

УДК 550.3

**ПЕРЕОЦЕНКА ВЫДЕЛИВШЕГОСЯ РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА
ЗЕМЛИ В ПЕРВЫЕ 500 МЛН ЛЕТ ЕЕ СУЩЕСТВОВАНИЯ,
ВЫСВОБОЖДЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОЙ ЭНЕРГИИ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОГО ЯДРА**

В.Н. Сергеев, Г.В. Печерникова

ИДГ РАН

На основе современных данных сделаны оценки количества тепла, выделившегося в земных недрах в первые 500 млн лет существования Земли при радиоактивном распаде короткоживущих ^{26}Al , ^{60}Fe и долгоживущих ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K . Оценки проведены для двух наиболее правдоподобных групп моделей состава Земли: геохимической (за основу взят состав углистых хондритов) и космохимической (основа – состав энстатитовых хондритов). Рассмотрен вопрос о гравитационной энергии, выделившейся в процессе формирования земного ядра.

DOI

Введение

Время формирования и первые сотни млн лет существования Земли являются наиболее энергетически насыщенным периодом в ее истории, определившим дальнейший ход ее эволюции. В это время, в частности, сформировались внутренние геосферы Земли – железно-никелевое ядро и силикатная мантия. Процесс выделения земного ядра требует нагрева недр Земли до температур, превышающих

температуру плавления железа. Поэтому представляет большой интерес исследование энергетических источников разогрева Земли. Этому вопросу посвящено много работ, затрагивающих различные аспекты проблемы. В том числе оценивались суммарные количества энергии, выделившиеся в результате тех или иных процессов. В [Erpelbaum, Kutasov, Pilchin, 2014] представлена таблица с результатами исследования этого вопроса некоторыми авторами. Однако не все такие результаты совместимы с современными знаниями и поэтому требуют уточнения.

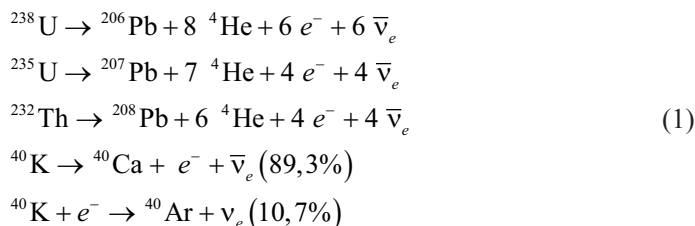
К настоящему времени получены новые данные по короткоживущим изотопам ^{26}Al и ^{60}Fe [Сергеев, 2017], радиоактивный распад которых играл преобладающую роль в радиогенном тепле Земли на начальном этапе формирования Земли. Данные регистрации геонейтрино (электронных антинейтрино, рождающихся при распаде радиоактивных изотопов в недрах Земли) от распадов ^{238}U и ^{232}Th позволили ограничить круг моделей состава Земли [Сергеев, 2014; 2015].

Сейчас не вызывает сомнения, что ядро Земли сформировалось в период ее роста [Печерникова, Сергеев, 2017], в то время как оценки гравитационной энергии, выделившейся при формировании земного ядра, делались исходя из начального состояния однородной Земли, имеющей современный радиус (смотри, например, [Stacey, Stacey, 1999]).

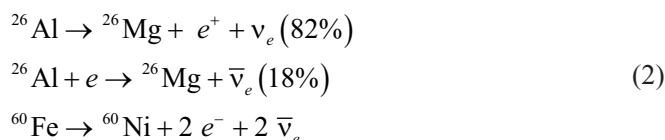
В настоящей работе представлены оценки суммарного радиогенного тепла Земли в первые 500 млн лет ее существования, полученные на основе современных данных, и рассмотрен вопрос о гравитационной энергии, выделившейся в процессе формирования земного ядра.

Оценки радиогенного тепла Земли в первые 500 млн лет ее существования

Распад радиоактивных изотопов, дающих основной вклад в радиогенное тепло Земли на том или ином этапе ее эволюции, до конечных стабильных состояний происходит по следующим схемам для долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K [Dye, 2012]:



и для короткоживущих изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe [Castillo-Rogez et al., 2009]:



В [Сергеев, 2017] на основе современных данных оценены скорости выделения радиогенного тепла на единицу массы вещества растущей Земли $\dot{h}$ от времени t по процессам (1) и (2). Время отсчитывается от времени t_0 образования CAI

(кальций-алюминиевых включений) [MacPherson, 2014], считающимся временем образования Солнечной системы. За время образования САИ берем величину 4567 млн лет, которой соответствует начальная распространенность ^{26}Al в [Jacobsen et al., 2008]. Данные по распространенности ^{60}Fe также относят ко времени близкому к величине $t_0 = 4567$ млн лет.

Массовые доли Al, Fe и K в составе растущей Земли принимались близкими к современным, а массовые доли U и Th соответствующими вычисленным согласно закону радиоактивного распада по современным массовым долям.

Вычисления были проведены для двух групп наиболее достоверных (по данным регистрации геонейтрин) моделей состава Земли – геохимической (за основу взят состав углистых хондритов) и космохимической (основа – состав энстатитовых хондритов) [Sramek et al., 2013].

Скорость выделения радиогенного тепла в земных недрах на единицу массы каждого изотопа $\bar{h}$ определяется формулой [Dye, 2012]:

$$\bar{h} = \frac{N_A \lambda}{\mu} Q, \quad (3)$$

где $N_A = 6,022 \cdot 10^{23}$ моль $^{-1}$ – число Авогадро, μ – молярная масса изотопа, $\lambda = \ln 2/t_{1/2}$ – постоянная распада, Q – тепловой эффект на один акт радиоактивного распада.

Для скорости выделения радиогенного тепла на единицу массы вещества Земли $h(t)$ имеем:

$$h(t) = \bar{h} A_{iz}(t), \quad (4)$$

где $A_{iz}(t)$ – содержание (массовая доля) изотопа в единице массы Земли.

Содержание изотопа $A_{iz}(t)$ вычисляется согласно закону радиоактивного распада. Для долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K имеем

$$A_{iz}(t) = a A e^{(t_0 - t)\lambda}, \quad (5)$$

и для короткоживущих изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe

$$A_{iz}(t) = a A e^{-t\lambda}. \quad (6)$$

В формулах (5) и (6) A – содержание элементов U, Th, K, Al и Fe в современной Земле, a в (5) – распространенность изотопа в современной Земле, a в (6) – распространенность изотопа на время образования САИ.

Количество тепла $H(t)$, генерируемого в недрах Земли распадом изотопа в единицу времени в момент времени t , равно:

$$H(t) = h(t)M(t), \quad (7)$$

где $M(t)$ – масса растущей Земли при $t \leq t_f$ и $M(t) = M_{\oplus}$ при $t > t_f$, t_f – время формирования Земли, $M_{\oplus}$ – масса современной Земли.

При вычислениях использовалась модель роста массы Земли, представленная в [Печерникова, 2005], учитывающая роль крупных тел. Согласно этой модели время t , за которое Земля достигала массы $M(t) = z^3 M_{\oplus}$, определяется из соотношения:

$$t = \frac{b\delta r_{\max}}{\sigma_0} \left(\ln \frac{1+z}{1-z} - 0,43 z - 0,04 z^3 \right), \text{ лет} \quad (8)$$

где безразмерный параметр $b = 0,07$, δ – средняя за время роста плотность Земли, σ_0 – начальная поверхностная плотность твердого вещества в зоне питания Земли, $r_{\max} = \sqrt[3]{\frac{3M_{\oplus}}{4\pi\delta}}$. Масса современной Земли $M_{\oplus} = 5,97219 \cdot 10^{24}$ кг. В расчетах использовались значения $\delta = 4,5$ г/см³ и $\sigma_0 = 10$ г/см² [Печерникова, 2005]. Согласно [Печерникова, 2005] время формирования Земли t_f составляет ~100 млн лет.

В [Печерникова, 2005] не учитывалось влияние возможной миграции Юпитера во время формирования Земли на скорость ее роста. Однако согласно [Turrini et al., 2018] возможная миграция Юпитера ограничивалась 0,5 а.е. и, следовательно, не могла сильно повлиять на ход роста Земли.

Данные, использованные при вычислениях в [Сергеев, 2017] и в настоящей работе приведены в табл. 1–3.

Таблица 1

Времена полураспада $t_{1/2}$ [Audi et al., 2017] и тепловой эффект на один акт радиоактивного распада Q процессов (1) [Dye, 2012] и (2) [Castillo-Rogez et al., 2009]

	²³⁸ U	²³⁵ U	²³² Th	⁴⁰ K	²⁶ Al	⁶⁰ Fe
$t_{1/2}$, лет	$4.468 \cdot 10^9$	$7.04 \cdot 10^8$	$1.4 \cdot 10^{10}$	$1.248 \cdot 10^9$	$7.17 \cdot 10^5$	$2.62 \cdot 10^6$
Q , 10^{-12} Дж	7.648	7.108	6.475	0.110	0.506	0.434

Таблица 2

Распространенность a в долях от общего количества элементов для долгоживущих изотопов ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th и ⁴⁰K в современной Земле [Dye, 2012] и короткоживущих ²⁶Al и ⁶⁰Fe в Солнечной системе на время образования CAI [Jacobsen et al., 2008; Tang, Dauphas, 2012]

	²³⁸ U	²³⁵ U	²³² Th	⁴⁰ K	²⁶ Al	⁶⁰ Fe
a	0.992796	0.007204	1.000000	0.000117	$5.23 \cdot 10^{-5}$	$1.15 \cdot 10^{-8}$

Таблица 3

Содержание U, Th, K, Al и Fe в современной Земле согласно геохимическим (Ag) [McDonough, 2014; Sramek et al., 2013] и космохимическим (Ac) [Javoy et al., 2010; Sramek et al., 2013] группам моделей в процентах от общей массы Земли

	U	Th	K	Al	Fe
Ag , %	$1.35 \cdot 10^{-6}$	$5.4 \cdot 10^{-6}$	$1.9 \cdot 10^{-2}$	1.59	32.0
Ac , %	$8.1 \cdot 10^{-7}$	$2.9 \cdot 10^{-6}$	$9.9 \cdot 10^{-3}$	0.86	32.8

Интегрирование $H(t)$ по времени и суммирование по изотопам дает суммарное количество тепла, выделенное в результате радиоактивного распада в земных недрах в интересующий нас период времени.

Для долгоживущих ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K :

$$Q_l = \sum_{\text{long}} \int_{t_1}^{t_2} H(t) dt. \quad (9)$$

Для короткоживущих ^{26}Al и ^{60}Fe :

$$Q_{sh} = \sum_{\text{short}} \int_{t_1}^{t_2} H(t) dt. \quad (10)$$

В результате интегрирования от $t_1 = 0$ до $t_2 = 5 \cdot 10^8$ лет и последующего суммирования в (9) и (10) получаем количество радиогенного тепла, выделившегося в земных недрах в первые 500 млн лет существования Земли, для геохимической группы моделей состава Земли: $Q_l = 1,4 \cdot 10^{30}$ Дж, $Q_{sh} = 1,05 \cdot 10^{28}$ Дж и для космохимической группы моделей: $Q_l = 0,77 \cdot 10^{30}$ Дж, $Q_{sh} = 0,6 \cdot 10^{28}$ Дж.

Гравитационная энергия, высвободившаяся в процессе формирования земного ядра

Вне зависимости от конкретных механизмов формирования земного ядра [Rubie et al., 2015] количество высвободившейся гравитационной энергии определяется только разностью гравитационных энергий конечного и начального состояний.

Рассмотрим два варианта высвобождения гравитационной энергии при дифференциации вещества шарообразного тела без учета сжимаемости. Вещество представляет собой двухкомпонентную смесь из более тяжелой и более легкой компонент.

Первый вариант: однородный шар радиуса R с плотностью ρ_{cp} (рис. 1, *a*) в результате опускания к центру более тяжелой компоненты с плотностью ρ_1 преобразуется в шар радиуса R с шаровым ядром радиуса R_1 с плотностью ρ_1 , окруженным шаровым слоем с плотностью ρ_2 (рис. 1, *б*).

Гравитационная энергия однородного шара с плотностью ρ_{cp} радиуса R :

$$U_n^{(1)} = -G \frac{16\pi^2}{15} \rho_{cp}^2 R^5. \quad (11)$$

Гравитационная постоянная $G = 6,67408 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ с}^{-2} \text{ кг}^{-1}$. Гравитационная энергия шара в результате дифференциации (см. рис. 1, *б*) становится:

$$U_k^{(1)} = -G \frac{16\pi^2}{15} \left[\rho_1^2 R_1^5 + \rho_2^2 (R^5 - R_1^5) + \frac{5}{2} \rho_2 (\rho_1 - \rho_2) R_1^3 (R^2 - R_1^2) \right]. \quad (12)$$

Высвободившаяся гравитационная энергия $\Delta U^{(1)} = U_k^{(1)} - U_n^{(1)}$. Объем шара $V = 4\pi/3 R^3$, объем ядра $V_1 = 4\pi/3 R_1^3$. Обозначим $V_1/V = R_1^3/R^3 = \varepsilon$. Тогда $\Delta U^{(1)}$ можно записать:

$$\Delta U^{(1)} = G \frac{16\pi^2}{15} R^5 \left[\rho_{cp}^2 - \rho_1^2 \varepsilon^{\frac{5}{3}} - \rho_2^2 \left(1 - \varepsilon^{\frac{5}{3}} \right) - \frac{5}{2} \rho_2 (\rho_1 - \rho_2) \varepsilon \left(1 - \varepsilon^{\frac{2}{3}} \right) \right]. \quad (13)$$

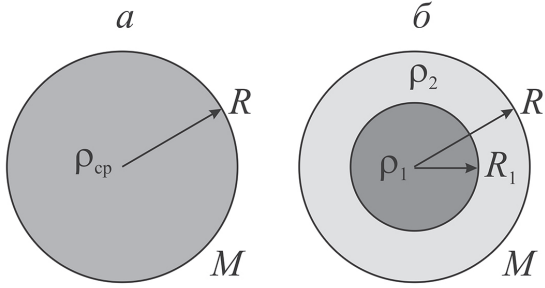


Рис. 1. Шар массы M радиуса R : a – однородный с плотностью $\rho_{\text{ср}}$, b – конфигурация шара после дифференциации

Второй вариант: дифференциация в процессе роста шара. К шару последовательно добавляются относительно тонкие шаровые слои с плотностью $\rho_{\text{ср}}$ (рис. 2, a). Считаем, что опускание тяжелой компоненты происходит достаточно быстро. Текущая масса шара m увеличивается на dm , текущий радиус r – на dr . В результате дифференциации вещества в добавленном верхнем слое и опускания более тяжелой компоненты к уже существующему ядру шара текущий радиус ядра r_1 увеличивается на dr_1 (рис. 2, b).

Гравитационная энергия текущего начального состояния (рис. 2, a):

$$U_{\text{н}}^{(2)}(r + dr) = U^{(2)}(r) - G \frac{m \rho_{\text{ср}} 4\pi r^2 dr}{r} = U^{(2)}(r) - G \frac{16\pi^2}{3} \rho_{\text{ср}}^2 r^4 dr, \quad (14)$$

где $U^{(2)}(r)$ – гравитационная энергия шара радиуса r с ядром радиуса r_1 . После дифференциации в добавленном слое и опускания более тяжелой компоненты гравитационная энергия текущего состояния (рис. 2, b):

$$U_{\text{к}}^{(2)}(r + dr) = -G \frac{16\pi^2}{15} \left[\rho_1^2 r_1'^5 + \rho_2^2 (r'^5 - r_1'^5) + \frac{5}{2} \rho_2 (\rho_1 - \rho_2) r_1'^3 (r'^2 - r_1'^2) \right], \quad (15)$$

где $r' = r + dr$, $r_1' = r_1 + dr_1$. Используя $R_1^3/R^3 = \epsilon = r_1^3/r^3$ и $dr_1 = \epsilon r^2/r_1^2 dr$ (следует из равенства объемов $4\pi r_1^2 dr_1 = 4\pi \epsilon r^2 dr$), разлагая (15) в ряд по dr и оставляя члены не выше первой степени dr , получаем:

$$U_{\text{к}}^{(2)}(r + dr) = U^{(2)}(r) - G \frac{16\pi^2}{3} r^4 \left[\rho_1^2 \epsilon^{\frac{5}{3}} + \rho_2^2 \left(1 - \epsilon^{\frac{5}{3}} \right) + \frac{5}{2} \rho_2 (\rho_1 - \rho_2) \epsilon \left(1 - \epsilon^{\frac{2}{3}} \right) \right] dr. \quad (16)$$

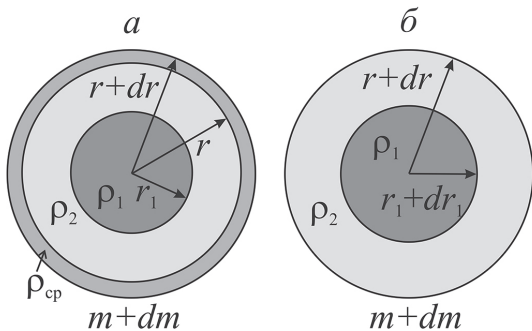


Рис. 2. Дифференциация в процессе роста шара: a – увеличение текущей массы шара m на dm , b – конфигурация шара массы $m + dm$ после дифференциации

Высвободившаяся гравитационная энергия на каждом шаге $dU^{(2)}(r + dr)$ определяется разностью выражений (16) и (14). Интегрируя $dU^{(2)}(r + dr)$ по dr от 0 до R , получаем:

$$\Delta U^{(2)} = G \frac{16\pi^2}{15} R^5 \left[\rho_{\text{ср}}^2 - \rho_1^2 \varepsilon^{\frac{5}{3}} - \rho_2^2 \left(1 - \varepsilon^{\frac{5}{3}} \right) - \frac{5}{2} \rho_2 (\rho_1 - \rho_2) \varepsilon \left(1 - \varepsilon^{\frac{2}{3}} \right) \right]. \quad (17)$$

В итоге оказывается $\Delta U^{(1)} = \Delta U^{(2)}$, то есть в рамках рассматриваемой модели результат не зависит от того, как проходила дифференциация – в уже сформировавшемся шаре или в процессе его роста.

Для шара с ядром при параметрах Земли ($R = 6371$ км, $M = 5,9722 \cdot 10^{24}$ кг, $\rho_{\text{ср}} = 5,5135$ г·см⁻³, $R_1 = 3485$ км, $M_1 = 1,9354 \cdot 10^{24}$ кг, средняя плотность ядра $\rho_1 = 10,916$ г·см⁻³, средняя плотность силикатной оболочки $\rho_2 = 4,456$ г·см⁻³) из (13) или (17) получаем величину высвободившейся в результате формирования ядра гравитационной энергии $1,9 \cdot 10^{31}$ Дж. Это значение не намного отличается от результатов других авторов, приведенных в [Eppelbaum, Kutasov, Pilchin, 2014].

Заключение

Полученные в настоящей работе оценки радиогенного тепла Земли, выделившегося в течение первых 500 млн лет ее существования заметно ниже приведенных ранее в [Печерникова, Витязев, 2005]. В этой работе $Q_l = 4,0 \cdot 10^{30}$ Дж и $Q_{sh} = 1,0 \cdot 10^{30}$ Дж (считалось для вещества с массой современной Земли).

Процесс формирования земного ядра существенно более сложный, чем рассмотренный в настоящей работе. Однако независимость количества высвободившейся гравитационной энергии от того, как проходила дифференциация земного вещества – в уже сформировавшейся Земле или в процессе ее роста, в какой-то мере может иметь место. В чем несомненное отличие, так это в потерях тепла, образующегося в результате гравитационной дифференциации.

Работа выполнена в рамках Программы 17(2) Президиума РАН «Эволюция органического мира. Роль и влияние планетарных процессов». Подпрограмма «Планетарные проблемы зарождения и развития биосферы Земли».

Литература

- Печерникова Г.В. Время роста Земли // ДАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 391–394.
- Печерникова Г.В., Витязев А.В. Импаkты и эволюция ранней Земли / Катастрофические воздействия космических тел / Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. Институт динамики геосфер РАН. М. : ИКЦ «Академкнига», 2005. С. 251–265.
- Печерникова Г.В., Сергеев В.Н. Ранняя стадия возникновения Земли (интервал после возникновения Солнца, формирование жидкого ядра, формирование твердого ядра) / Жизнь и Вселенная. Коллективная монография под ред. В.Н. Обридо и М.В. Рагульской. Москва 2017. С. 91–98.
- Сергеев В.Н. Внутреннее тепло Земли и геонейтрино // Динамические процессы в геосферах. Вып. 6: Сборник научных трудов ИДГ РАН. Москва. ГЕОС. 2014. С. 162–167.

Сергеев В.Н. Распределение радиоактивных элементов, определяющих радиогенное тепло Земли, в ее недрах и геонейтринно // Динамические процессы в геосферах. Вып. 7: Сборник научных трудов ИДГ РАН. Москва. ГЕОС. 2015. С. 193–199.

Сергеев В.Н. Радиогенное тепло Земли в период ее роста // Динамические процессы в геосферах. Вып. 9: Сборник научных трудов ИДГ РАН. Москва. Графитекс. 2017. С. 93–98.

Audi G. *et al.* The NUBASE2016 evaluation of nuclear properties // Chinese Physics C. 2017. V. 41. No. 3. 030001.

Eppelbaum L., Kutasov I., Pilchin A. Applied Geothermics. Berlin Heidelberg: Springer. 2014. 751 p.

Castillo-Rogez J. *et al.* 26Al decay: Heat production and a revised age for Iapetus // Icarus. 2009. V. 204. P. 658–662.

Dye S.T. Geo-neutrinos and the Radioactive Power of the Earth // Reviews of Geophysics. 2012. 50. RG3007; arXiv: 1111.6099v3 [nucl-ex].

Javoy M. *et al.* The chemical composition of the Earth: Enstatite chondrite models // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 293. P. 259–268.

Jacobsen B. *et al.* 26Al – 26Mg and 207Pb – 206Pb systematics of Allende CAIs: Canonical solar initial 26Al/27Al reinstated // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 272. P. 353–364.

McDonough W.F. Compositional Model for the Earth's Core / Treatise on Geochemistry (Second Edition). Editors-in-Chief: H. Holland and K. Turekian. Elsevier. 2014. V. 3: The Mantle and Core. P. 559–577.

MacPherson G.J. Calcium-Aluminum-Rich Inclusions in Chondritic Meteorites / Treatise on Geochemistry 2nd Edition, Editors-in-Chief: H. Holland and K. Turekian. Elsevier, 2014, V. 1: Meteorites and Cosmochemical Processes. P. 139–179.

Rubie D.C., Nimmo F., Melosh H.J. Formation of the Earth's Core / Treatise on Geophysics 2nd Ed., Editors-in-Chief: G. Schubert. Elsevier, 2015. V. 9. Evolution of the Earth. P. 43–79.

Sramek O. *et al.* Geophysical and geochemical constraints on geo-neutrino fluxes from Earth's mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 361. P. 356–366; arXiv: 1207.0853v2 [physics.geo-ph].

Stacey F., Stacey C. Gravitational energy of core evolution: implications for thermal history and geodynamo power // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1999. 110. P. 83–93.

Tang H., Dauphas N. Abundance, distribution, and origin of 60Fe in the solar protoplanetary disk // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 359–360. P. 248–263.

Turrini D. *et al.* The late accretion and erosion of Vesta's crust recorded by eucrites and diogenites as an astrochemical window into the formation of Jupiter and the early evolution of the Solar System // Icarus. 2018. 311. P. 224–241; arXiv:1804.06150 [astro-ph.EP].