

СВЕРХГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДНЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

Ф. А. Летников

Феликс Артемьевич Летников, академик РАН, профессор, заведующий лабораторией петрологии и рудогенеза Института земной коры СО РАН. Руководитель проекта 05-05-64243.

Статья публикуется в авторской редакции.

В последние 15—20 лет в геологии сформировалось представление о том, что в геологической истории Земли от жидкого ядра Земли неоднократно отделялись мощные газовые потоки, которые со временем достигали верхних горизонтов литосферы, включая и земную кору. Эти восходящие потоки флюидов, в которых преобладают газы и летучие компоненты широкого круга элементов, получили название плюмов. Участие сверхглубинных флюидов в процессах магматизма, метаморфизма, рудообразования стало предметом обсуждения в многочисленных публикациях и на научных симпозиумах и конференциях.

Вместе с тем, зачастую рассматривая результаты воздействия таких плюмов на геологические объекты, за пределами обсуждения оставались многие вопросы состояния плюмов, их энергетического потенциала, механизма восхождения на тысячи километров от границы жидкого ядра Земли к ее поверхности, трансформации флюидных систем и проблемы их рудоносности. Рассмотрению этих вопросов и были посвящены наши исследования в последние пять лет. Поскольку общепризнанной точкой зрения являются представления об отделении плюмов от внешнего жидкого ядра Земли, то мы именно от него и начнем изложение данной проблемы.

Внешнее ядро Земли

Внешнее ядро Земли начинается на 2900 км и заканчивается на 5150 км ее радиуса, т. е. оно простирается на 2250 км. Это высоко-градиентная система, где от границы с мантией до границы с твердым ядром физические параметры изменяются так: P от 1350 до 3300 кбар; T от 4000 до 5700 К; вязкость от 103—105 до 107—1010 пуаз; плотность от 9,9 до 12,5 г/см³. Кроме того, по физическим параметрам выделяется еще и пограничный слой нижней мантии (D2), который простирается от 2870 до 2900 км, отличаясь от вещества внешнего ядра по плотности (5,5 г/см³) и вязкости (1020 П) [1]. Таким образом, внешнее жидкое ядро Земли заключено между мантией и твердым ядром (рис. 1).

Состав жидкого ядра во многом проблематичен. Независимо от состава внешнего ядра его столь малая вязкость в значительной мере обусловлена аномальной флюидизацией вещества, слагающего внешнее ядро Земли. По некоторым оценкам, внешнее ядро состоит из трех главных элементов: Fe — 86%, S — 12% и Ni — 2%. Приняв за основу даже крайние оценки T и P в жидком ядре [13], анализ диаграммы состояния углерода приводит нас к важному выводу о возможности наличия в жидком ядре, особенно в его глубинной части, жидкого углерода. Став на точку зрения о наличии в жидком ядре наряду с H₂ и другими компонентами восстановленного флюида (CH₄, CO) значительных содержаний серы и углерода, мы получим далеко идущие геохимические следствия, ибо проблема источника S и C в глубинных флюидах и породах до сих пор остается нерешенной. Если внутреннее ядро Земли состоит из Fe или FeNi сплавов, то их способность при высоких температурах и давлениях растворять газы, и в первую очередь водород, является универсальной. В равной мере это относится и к расплавам этих металлов. Следует подчеркнуть, что с ростом T водород диссоциирует на атомы, и при 1 атм. и 5000 К степень диссоциации достигает 0,9469,

поэтому следует полагать, что в условиях ядра водород присутствует преимущественно в атомарном состоянии, обладая высокой химической активностью [3].

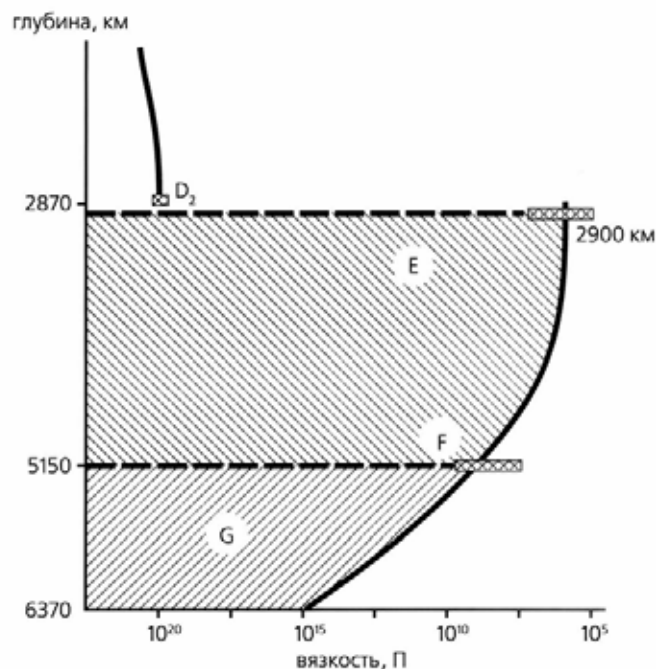


Рис. 1. Изменение вязкости в жидком (E) и твердом ядре (G), а также в прилегающем слое мантии (D₂).

«Тепловая машина» Земли

В балансе энергии Земли постоянно действующим является внутренний тепловой поток. Он обусловлен тем, что с глубиной температура горных пород повышается, а количество тепла, переносимого из недр планеты к ее поверхности, определяется величиной геотермического градиента. Геотермический градиент отражает степень стационарного переноса тепла из недр Земли к ее поверхности и колеблется от 6—8 до 35—40 К/км. В некоторых работах, посвященных внутреннему строению Земли, без особых доказательств декларируется тезис о том, что в формировании глобального теплового потока ведущая роль принадлежит радиоактивному распаду элементов. Но сторонники этой точки зрения сталкиваются с неразрешенными проблемами. Вот важнейшие из них. Тенденция к снижению содержания в породах лито сферы радиоактивных элементов по мере погружения в мантию Земли не подтверждает радиогенную природу глубинного теплового потока. В равной мере это относится и к метеоритам — хондритам, которые, согласно обще принятой теории формирования Земли, послужили той основой, на которой сформировалась планета. Если стать на точку зрения о радиоактивном источнике глубинного тепла, постоянном во времени, то невозможно объяснить отмечаемые неоднократно в геологической истории Земли катастрофические тепловые выбросы из ее недр в верхнюю мантию, земную кору, атмосферу и гидросферу. При этом в геологическом масштабе времени они могут быть сравнительно кратковременными — годы, десятки, сотни лет, а иногда тепловые воздействия охватывают значительные по площади ареалы и длятся миллионы и даже десятки миллионов лет. Ярким примером такого воздействия является проявление в пермотриасе базальтоидного магматизма на огромной площади Сибирской платформы и Западно-Сибирской низменности [4]. Радиогенная модель такого механизма накопления и последующего выброса тепла из недр Земли до сих пор никем не предложена. Аргументированная критика радиогенной модели

генерации тепла в недрах Земли была предложена в работах А. А. Смыслова, У. И. Моисеенко [2] и В. Н. Жаркова [10].

Синергетический подход к анализу совокупности процессов, протекающих в ядре Земли, позволил разработать принципиально новую модель генерации тепла в ядре Земли [5, 6].

Как подчеркивает Ю. Н. Авсюк [7], твердая оболочка и жидкое ядро имеют рассогласованность во времени; в равной мере такого же рода рассогласованность вращения может иметь место и у внутреннего ядра по отношению к жидкому, а поскольку внутреннее ядро взвешено в жидком, то его связь со всей Землей можно считать нежесткой. Если учесть, что орбитальное движение Земли ускоряется или замедляется, то процесс цикличности ее движения в составе системы Земля — Луна (365 сут.) и периодическими движениями вокруг барицентра (27,5 сут.) и более длительные возмущения периодичности в этой системе (18,6, 8,85 и 6 лет), приводят к выводу о наличии постоянных внешних возмущений, воздействующих на Землю и ее внутренние зоны, что обусловит замедление или ускорение их вращения. Земля и ее ядро функционируют в колебательном режиме, когда Земля, Солнце и Луна представляют в совокупности нестационарную колебательную систему с переходом от линейного к нелинейному развитию процессов. Геомагнитные вариации указывают на нарушение стационарности, а нелинейность этих вариаций на неустойчивость системы в целом [7].

Поскольку ядро вместе с Землей испытывает суточное вращение, то ввиду разницы в реологических свойствах субстрата внешнего ядра и мантии, с одной стороны, и твердого ядра и жидкого ядра с другой, неизбежно будет иметь процесс торможения квазипотока на границах этих двух сред, что приведет к выделению теплоты трения по всему периметру этих границ. Кроме того, поскольку по сечению внешнего жидкого ядра происходит изменение плотности, T , P и вязкости (на четыре-пять порядков), то неизбежным следствием этого должен проявиться процесс расслоения вязкого вещества внешнего ядра на зоны с разной плотностью и вязкостью (рис. 2). В силу проявления этого эффекта во вращающейся массе субстрата внешнего ядра будут возникать в мега макро и микрообъемах слои, которые будут перемещаться с различной скоростью относительно друг друга. В итоге в сечении внешнего ядра образуется огромное число полос расплава с разной вязкостью.

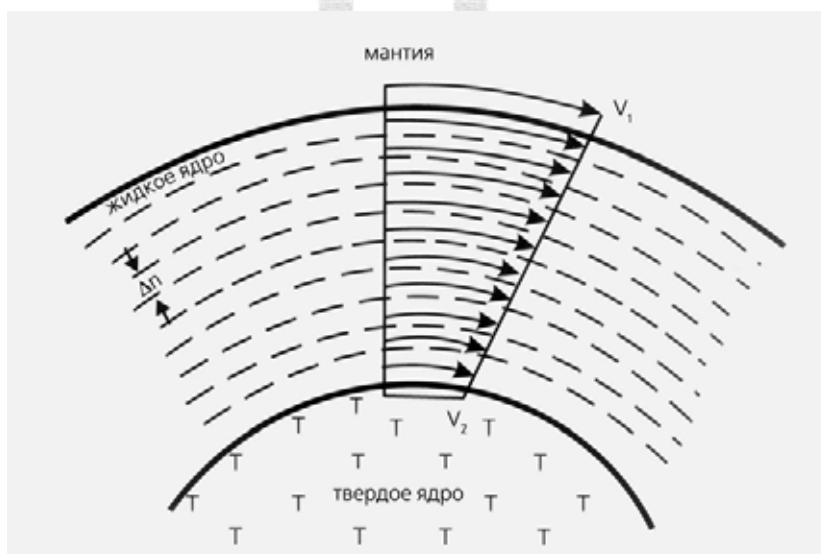


Рис. 2. Схема генерации теплоты трения в жидком ядре Земли (пояснения в тексте).

Трение маловязкого вещества на границах внешнее ядро—мантия и внешнее ядро — внутреннее ядро и полос с разной вязкостью друг о друга внутри объема внешнего ядра будут

в итоге приводить к выделению тепла. Учитывая громадные размеры жидкого ядра, главный вклад в генерируемую здесь теплоту трения будет вносить внутреннее трение, возникающее между слоями маловязкого субстрата, движущихся относительно друг друга. Удаленность твердых границ жидкого ядра друг от друга более чем на 2000 км предопределяет, что и скорости их перемещения будут различны. В силу этого обстоятельства, по разрезу внешнего ядра образуется градиент скорости $\Delta V/\Delta n$, (где Δn — размеры слоев), показывающий, как изменяется абсолютная величина скорости при перемещении на единицу длины в направлении, перпендикулярном вектору скорости, т. е. к слоям жидкости. Как следует из теории, при наличии градиента скорости и между соприкасающимися слоями жидкости возникают силы внутреннего трения. А поскольку, согласно Ньютону, касательное напряжение (τ) сил внутреннего трения пропорционально градиенту скорости,

$$\tau = \frac{\eta \Delta V}{\Delta n},$$

где η — коэффициент внутреннего трения, или вязкость субстрата, то чем больше разность между скоростями передвижения отдельных слоев относительно друг друга и чем больше их число, тем выше величина трения и больше масштабы генерации теплоты трения. Степень трения слоев друг о друга будет определяться величиной динамической вязкости η , которая равна отношению тангенциальной силы F , необходимой для поддержания градиента скорости, равного единице, между двумя параллельными слоями текучего субстрата и площадью соприкосновения этих слоев:

$$\eta = \frac{F}{(dV/dl)\Delta S},$$

где F — модуль силы внутреннего трения между слоями жидкости, dV/dl — модуль градиента скорости, ΔS — площадь соприкосновения слоев жидкости. Динамическая вязкость измеряется в пуазах или паскаль секундах (Па·с), когда 1 П=0,1 Па·с. Кинематическая вязкость (ν) — величина, равная отношению динамической вязкости к плотности (ρ) вещества: $\nu = \eta/\rho$ м²/с или мм²/с, где квадратный метр на секунду равен кинематической вязкости среды с динамической вязкостью 10 П и плотностью 1 кг/м³ [8].

Таким образом, динамическая вязкость будет в первую очередь зависеть от внутреннего трения между слоями текучего вещества. В любом случае, если слои, на которые делится внешнее жидкое ядро, непрерывны или дискретны, учитывая огромные размеры жидкого ядра, следует признать, что суммарная площадь будет достигать нескольких десятков миллионов квадратных километров.

Открытым остается вопрос о наличии и количестве слоев в жидком ядре. В пользу предположения о наличии во внешнем жидком ядре Земли слоев с разными реологическими свойствами говорят следующие факты:

1) Учитывая огромные размеры внешнего ядра (~2250 км), мы приходим к неизбежному выводу о том, что в ходе суточного вращения Земли жидкие слои на границе со слоем D_2 (глубина 2900—3000 км) будут перемещаться с большей скоростью, чем слои, прилегающие к твердому ядру (глубина 5150 км). Иными словами, если скорость движения твердой мантии на границе с жидким ядром обозначить V_1 , а на границе с твердым ядром V_2 , то $V_1 > V_2$. Поэтому промежуточные слои жидкого ядра будут иметь распределение скоростей, уменьшающееся от внешней части жидкого ядра к внутренней. Иными словами, такое распределение характеризуется градиентом скоростей — величиной $\Delta V/\Delta n$ (где Δn — толщина слоев), показывающей, как быстро меняется абсолютная величина скорости при перемещении на единицу длины в направлении, перпендикулярном слоям жидкости и соответственно вектору скорости. В общем виде ситуация отражена на рис. 3.

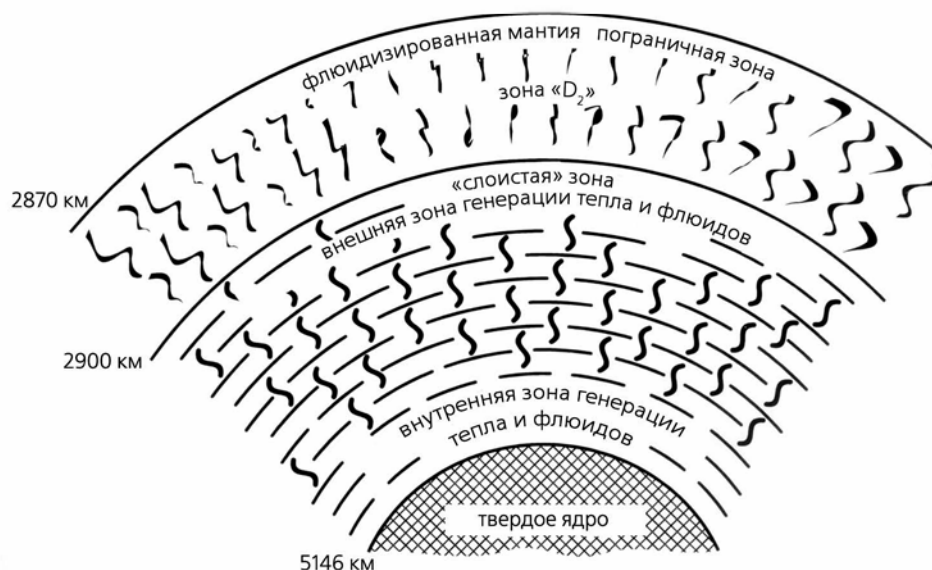


Рис. 3. Обобщенная модель генерации тепла в жидком ядре Земли.

Именно такая обстановка является благоприятной для возникновения от дельных слоев в гетерогенной среде, где в данном сечении изменяются T , P , плотность и вязкость.

2) Для случая, когда во вращающейся жидкой сфере на расстоянии 2250 км давление возрастает от 1350 до 3300 кбар, T от 4000 до 5700°C, вязкость от 10^3 — 10^5 до 10^7 — 10^{10} П и изменяется ускорение силы тяжести, рас слоение среды будет неизбежным, тем более что в экспериментах с вращающимися жидкими средами с неизменными физическими параметрами та кое расслоение имеет место [8].

3) Поскольку динамическая вязкость в первую очередь будет зависеть от внутреннего трения между слоями жидкости, то соответственно и теплота трения будет определяться величиной динамической вязкости. Очевидно, что чем больше слоев с разной вязкостью будет в данном сечении, тем выше степень генерации теплоты трения массой расплава. Выделявшаяся теп лота трения будет, с одной стороны, диссипировать по вектору T в окружающую более холодную мантию (кондуктивный перенос), компенсировать потери тепла и способствовать более длительному сохранению мобильной среды в жидком состоянии. Выделяющаяся теплота трения, поддерживая T расплава на определенном уровне, будет тем самым способствовать растворению в нем флюидной фазы и снижению T солидуса, что опять же является благоприятным фактором в поддержании его как можно дольше в жидком состоянии.

Предложенная модель и механизм генерации тепла во внешнем ядре Земли представляет наглядный пример реализации механизма перехода гравитационной энергии Солнца, задающего вращение Земли, в тепловую энергию трения в ее внешнем жидком ядре (рис. 3). С этих позиций становится и очевидным вывод о том, что пока Земля будет обладать достаточным по размерам внешним жидким ядром, которое генерирует тепловой поток, будет существовать стационарный тепловой поток к ее поверхности.

Плюмы

Нарушение стационарности внешнего ядра сопровождается тепловыми взрывами со спонтанными массовыми выбросами газов и формированием на их основе плюмов и суперплюмов. С позиций теории самоорганизации, развиваемой школой С. П. Курдюмова, тепловые взрывы на границе жидкого ядра и мантии могут быть квалифицированы как режимы с обострением. Ре жим с обострением — распространение тепла в среде с постоянной

теплопроводностью в условиях, когда на границе среды температура или поток тепла обращаются в бесконечность за конечное время обострения.

Подходя с позиций синергетики к явлениям теплового взрыва в жидком ядре очевидно, что именно нелинейность приводит к новым не экспоненциальным законам роста неустойчивости — к возникновению новых структур, каковыми и являются плюмы. Именно не экспоненциальный характер затухания любых тепловых возмущений является следствием вступления системы в область нелинейности, где в открытых неравновесных динамических системах проявляется неустойчивость и развиваются процессы самоорганизации, сопровождаемые возникновением новых структур. Одним из элементов такого структурообразования является отделение флюида от той матрицы, в которой он был заключен: это может быть как силикатный расплав, так и расплав на базе металлов в жидком ядре.

При этом возникает один очень важный вопрос. Как известно, в горных породах при высоких T и P флюиды перемещаются по ослабленным трещинным зонам или зонам глубинных разломов. Как известно, разломы и трещинные зоны могут длительно существовать только в жестких породах, а в средах, где преобладают пластические деформации, этот процесс невозможен. А поскольку породы мантии на прилегающих к жидкому ядру сферах характеризуются низкой вязкостью, то о каких зонах, проходящих от границы с жидким ядром к земной коре, речи быть не может. И суть поставленного вопроса заключается в следующем: как в условиях отсутствия разломов флюид, отделяющийся от жидкого ядра, проходит более 2000 км радиуса Земли? Отделившийся от жидкого ядра плюм обладает огромным энергетическим потенциалом (давление > 1300 кбар, температура $> 4000^\circ\text{C}$, а энтальпия водорода изменяется от 1200—1000 кДж/г) [9].

Если вспомнить, что кислородно-ацетиленовое пламя, которым в технике разрезают любые металлические изделия, имеет давление всего лишь несколько атмосфер и $T \approx 3000^\circ\text{C}$, то газовый плюм, отделяющийся от жидкого ядра, будет «прожигать» породы мантии, переводя их в газовую фазу. Это эндотермический процесс, и он требует значительных затрат тепловой энергии. На первый взгляд, это должно помешать дальнейшему развитию плюма и привести к его исчезновению. Но если учесть, что от 60 до 80% объема породообразующих минералов, слагающих породы мантии, занимают крупные атомы кислорода, то это противоречие снимается. Плюм состоит преимущественно из водорода и восстановленных газов, взаимодействие которых с кислородом горных пород будет сопровождаться выделением тепла. Это экзотермические процессы. Так восполняется тепловая энергия плюма, что предопределяет его дальнейшее продвижение в верхние горизонты мантии и далее в земную кору без существенных потерь тепловой энергии [5, 9].

Такой механизм приведет к переводу преимущественного плюма в водородно-водный с накоплением в газовой фазе летучих соединений, заимствованных из сублимируемых пород мантии, что, с одной стороны, увеличит его объем, а с другой — восполнит тепловую энергию плюма.

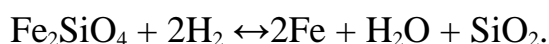
Исходя из представлений о плюмах, отделяющихся от жидкого ядра, мы неизбежно приходим к представлениям о гипербарических флюидных системах, когда плюмы выступают в роли газовых потоков, обладающих громадной мощностью и энергоемкостью. Энергоемкость плюмов в значительной степени зависит и от их массоемкости. Отличительной чертой глубинных и сверхглубинных флюидов является то, что они на больших глубинах находятся в закритическом состоянии, где фазовая граница между твердой фазой или расплавом, с одной стороны, и плотным сжатым газовым флюидом, с другой, исчезает. Уникальность таких систем для петрологии, геохимии и теории рудообразования исключительно важна. В закритической области происходит гомогенизация системы, и она переходит в особое состояние, когда вблизи него могут наблюдаться большие флуктуации

плотности вещества и самопроизвольно образовываться термодинамически стабильные высокодисперсные системы, например, аэрозоли. С позиции синергетики это область, где система теряет устойчивость и широко проявляются процессы самоорганизации. В соответствии с уравнением критического состояния вещества $(\partial P/\partial V)_{кр}=0$, $(\partial^2 P/\partial V^2)_{кр}=0$, ему отвечает бесконечно высокая сжимаемость вещества, что соответствует максимуму изотермической сжимаемости [5]. Иными словами, для рассматриваемой ситуации это будет означать в закритической области резкое увеличение массоемкости и энергоемкости флюида. Именно закритические флюидные системы способны к экстракции из твердых, расплавных и жидких фаз и к последующему переносу громадных количеств вещества, намного превосходящих величины, характерные для равновесных систем в докритической области. Так, в экспериментах И. Д. Рябчикова [10] в силикатных расплавах при высоких давлениях флюидной фазы (до 30 кбар) отмечалась высокая валовая растворимость силикатных компонентов в газовом флюиде на базе H_2O (30—50 вес. %). В экспериментах Н. С. Горбачева при $P_{H_2O} = 40$ кбар и $T=1400^\circ C$ базальтовый расплав не образовался, а произошла полная дезинтеграция исходного базальтового стекла на ультрадисперсную фазу, образовавшуюся при закалке смесь (до $n \cdot 10$ мкн) сростков оливина, ортопироксена, герцинита, силикатов Al и Ca, кварцевого стекла, силикатных и FeNi шариков. Эта неравновесная смесь (минеральный хаос) несовместимых в равновесных условиях минералов указывает на специфические условия существования флюидных систем в закритической области [11].

При снижении T и P и трансформации таких систем в докритические на их основе могут возникать магматические, флюидномагматические и флюидные системы с аномально высокой концентрацией флюидных, петрогенных и рудных компонентов, которые и являются основой для формирования месторождений гигантов, «рудных» магм и весьма массоемких флюидных рудоносных систем.

У читателя возникнет законный вопрос: а есть ли факты, доказывающие подъем восстановленных газовых плюмов от жидкого ядра к верхним частям литосферы? Обратимся к фактам. Телесейсмическая томография мантии базируется на изменении скоростей продольных волн (V_p), которые относительно окружающих пород изменяются в пределах первых процентов (обычно 3—4%). На телесейсмических разрезах однозначно фиксируются протяженные по вертикали зоны с более высокими скоростями V_p -волн. Такая ситуация характерна для пограничных с жидким ядром областей в нижней и средней мантии [12]. Судя по петрологическим и геофизическим данным, нижняя и средняя мантия состоит преимущественно из силикатов и оксидов Si, Mg, Fe, Ca, Al [13]. Среди этих элементов наименьшей величиной химического сродства с кислородом характеризуется Fe, и в силу этого обстоятельства соединения Fe типа Fe_2SiO_4 , $FeSiO_3$ будут характеризоваться наибольшей реакционной способностью при взаимодействии вещества мантии с H_2 , CH_4 и CO и другими восстановленными газами, что и нашло подтверждение в многочисленных экспериментах.

Рассмотрим элементарные реакции взаимодействия H_2 с силикатами Fe:



При 100 кбар и T -диапазоне 800—2000°C ΔG этой реакции колеблется от 1886 до 8281 кал, когда с ростом T она отчетливо сдвигается вправо.



В T -диапазоне 1000—2000°C ΔG этой реакции изменяется от 184,8 до 4680,9 кал, и вероятность ее реализации возрастает с увеличением T .

Если учесть, что в стандартных условиях плотность Fe_2SiO_4 — 4,3; $FeSiO_3$ — 5,95, а Fe — 7,9 г/см³, то процесс восхождения существенно водородного плюма через толщу мантии должен сопровождаться повышением плотности породы за счет обогащения ее Fe⁰.

Следствием развития такого процесса должно явиться формирование в мантии протяженных плотностных неоднородностей, фиксирующих восхождение плюма на верхние уровни литосферы. Исходя из рассмотренного механизма, мы приходим к объяснению природы таких плотностных неоднородностей и устанавливаем траекторию прохождения плюма от границы жидкого ядра к земной коре [14].

Роль процессов гранитизации в формировании кислородной атмосферы Земли

Одной из загадок развития планеты Земля является природа кислорода в ее атмосфере. Детальный анализ развития биосферы Земли, который провел П. Клауд [15], показал, что биологические процессы в водной среде начались ~3,8 млрд. лет назад, когда в атмосфере кислород отсутствовал. Такая ситуация просуществовала более 1,0 млрд. лет, когда на рубеже 2,8 млрд. лет в атмосфере содержание O_2 составляло <1% от современного, и только ~2 млрд. лет назад эта величина достигла ~1% и с этого момента начала неуклонно повышаться. Около 1,4 млрд. лет получили распространение первые красноклеточные толщи, когда содержание O_2 в атмосфере стало >1%, и лишь спустя почти 730 млн. лет достигло 7%. В фанерозое темп накопления кислорода в атмосфере стремительно нарастал. В кембрии (~550 млн. лет) в водной среде появляются многоклеточные организмы с наружным скелетом и роющие животные, а содержание кислорода в атмосфере достигает ~10% от современного, т. е. не превышает 2,1%. В такой ситуации не было наземных растений, жизнь зарождалась только в водной среде. Рубеж около 400 млн. лет знаменовался необъяснимо стремительным ростом содержания O_2 в атмосфере, отвечающего современному, что привело к появлению первых наземных растений, которые начали выделять биогенный кислород. Иными словами, если стать на точку зрения о биогенной природе кислорода в атмосфере Земли, то мы сталкиваемся с непреодолимым парадоксом, а именно: атмосфера более чем на 1/5 стала кислородной до появления наземных растений, когда за 150 млн. лет содержание O_2 в атмосфере Земли в общепланетарном масштабе увеличилось в 10 раз (!). Подобное обстоятельство заставляет рассмотреть проблему альтернативных небиогенных источников кислорода в формировании кислородной атмосферы Земли.

Исходя из анализа имевшегося в нашем распоряжении банка данных газовых хроматографических анализов горных пород и петролого geoхимических моделей формирования оболочек Земли, мы пришли к выводу о взаимосвязи процессов гранитизации базитовой протокоры с формированием ее кислородной атмосферы [16]. Суть этой концепции заключается в том, что гранитизация, сформировавшая гранитогнейсовый слой Земли, является метасоматическим процессом, когда под воздействием глубинных гранитизирующих растворов происходило метасоматическое замещение порообразующих минералов меланократовых пород более легкими минералами с большим молекулярным объемом — кварцем, кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. При замещении «объема на объем» количество кислорода во вновь образованных минералах оказалось меньше по сравнению с исходными минералами меланократовых пород. Судя по расчетам, содержание атомов кислорода в единице объема (10000^-) от перидотита до гранита монотонно уменьшается (рис. 4). Так, образование диоритов по габбро, гранулитам и перидотитам сопровождается переходом в свободное состояние от 12 до 41 атомов кислорода на 10000^- или соответственно от 1993 до 6808 молей кислорода в расчете на 1 м^3 . И чем больше разница по химическому составу между исходными и конечными продуктами гранитизации, тем большее количество кислорода перейдет в свободное состояние. Сопоставление мегациклов гранитизации и гранитообразования в истории Земли [17] с ростом содержания кислорода в атмосфере подтверждает сделанный вывод (рис. 5). Исходя из этой модели очевидно, что атмосферы кислородного типа могут возникать лишь на планетах земного типа

с длительным общепланетарным проявлением процессов гранитизации по породам базитгипербазитового состава.

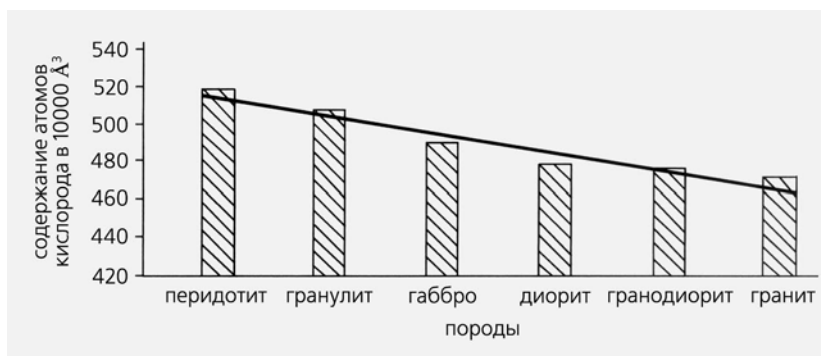


Рис. 4. Содержание связанного кислорода в 10 000 Å³ горных пород.

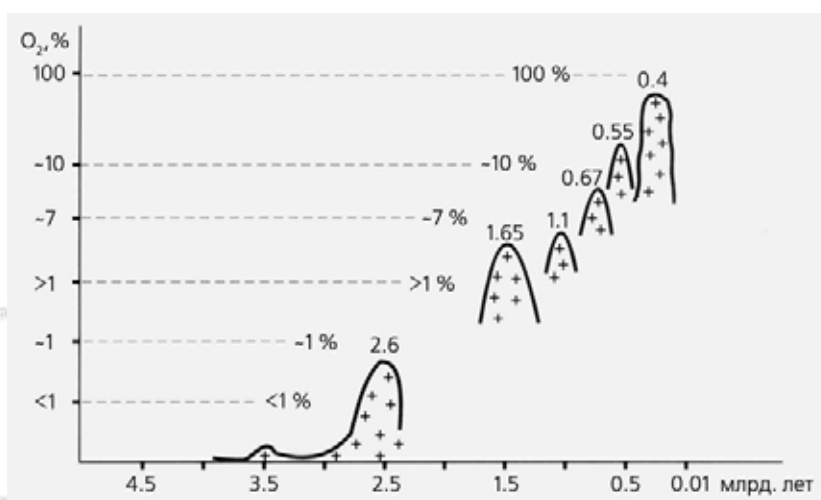


Рис. 5. Изменение содержания свободного кислорода в атмосфере Земли, % от современного уровня (15), и мегациклы гранитизации и гранитообразования (17).

Из сделанного фрагментарного обзора очевидно — первые результаты изучения сверхглубинных флюидных систем Земли позволили получить принципиально новые данные, что закладывает концептуальную основу для дальнейших более углубленных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, 1994.
- 2 Смыслов А. А., Моисеенко У. И. Эволюция теплового режима Земли // Эволюция рудообразования. М., 1989. С. 14—20.
- 3 Арчаков Ю. И. Водородная коррозия стали. М., 1985.
- 4 Добрецов Н. Л. // Доклады РАН. 1997. Т. 354. №2. С. 220—223.
- 5 Летников Ф. А. // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. №4. С. 291—307.
- 6 Летников Ф. А. // Земля и Вселенная. 2003. №1. С. 3—9.
- 7 Авсюк Ю. Н. Приливные силы и природные процессы. М., 1996.
- 8 Яворский Б. М., Пинский А. А. Основы физики. М., 2000. Т. 1, 2.
- 9 Летников Ф. А., Дорогокупец П. И. // ДАН. 2001. Т. 378. №4. С. 535—537.
- 10 Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., 1983.
- 11 Горбачев Н. С. // ДАН. 2000. Т. 370. №3. С. 365—368.
- 12 Kumagai J., Kurita K. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 437—447.
- 13 Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., 1981.
- 14 Летников Ф. А. // ДАН. 2003. Т. 390. №5. С. 673—675.
- 15 Klaud P. // Sci Amer. 1983. №11. P. 102—113.
- 16 Летников Ф. А., Сизых Н. В. // ДАН. 2002. Т. 386. №4. С. 810—813.

17 Пушкарёв Ю. Д. Мегациклы в эволюции системы кора—мантия. Л., 1990.

