

РАННЕЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ

В работе приводятся результаты численного моделирования термической эволюции Земли на стадии ее аккумуляции в трехмерной модели. Показано развитие тепловых неоднородностей, обусловленных выделением энергии при случайном распределении по массе и координатам аккумулируемых тел и частиц.

Введение

К настоящему времени при помощи внеатмосферных телескопов открыты сразу три необычные новорожденные звезды в созвездии Скорпиона, Хамелеона и Волка, процессы формирования планет у которых находятся в самом разгаре, чего раньше никогда не удавалось наблюдать, сообщает Европейская южная обсерватория [1].

Как видно на рис. 1, вокруг звезды RXJ1615 наблюдается фрагментация газопылевого диска протопланетного облака. Тем самым нашло наблюдаемое подтверждение много раньше полученное теоретическое описание модели формирования планет Шмидта—Сафронова [2]. В этой модели рост протопланет происходит за счет объединения случайным образом распределенных тел и частиц на растущую поверхность протопланеты. В ранних моделях предполагалось, что аккумулируемые тела имеют небольшие размеры. Из этого предположения вытекают два следствия: во-первых, формируется сферически-симметричная протопланета; во-вторых, температура внутренних областей, как показали полученные решения [2, 3], оказались низкими, ниже температуры плавления железа.

В настоящее время Земля имеет расплавленное состояние внешнего ядра. Нужно было объяснить это последующее нагревание ядра. Оно могло быть обеспечено либо падением очень крупных тел, либо выделением тепла при распаде естественно-радиоактивных элементов. До недавнего времени основным выделение тепла во внутренних

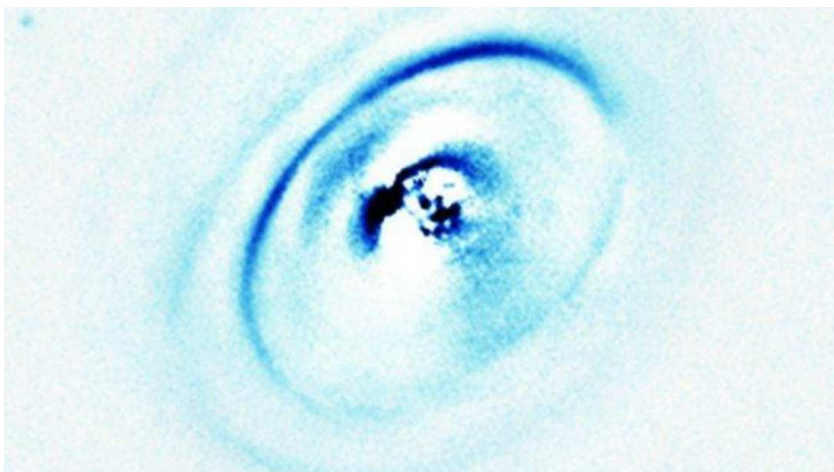


Рис. 1. Протопланетный диск вокруг звезды RXJ1615 [1]

областях Земли объяснялось радиоактивным распадом долгоживущих изотопов U, Th, K. Однако необходимые значения температуры в этом случае достигаются только спустя 1.5–2 млрд лет после завершения аккумуляции планеты [4]. Казалось, что противоречия удалось преодолеть в модели «мегаимпакта» [5], в которой предполагается, что в почти достигшую современной массы Земли протопланету происходит удар тела массы Меркурия, что обеспечивает дифференциацию вещества с выделением железного ядра и силикатной мантии. Но полученные к 2005 г. результаты изотопных исследований позволили установить следующее: во-первых, время отделения геохимического резервуара ядра от геохимического резервуара силикатной мантии оценивается величиной 5–30 млн лет, тогда как возраст силикатной мантии — 100 млн лет. Это означало бы, что разделение резервуаров произошло до их образования [6]; во-вторых, энергии, производимой короткоживущими изотопами, как показали результаты [6], достаточно, чтобы расплавить тела радиуса 50–200 км, и запускается принципиально новый процесс дифференциации протоземли [6, 7].

Постановка задачи и решение

Базовой для проведения математического моделирования термической эволюции растущей планеты является система уравнений, описывающих баланс импульса, энергии, сохранения массы вещества и задачи Стефана на границах областей с зонами плавления [6]. Для скорости роста зародыша планеты используется модель Сафронова [2],

$$\frac{\partial m}{\partial t} = 2(1 + 2\theta)r^2\omega \left(1 - \frac{m}{M}\right)\sigma, \quad (1)$$

где ω — угловая скорость орбитального движения; σ — поверхностная плотность вещества в зоне «питания» планеты; M — современная масса планеты; r — радиус растущего зародыша; θ — статистический параметр, учитывающий распределение частиц по массам и скоростям в зоне «питания».

Краевые задачи для каждого из уравнений системы решались методом конечных разностей с использованием неявных, монотонных, консервативных схем. Шаг по временной сетке переменный и при выбранном распределении плотности, как функции глубины, вычисляется из уравнения (1). Эти же пространственная и временная сетки используются при решении остальных краевых задач системы. С использованием уравнения (1) на каждом временном шаге вычисляются масса растущей планеты и распределение литостатического давления во внутренних областях. Для каждого значения достигнутого размера растущей планеты вычисляется распределение температуры плавления. В ядре зависимость температуры плавления в основном железного состава вычисляется по [7]. В области формирующейся преимущественно силикатной мантии используется зависимость температуры плавления от давления по [8]. Зона полного и частичного плавления определялась для каждого временного слоя по сопоставлению вычисленного распределения температуры в каждом узле 3D-модели с распределением температуры плавления в этом узле для данного момента времени.

На поверхности протопланеты заданы условия, обеспечивающие баланс поступающей части потенциальной энергии гравитационного взаимодействия тел, затрат тепла на нагревание поступившего вещества и переизлучаемого в пространство теплового потока с учетом прозрачности внешней среды:

$$k\rho\frac{\gamma M}{r}\frac{dr}{dt} = \varepsilon\sigma[T^4 - T_1^4] + \rho c_P[T - T_1]\frac{dr}{dt}, \quad (2)$$

где ρ — плотность вещества; γ гравитационная постоянная; M — масса растущей планеты; r — ее радиус; T и T_1 — соответственно температура тела на границе и температура внешней среды; ε — коэффициент прозрачности среды; c_P — удельная теплоемкость; k — доля преобразованной в тепло потенциальной энергии. Качественное отличие полученных вариантов результатов численного моделирования в 3D-модели состоит в том, что удалось проследить возникновение тепловых и плотностных неоднородностей. Возникновение этих неоднородностей обусловлено случайным характером распределения тел и частиц по массам и скоростям, которое описывается параметром θ (в уравнении (1), а в уравнении (2) учитывается использованием случайной функции при вычислении левой части этого уравнения внутри слоя, на которое происходит увеличение радиуса тела за шаг по времени (см., например, рис. 2–4)).

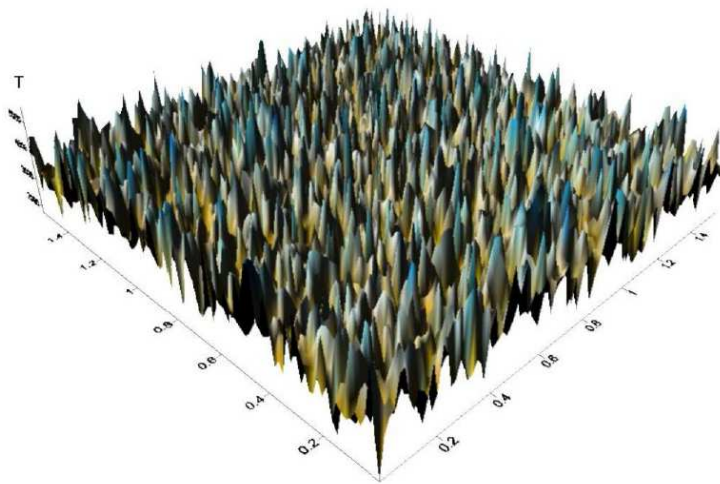


Рис. 2. Пример вычисленного распределения температуры на растущей поверхности Земли при радиусе $R = 100$ км

Силикатная оболочка Земли начала формироваться, когда основная часть ядра уже была сформирована. Выполненное нами численное моделирование теплового режима при формировании ядра

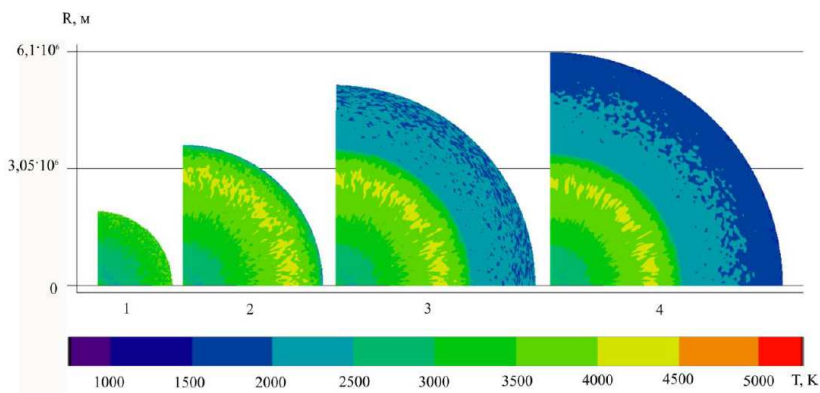


Рис. 3. Варианты распределения температуры для увеличивающихся значений радиуса [6]

Земли показало, что температура на поверхности растущего ядра на завершающей стадии может достигать 2 500—3 000 К [6]. Поэтому силикатный материал, из которого формировалась мантия Земли, отлагался на поверхность ядра, температура которой была выше температуры ликвидуса этого материала. В результате на границе ядро–мантия образуется слой силикатного расплава [6]. Для решения нашей проблемы важно знать, как протекает этот процесс на завершающем этапе аккумуляции Земли. По мере роста Земли мощность слоя расплава уменьшается. Когда она достигнет 420 км, из ликвидусных фаз исчезнет гранат, извлекающий из расплава Al_2O_3 , и глинозем будет накапливаться в расплаве. Кристаллизация оливины на линии ликвидуса будет сопровождаться обеднением расплава MgO и обогащением FeO . В результате состав расплава приблизится к составу обогащенного FeO и Al_2O_3 базальта. Когда температура расплава в верхней части слоя опустится ниже 1250°C , начнется кристаллизация плагиоклаза, кристаллы которого будут подниматься вверх, образуя на контакте расплава с верхней твердой оболочкой слой магматической «каши», состоящей из расплава и кристаллов плагиоклаза. Это создает условия для формирования у поверхности Земли слоя анортозитов.

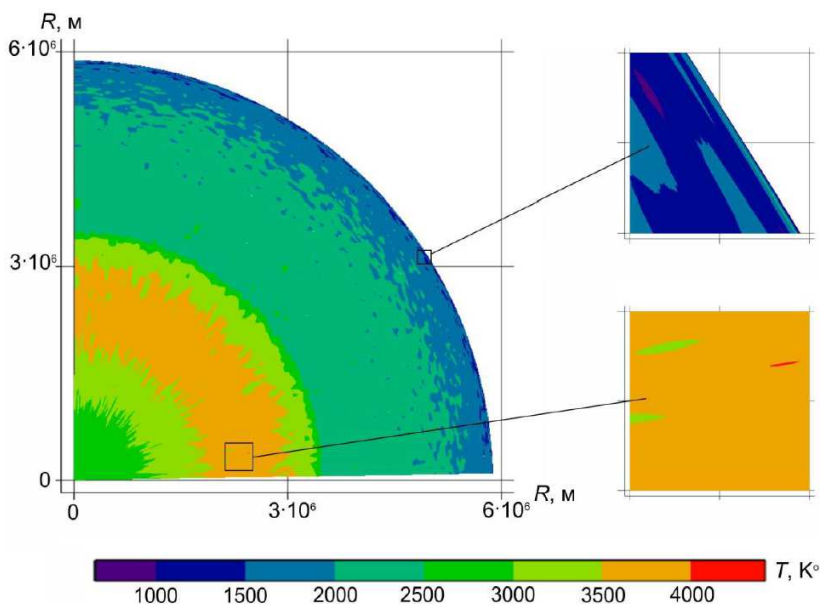


Рис. 4. Вариант распределения температуры к завершению аккумуляции. На вставках показана полученная структура тепловых неоднородностей [6]

Выводы

Случайное распределение по массе и координатам аккумулируемых тел и частиц, выпадающих на поверхность протопланетного зародыша создает необходимость рассмотрения процесса аккумуляции в трехмерной модели. Существенная часть образовавшихся тепловых неоднородностей сохраняется в формирующейся мантии Земли до завершения ее аккумуляции. Это начальное распределение неоднородностей существенно отразится на дальнейшей геологической эволюции внутренних областей Земли.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16–09–00540.

Библиографические ссылки

1. Sculpting Solar Systems. — <https://www.eso.org/public/news/eso1640/>.
2. Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. — М. : Наука, 1969.
3. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. — М. : Наука, 1968.
4. Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН. — 2005. — Т. 403, вып. 6. — С. 803—806.
5. Hartmann W. K., Davis D. R. Satellite-sized planetesimals and lunar origin // Icarus. — 1975. — Vol. 24, № 4. — P. 504—515.
6. Anfilogov V. N., Khachay Y. V. Some Aspects of the Formation of the Solar System. — Heidelberg ; N. Y.; Dordrecht ; L. : Springer International Publishing, 2015.
7. Стейси Ф. Физика Земли. — М. : Мир, 1972.
8. Kaula W. M. Thermal evolution of Earth and Moon growing by simal impacts // Journ. of Geophys. Research: Solid Earth. — 1979. — Vol. 84. — P. 999—1008.