) магнизиальности вулканитов. Фанерозойские плюмовые вулканиты имеют магнизиальность от $\text{MgO} \geq 12$ вес.% (пикриты) до MgO 22–24 вес.% (коматииты). Для архея типичными являются вулканиты с MgO 12–18 вес.% (коматиитовые базальты) и с MgO 18–30 вес.% (коматииты). Но поскольку в разрезах зеленокаменных поясов архея коматииты тесно ассоциируют с толеитовыми базальтами, то неизбежный разрыв в ликвидусных температурах плавления можно объяснить только с позиций плавления мантий-

ного плюма: в центральной (осевой) части образуются коматиитовые расплавы, поступающие с больших глубин, а в головной, менее высокотемпературной части генерируются толеитовые расплавы. Показателем связи коматиитов с глубинными мантийными плюмами являются высокие значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, деплетированные геохимические характеристики, положительные значения ϵNd , что также указывает на деплетированный N-MORB-тип мантийного источника [7]. Очень важно подчеркнуть, что деплетированный характер коматиитового источника подтверждает модель очень быстрого в ходе аккреции или сразу после нее разделения Земли на оболочки (геосферы), когда и возник обширный магматический резервуар MORB-типа.

Послеархейские, особенно фанерозойские, вулканиты горячих точек существенно отличаются от архейских: они представляют вулканиты OIB-типа, обогащенные спектром высокозарядных некогерентных и редкоземельных элементов.

Вместе с тем, выясняется, что утверждение об исключительной деплетации архейских мантийно-плюмовых образований, как и о широком распространении самих коматиитов, об их связи с якобы господствующей в архее плюмовой тектоникой, являются слишком преувеличенными [7]: сами вулканиты в разрезах земнокаменных поясов составляют не более 5 %, анализ распространенности высокомагнезиальных мантийно-плюмовых вулканитов в геологической истории Земли показывает, что архейская история по насыщенности коматиитов мало отличалась от средней для всей геологической истории. И даже уникальное мантийно-плюмовое событие у рубежа 2700 млн лет имеет свой аналог в виде суперплюма альбского времени! Показательно также, что архейский суперплюм приурочен не к раннему или среднему архею, а к неорхее.

Формирование гидросферы и литогенеза в доархейской истории

Предполагаемый сценарий событий в ранней истории Земли позволяет обосновывать три источника (и механизма накопления) воды на Земле.

1. Вода как остаточный реликтовый продукт неизгнанного газово-пылевого конденсата: вклад этого источника в формировании массы гидросферы незначителен.

2. Вода, выделившаяся в ходе аккреции Земли, разделения ее на кору, мантию и ядро; вклад этого источника, напротив, максимально велик.

3. Вода, выделяющаяся в ходе последующей дифференциации мантии. К сожалению, в настоящее время геологи, геохимии и космохимии не могут оценить долю этой воды в образовании гидросферы, поскольку появление зон спрединга и субдукции на 3-м этапе докембрийской истории предполагает вовлечение ранее выделившейся воды в круговорот вещества, связанный с зарождающейся тектоникой литосферных плит. Часть воды на Земле имеет кометное происхождение, но доля ее в общей массе пока не оценена.

Итак, все вышесказанное позволяет с достаточным основанием считать 2-й этап временем зарождения примитивного литогенеза временем начала формирования осадочной оболочки Земли.

Трудно представить характер осадков, но можно предположить, что он определялся интенсивным выветриванием под влиянием горячих кислотных дождей. Можно предположить также, что формировались свободные оксиды кремния, алюминия (глинозем), кальцит, магнезит, пирит, соли щелочных металлов с галогенами, серой, азотом и бором; не было только в продуктах выветривания оксидов и гидроксидов железа из-за восстановительного характера атмосферы. Именно эту стадию имели в виду Р. Гаррелс и Ф. Маккензи [11], когда отмечали, что реактивность системы рождающегося океана и атмосферы была «ужасной». Температура поверхности была значительно выше 100 °С (по Р. Гаррелсу и Ф. Маккензи – до 600 °С), а начавшееся образование гидросферы с рубежа 4,404 млрд лет приводило к таким соотношениям: на 1 моль воды образовывались 1 моль HCl и 0,5 моль CO₂. Процесс аккумуляции воды в виде пара в атмосфере не мог быть длительным, поскольку, по заключению современных космохимиков, «вода в атмосфере планет не жилец» (достаточно вспомнить печальный пример Венеры, которая потеряла воду). **Раннее зарождение гидросферы и литогенеза – важнейшие события ранней истории Земли, определившие стиль ее дальнейшей эволюции, заложившие основу для возникновения и эволюции жизни.**

По мере остывания поверхности Земли конденсация воды усиливалась, начали появляться признаки климатической зональности. Поэтому есть основание считать, что образование первозданных океанов начиналось в высоких широтах, близ полюсов, где вода аккумуляровалась в мелких депрессиях и становилась соленой, выщелачивая растворимые соли галоидов, сульфатов, карбонатов и нитратов, боратов и др. Автор является

сторонником значительного (до 80–90 %), если не максимального формирования гидросферы Земли по объему к концу 1-го и в течение 2-го этапа. Ряд зарубежных исследователей (Д. М. Шоу и др.) также полагают [10], что уже к рубежу 4,0 млрд лет назад объем морской воды увеличился до современной величины в $1,42 \times 10^{24}$ см³, что привело к образованию обширного океана с разбросанными островками гранитов с воздымающимися вулканическими образованиями с большей их концентрацией в экваториальном поясе. В то же время глубокие горизонты архейской мантии, питавшие мантийные коматиитовые плюмы, были существенно более горячими, превышая современные значения на 250–300 °С (см. выше).

Безусловно, 4-й этап был предтечей геодинамики архейской земной коры.

Весомые аргументы зарождения литогенеза в доархейской истории Земли получены в результате сенсационных открытий с помощью американских марсоходов «Спирит» и «Оппортюнити», доставленных на поверхность планеты в январе 2004 г.: в стенках двух кратеров («Орел» и Гусева), расположенных на противоположных участках экваториальной зоны, были обнаружены обнажения песчано-гравийных пород явно осадочного и водного происхождения, а в местах посадки в реголите обнаружены хлориды и сульфаты, что указывает на существование первичных водоемов (океанов или озер) в самый ранний нойский эон (4,5–3,8 млрд лет) истории Марса [2; 4]; соли отвечают по химическому составу первозданным океанам Земли. Дальнейшая эволюция литогенеза на Марсе оборвалась из-за утраты гидросферы. На Земле, напротив, раннее зарождение гидросферы и биосферы определили дальнейшую эволюцию литогенеза, отчетливо зафиксированного в метаморфических породах раннего архея.

О тектоническом стиле доархейской земной коры

В течение первых двух этапов земная кора должна испытать существенную эволюцию. Еще до образования океанов в условиях богатой H₂O и CO₂ горячей атмосферы она подвергалась воздействию вулканизма, переплавлению с образованием ядер коры континентального типа. Вулканизм провоцировался и еще достаточно сильными приливами и отливами в системе Земля – Луна, а также контракционными напряжениями, возникающими при охлаждении. Развивалась первичная регматическая сеть – система трещин, ограничи-

вающая полигональные протоконтинентальные ядра («плавающие льдины», по Д. М. Шоу). Эта сеть определяла и активные тектонические зоны, по которым локализовались потери тепла из недр планеты. Рассмотрев длину волны при контрактном изгибе протокры как функцию силы давления и мощности коры, можно определить, что диаметр ядер был в 2–3 раза больше их мощности (10–12 км), т. е. составлял 30–50 км, что подтверждается промежутками между зеленокаменными поясами в провинции озера Верхнего (53 км) [15]. Если считать, что места прогибания отмечают места предпочтительного развития вулканических процессов (зоны относительного растяжения), то возможно моделирование процессов перемещения протокры по типу мелкочечковой конвекции Рэлея – Бенара, возникающей в астеносфере. Контуры такой решетки с отчетливо выраженным гексагональным обликом ячеек наиболее отчетливо проявлены в Австралии и Африке [15]. В этой модели центральные части гексагональных ячеек – это области развития раннеархейских зеленокаменных поясов и ТТГ-ассоциаций, а роль «сварных швов» отводится гранулит-гнейсовым поясам. По другой версии сами зеленокаменные пояса выполняли роль «сварных швов» в процессе консолидации «стада» протоконтинентальных ядер. Следует заметить, что данные модели «списаны» с раннеархейского этапа, а для доархейской истории требуется внесение корректив: земная кора была «мягче», податливее, ячейки менее правильны, распределение их более хаотично, в экваториальной области ячейки из-за больших центробежных сил, скорее всего, были неправильной формы, сплюснутые, «линейные». Как бы то ни было, доархейские этапы – это время интенсивной переработки первичной коры вулканизмом разного состава (от кислого до ультраосновного), процессы выветривания и зарождающийся седиментогенез. Регенерация магмы облегчалась радиоактивным разогреванием верхней мантии в результате распада U, Th, K, аккумулярованных в ходе первичной дифференциации; свойства и состав магм сильно зависели не только от P и T, состава пород и степени плавления, но и P_{H_2O} . При довольно пестром составе возникающих поверхностных вулканических общий вектор частичного плавления такого рода постоянно вел к образованию более кислой и менее плотной сиалической коры. Интенсивность процессов химического выветривания обеспечивалась не только высокой температурой и влажностью, но и рыхлым слоем реголита, а также

высокой раздробленностью коры под влиянием метеоритной бомбардировки.

Что касается способов образования серогнейсовой ТТГ-ассоциации, то чаще всего предлагается предварительное погружение базальтов океанского типа с коматиитовой компонентой вплоть до астеносферы, предварительное превращение их в амфиболиты или эклогиты. Существует несколько способов такого погружения. Один из них – сабдукция, предложенная В. Е. Хаиным [16], заключается в прямом погружении блоков первичной коры в астеносферу, которая располагалась в то время непосредственно под тонкой корой, в результате «прогибания», обваливания блоков коры над мантийными горячими струями («горячими точками»). Допускается при этом, что плюмы могли провоцироваться метеоритными ударами.

Второй способ – субдукция с пологим погружением слэбов – характеризуется возникновением вулканических дуг над зонами погружения, слияние которых приводит к образованию микроконтинентов, однако пока строго не доказана для до- и раннеархейских ТТГ-террейнов линейная форма дуг.

Третий способ – обдукция – был предложен южноафриканскими геологами М. де Вит и др. [16], которые предполагают предварительную серпентинизацию коры, что делает ее неспособной к субдукции и вызывает в результате сжатия нагромождение чешуй этой коры, их погружение и частичное плавление. Другие геологи (Д. Эббот и Р. Дрюри) доказывают, что субдуцирование в доархейской коре исключается из-за большой мощности коры (больше 23 км) [16].

Наконец, можно предложить четвертый способ – тессерообразование – опрокидывание до вертикального положения чешуй первичной коры, их скучивания в условиях плюмовой хаотической тектоники; этот способ, «подсмотренный» на Венере, вполне мог обеспечить в межплюмовом пространстве расплавление поставленных «на голову» чешуй коры и преобразование ее в ТТГ-ассоциацию.

Краткие выводы

1. Итак, данные сравнительной планетологии и раннего зарождения гидросферы позволили прийти к выводу, что почти «с самого начала», примерно с рубежа 4,35 млрд лет, произошло зарождение литогенеза. Это дает основание говорить, что земная кора в доархее была не магматической, а осадочно-магматической оболочкой. Только для самого раннего этапа – «горячей Земли» – литогенез был невозможен.

2. Комфортные условия на поверхности Земли, обусловленные ранним зарождением гидросферы, способствовали предбиологической эволюции и, возможно, более раннему зарождению жизни в доархее. Доказательство этих условий приходит с Марса: обнаруженные на этой планете карбонатные фоссилии (?) и явные признаки существования гидросферы относятся к нойскому зону (4,5–3,8 млрд лет).

3. Элементы тектоники литосферных плит, в частности, субдукция в сочетании с плюмовой тектоникой уверенно доказывается для архейских зеленокаменных областей [7]. Вполне возможно ее зарождение в доархейской истории, поскольку механизмы тектоники литосферных плит наиболее эффективно обеспечивают освобождение Земли от излишков тепла, т. е. от перегрева. Такое предположение находится в духе гениального предвидения В. И. Вернадского: во-первых, на Земле почти «с самого начала» [12; 17–19] возникли благоприятные условия для возникновения жизни, а все последующие эволюционные качественные изменения (кроме, пожалуй, зарождения фотосинтеза) были несущественными; во-вторых, произошло раннее, возможно, доархейское, подключение жизни к формированию планетарного гетерофазного чехла; в-третьих, высказанные представления о существовании предбиологической субстанции [13; 20–22] до появления Солнечной системы возвращают нас на новом научном материале к принципу Вернадского – Реди [19] – «*omne vivum e vivo*» («все живое от живого»). Имеется в виду, что почти сразу после «Большого Взрыва» органические соединения могли взять на себя роль предбиологических молекулярных структур. Этот принцип находит подтверждение и в доказательстве предбиологической эволюции еще до образования Земли в результате астрокатализа [24], выступающего в качестве стартового этапа в возникновении жизни.

4. История Земли – это часть истории Солнечной системы и Вселенной в целом. В рамках теории Большого взрыва структура нашей Вселенной, ее эволюция в целом и составных ее частей основана на жестких значениях основных физических констант: гравитационного, электромагнитного, слабого и сильного взаимодействия, постоянной Планка, скорости света. Малейшие отклонения от этих значений кладут запрет на нашу Вселенную. Все в нашей Вселенной слишком согласовано, подогнано, все «сделано» слишком удачно для существования Солнечной системы, Земли и че-

ловека. Все это заставляет многих физиков, в том числе лауреатов Нобелевской премии, говорить о некоем семантическом поле и даже «научно открываемом Боге». В связи с этим можно привести два показательных примера, иллюстрирующих согласованность физических констант: 1) если бы константа гравитационного взаимодействия была на 8–10 % меньше, то звезды к нашему времени (за 13,7 млрд лет!) не успели бы возникнуть; если бы эта константа была на 8–10 % больше, то звезды слишком быстро проэволюционировали бы с образованием белых карликов, черных дыр; 2) если бы масса электрона была в 3–4 раза больше, то время существования атома нейтрального водорода исчислялось бы несколькими днями, а это означает, что Галактики и звезды состояли преимущественно из нейтронов, а многообразия атомов и молекул просто не существовало бы.

5. Приведенная доархейская и архейская история Земли тоже содержит признаки такого согласования. Так, на Земле удачно работают механизмы освобождения от тепла, что позволяет Земле не заморозиться (как это произошло с Марсом) и не перегреться, что могло бы приводить к тепловым катаклизмам (как это регулярно случается с Венерой). Раннее включение механизмов тектоники литосферных плит в сочетании с плюмовой тектоникой обеспечивает «целесообразный» тепловой баланс Земли. Много необычного и в то же время целесообразного в эволюции жизни. Почему жизнь на Земле, появившись в архее (а может быть, и в доархее), практически не эволюционировала в течение 7/8 своей истории? Но затем произошла бурная эволюция в течение фанерозойской зона, что связано с переходом к многоклеточным организмам, а также переходу к двуполому, более целесообразному, размножению, подсказанному самой Природой.

Высказанные в статье соображения о доархейской и архейской истории Земли находятся полностью в русле развития идей В. И. Вернадского [23] о сходстве процессов выветривания и седиментогенеза криптозооя и фанерозоя и А. В. Сидоренко, сформулировавшего «принцип эволюционно усложняющего единства докембрия и фанерозоя» [25; 26].

ЛИТЕРАТУРА

1. Очерки сравнительной планетологии. – М. : Наука, 1981. – 326 с.
2. Сиротин В. И. Сравнительная планетология : учебное пособие / В. И. Сиротин ; Воронежский государственный университет. – Воронеж : Издательско-

полиграфический центр Воронежского государственного университета, 2009. – 168 с.

3. A cool early Earth / J. W. Valley [et al.] // *Geology*. – 2002. – V. 30. – P. 351–354.

4. *New the solar System*. – Cambridge : Cambridge unewersity press, 1999. – 421 p.

5. *Hartman William K. A. Brif Hystory of the Moon / K. A. Hartman William // The plantary report*. – 1997. – V. 17, № 5. – P. 5–11.

6. *Жарков В. Н. Геофизические исследования планет и спутников / В. Н. Жарков*. – М. : ОИФЗ РАН, 2003. – 102 с.

7. *Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / А. А. Щипанский*. – М., 2006. – 64 с.

8. *Маракушев А. А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы / А. А. Маракушев*. – М. : Наука, 1992. – 204 с.

9. *Витязев А. В. Ранняя эволюция Земли / А. В. Витязев // Земля и Вселенная*. – 1990. – № 2. – С. 18–24.

10. *Шоу Д. М. Развитие ранней континентальной коры. Часть 2. Доархейская, протоархейская и более поздние эры / Д. М. Шоу // Ранняя история Земли*. – М. : Мир, 1980. – С. 40–63.

11. *Гаррелс Р. М. Эволюция осадочных пород / Р. М. Гаррелс, Ф. Г. Маккензи*. – М. : Мир, 1974. – 271 с.

12. *Бернал Дж. Возникновение жизни / Дж. Бернал*. – М. : Мир, 1969. – 392 с.

13. *Сиротин В. И. О предбиологической эволюции органических соединений и биологических формах в железистых кварцитах КМА / В. И. Сиротин, А. В. Жабин // Биогосферные исследования состояния и динамики природной среды : тр. НИИ Геологии ВГУ. – Воронеж, 2007. – Вып. 4. – С. 179–183.*

14. *Минц М. В. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры / М. В. Минц [и др.] // Труды ГИН. – М. : Научный мир, 1966. – Вып. 503.*

15. *Конди К. Архейские зеленокаменные пояса / К. Конди*. – М. : Мир, 1983. – 392 с.

16. *Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI в.) / В. Е. Хаин*. – М. : Наука, 1994. – 190 с.

17. *Кальвин М. Химическая эволюция. Молекулярная эволюция, приводящая к возникновению живых систем на Земле и на других планетах / М. Кальвин*. – М. : Мир, 1971. – 240 с.

18. *Кометы и происхождение жизни*. – М., 1984. – 228 с.

19. *Происхождение жизни: наука и вера : [сборник] / пер. с англ. П. Петрова*. – М. : Астрель ; CORPUS, 2010. – 95 с.

20. *Сиротин В. И. О биологических формах в породах архея и раннего протерозоя Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова / В. И. Сиротин, А. В. Жабин // ДАН. – Т. 419, № 3. – С. 378–380.*

21. *Сиротин В. И. К проблеме возникновения жизни на Земле / В. И. Сиротин // Вестник ВГУ. Серия: Геология*. – 2010. – № 1. – С. 36–44.

22. *Хокинг С. От большого взрыва до черных дыр. Краткая история времени / С. Хокинг*. – М. : Мир, 1990. – 168 с.

23. *Вернадский В. И. Химическое строение биосферы и ее окружения / В. И. Вернадский*. – М. : Наука, 2001. – 376 с.

24. *Снытников В. Н. Астрокатализ как стартовый этап геобиологических процессов. Жизнь создает планеты? / В. Н. Снытников // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А. Ю. Розанова*. – М. : Товарищество научных изданий КМК, 2006. – С. 49–59.

25. *Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия / А. В. Сидоренко // Докл. АН СССР. – 1969. – Т. 186, № 1. – С. 166–169.*

26. *Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия / А. В. Сидоренко // Докембрийские коры выветривания*. – М. : ВИМС, 1975. – С. 5–15.

Воронежский государственный университет

В. И. Сиротин, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой общей геологии и геодинамики

ogg@geol.vsu.ru

Тел. 8 (473) 220-86-82

Voronezh State University

V. I. Sirotnin, Doctor of the Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of Geodynamics and Geological Processes

ogg@geol.vsu.ru

Tel. 8 (473) 220-86-82