

РАДИОГЕННОЕ ТЕПЛО ЗЕМЛИ В ПЕРИОД ЕЕ РОСТА

В.Н. Сергеев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт динамики геосфер Российской академии наук

Приведены оценки количества тепла Земли, выделяемого в период ее роста (первые 100 млн лет существования) 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).

Введение

Энергия распада радиоактивных изотопов является важным источником разогрева земных недр, необходимого для их плавления и дифференциации на железо-никелевое ядро и силикатную мантию. В отличие от ударов планетезималей при формировании Земли, привносящих энергию в ее наружные слои [Печерникова, Витязев, 2005], радиоактивный распад нагревает земные недра во всем объеме Земли.

Для оценки радиогенного тепла Земли в период ее формирования помимо данных, относящихся к распаду радиоактивных изотопов, необходимо знать состав растущей Земли и распространенность радиоактивных изотопов на этот период, а также зависимость массы Земли от времени в период ее роста.

Данные по составу Земли и распространенности радиоактивных изотопов указывают на то, что основной вклад в радиогенное тепло Земли в процессе ее формирования давал радиоактивный распад короткоживущих ^{26}Al и ^{60}Fe (в начале роста Земли) и долгоживущих ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K (во время всего периода роста Земли). Массовые доли Al, Fe и K в составе растущей Земли можно считать близкими к современным. Распространенность радиоактивных изотопов во время роста Земли вычисляется на основании закона радиоактивного распада. Данные по распространенности короткоживущих изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe относят ко времени образования Солнечной системы, которым считается время образования CAI (кальций-алюминиевых включений) [Печерникова, Сергеев, 2017], присутствующих в образцах некоторых метеоритов (хондритах). Распространенность долгоживущих радиоактивных изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K вычисляется по данным современной распространенности.

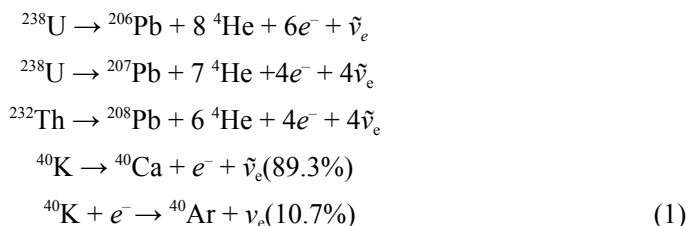
Наиболее правдоподобными из существующих моделей состава Земли представляются геохимическая (за основу взят состав углистых хондритов) и космохимическая (основа – состав энстатитовых хондритов) группы моделей. Данные геохимической и космохимической групп моделей состава современной Земли по содержанию U и Th не противоречат данным регистрации геонейтрино (электронных антинейтрино, рождающихся при распаде радиоактивных изотопов в недрах

Земли) от распадов ^{238}U и ^{232}Th [Сергеев, 2014, 2015]. К сожалению, в настоящее время еще не хватает данных регистрации геонейтрино, позволяющих выбрать из двух групп моделей одну наиболее достоверную.

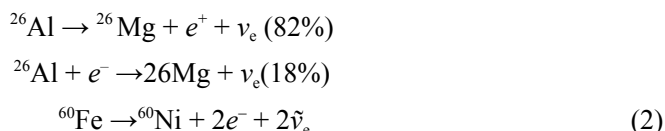
Время формирования Земли по разным моделям [Сафронов, 1969; Витязев и др., 1990; Печерникова, 2005] оценивается в величину порядка 100 млн лет. Однако, зависимости массы Земли от времени в период ее роста различны для разных моделей [Печерникова, 2005; Печерникова, Витязев, 2005]. В настоящей работе используется модель, представленная в [Печерникова, 2005], учитывающая роль крупных тел в формировании Земли.

Тепло, выделяемое при распаде радиоактивных изотопов в земных недрах

Распад радиоактивных изотопов, дающих основной вклад в радиогенное тепло Земли в период ее роста, 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]



Процессы (1) и (2) сопровождаются выделением энергии и рождением электронных нейтрино ν_e или антинейтрино $\tilde{\nu}_e$. В тепло преобразуется не вся выделяемая энергия, некоторая ее часть, равная средней энергии ν_e или $\tilde{\nu}_e$ для процесса, уносится электронными нейтрино или антинейтрино. В [Castillo-Rogez et al., 2009] отмечено, что это обстоятельство не всегда учитывается в расчетах, и приводятся ссылки на работы, где допускались эти неточности. Данные по временам полураспада [Audi et al., 2017] и тепловому эффекту процессов (1) [Dye, 2012] и (2) [Castillo-Rogez et al., 2009] представлены в табл. 1.

Таблица 1. Времена полураспада и тепловой эффект на один акт распада Q радиоактивных изотопов, дающих основной вклад в радиогенное тепло в период роста Земли

	^{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

Оценка радиогенного тепла Земли в период ее роста

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 $N_A = 6.022 \cdot 10^{23} \text{ моль}^{-1}$ – число Авогадро, μ – молярная масса изотопа, $\lambda = \ln 2/t_{1/2}$ – постоянная распада.

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

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

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

За точку отсчета времени t_0 берется время образования CAI. Времена образования CAI, полученные по изотопным данным разными группами исследователей из образцов различных метеоритов разнятся на величину ~ 1 млн лет [MacPherson, 2014]. Имея ввиду, что наименьший период полураспада рассматриваемых изотопов у ^{26}Al и, следовательно, выбор t_0 наиболее чувствителен для этого изотопа, за время образования CAI берем величину 4567 млн лет, которой соответствует начальная распространенность ^{26}Al [Jacobsen et al., 2008], используемая в настоящей работе. Данные по распространенности ^{60}Fe также относят ко времени близкому к величине t_0 .

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 CAI.

В итоге количество тепла $H(t)$, генерируемое 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.

В таблице 2 представлены данные по распространенности долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K в современной Земле [Dye, 2012] и короткоживущих ^{26}Al и ^{60}Fe в Солнечной системе на время образования CAI [Jacobsen et al., 2008; Tang, Dauphas, 2012]. В настоящей работе используется величина распространенности ^{60}Fe , гораздо меньшая, чем величины, ранее использовавшиеся во многих работах. Использование такого значения распространенности ^{60}Fe из [Tang, Dauphas, 2012] вполне оправдано по мнению авторов работы [Davis, McKeegan, 2014].

Таблица 2. Распространенность α в долях от общего количества элементов для долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K в современной Земле и короткоживущих ^{26}Al и ^{60}Fe в Солнечной системе на время образования САИ

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

Данные по содержанию U, Th, K, Al и Fe в современной Земле согласно геохимическим [McDonough, 2014; Sramek et al., 2013] и космохимическим [Javoy et al., 2010; Sramek et al., 2013] группам моделей представлены в таблице 3.

Таблица 3. Содержание U, Th, K, Al и Fe в современной Земле согласно геохимическим (A_g) и космохимическим (A_c) группам моделей в процентах от общей массы Земли

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

Время t , за которое Земля достигала массы $M(t) = z^3 M_\oplus$, определяется из соотношения [Печерникова, 2005]:

$$t = \frac{b\delta}{\sigma_0} r_{\max} \left(\ln \frac{1+z}{1-z} - 0.43z - 0.04z^3 \right), \text{ лет} \quad (8)$$

где безразмерный параметр $b = 0.07$, δ – средняя за время роста плотность Земли, σ_0 – начальная поверхностная плотность твердого вещества в зоне питания Земли,

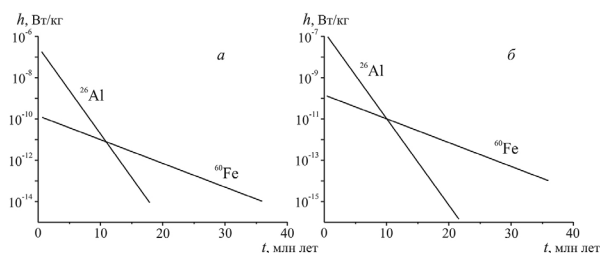
$$r_{\max} = \sqrt[3]{\frac{3M_\oplus}{4\pi\delta}}$$

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].

Вычисляя $H(t)$ по (7) с использованием (3), (4), (5), (8) для ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K и (3), (4), (6), (8) для ^{26}Al и ^{60}Fe и суммируя $H(t)$ по всем изотопам, получаем оценку скорости выделения радиогенного тепла Земли в период ее роста.

На рис. 1 представлена зависимость скорости выделения радиогенного тепла на единицу массы вещества растущей Земли от времени для короткоживущих изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe .

Рис. 1. Зависимость скорости выделения радиогенного тепла на единицу массы вещества растущей Земли h от времени t для короткоживущих изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe : a – геохимическая группа моделей состава Земли, b – космохимическая группа моделей состава Земли



На рис. 2 представлена зависимость скорости выделения радиогенного тепла на единицу массы вещества растущей Земли от времени для долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K .

На рис. 3 представлена зависимость суммарной скорости выделения радиогенного тепла в растущей Земле от времени. На рис. 3 обращает на себя внимание, преобладающий вклад распада короткоживущих изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe в радиогенное тепло Земли в первые 10 млн лет ее роста.

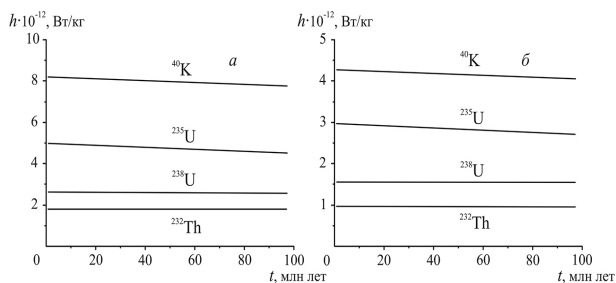


Рис. 2. Зависимость скорости выделения радиогенного тепла на единицу массы вещества растущей Земли h от времени t для долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K : a – геохимическая группа моделей состава Земли, b – космохимическая группа моделей состава Земли

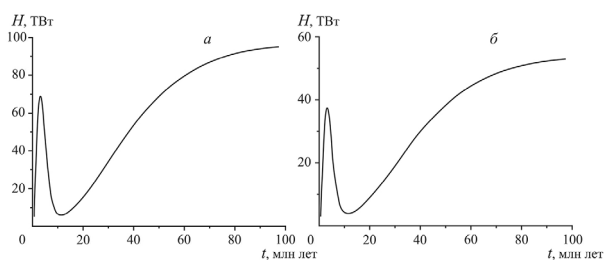


Рис. 3. Зависимость суммарной скорости выделения радиогенного тепла в растущей Земле H от времени t : a – геохимическая группа моделей состава Земли, b – космохимическая группа моделей состава Земли

Заключение

В настоящей работе оценки проводились исходя из усредненного состава Земли. Хотя ядро Земли формировалось в процессе ее роста [Печерникова, Сергеев, 2017] и важную роль играло распределение радиоактивных изотопов в недрах Земли, полученные оценки отражают величину вклада радиогенного тепла Земли в тепловые процессы на стадии роста Земли.

Работа выполнена в рамках Программы 22(1) Президиума РАН «Эволюция органического мира и планетарных процессов».

Литература

- Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы: Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука. 1990. – 296 с.
- 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. Обридко и М.В. Рагульской. Москва. 2017. С. 91–98.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М. : Наука, 1969. – 244 с.

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 геонейтрино // Динамические процессы в геосферах. Вып. 7: Сборник научных трудов ИДГ РАН. Москва. ГЕОС. 2015. С. 193–199.

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

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

Davis A.M., McKeegan K.D. Short-Lived Radionuclides and Early Solar System Chronology / Treatise on Geochemistry 2nd Edition, Editors-in-Chief: Heinrich Holland and Karl Turekian. Elsevier. 2014. V. 1: Meteorites and Cosmochemical Processes. P. 361–395.

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. ^{26}Al – ^{26}Mg and ^{207}Pb – 2^{06}Pb systematics of Allende CAIs: Canonical solar initial $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 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.

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].

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