

О ВЛИЯНИИ ПЕРВИЧНОЙ АТМОСФЕРЫ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ЗЕМЛЕ ПРИ ЕЕ АККУМУЛЯЦИИ

Хачай Ю.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Анфилогов В.Н. – Институт минералогии УрО РАН, Челябинская обл., г. Миасс

Антипин А.Н. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе (Анфилогов, Хачай, 2005) предложена новая модель аккумуляции планет земной группы, которая опирается на современные результаты геохимических анализов, включающие оценки концентрации короткоживущих радиоактивных изотопов ^{26}Al в веществе протопланетного облака. По результатам численного моделирования показано, что для дальнейшей термической эволюции Земли существенную роль имело распределение температуры в формирующемся ядре Земли и наличие плотной и плохо прозрачной атмосферы.

Аккумуляция Земли, распределение температуры, начальная атмосфера.

ABOUT THE INFLUENCE OF THE INITIAL ATMOSPHERE ON THE EARTH'S TEMPERATURE DISTRIBUTION DURING IT'S ACCUMULATION

Khachay Yu.V. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Anfilogov V.N. – Institute of mineralogy, UB of RAS, Miass

Antipin A.N. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstracts. We suggested a new model for accumulation of planets of the Earth's group (Анфилогов, Хачай, 2005), which is based on the contemporary results of geochemical analyses, which allow to obtain the concentrations of short living radioactive isotopes of ^{26}Al in the matter of the pre planet cloud. For the further Earth's temperature evolution, as it had been showed by the results of numerical modeling, the main role belongs to the temperature distribution in the forming Earth's core and the existence of a dense and transparent atmosphere.

Accumulation of the Earth, temperature distribution, transparent atmosphere.

Наблюдаемое в настоящее время падение на земную поверхность тел от размеров пылинок до метеоритов, метеоров и более крупных тел являются остаточным проявлением мощного процесса аккумуляции планеты из протопланетного облака, наиболее активная фаза которого завершилась около 4,6 млрд. лет назад. Внеатмосферные астрономические наблюдения позволили за последние годы выявить как планеты, так и протопланетные объекты на различных стадиях их эволюции у более 300 звезд. Тем самым нашли наблюдательное подтверждение основные идеи механизма аккумуляции планет, разрабатываемые в (Сафронов, 1969; Витязев, Печерникова, Сафронов, 1990; Kaula, 1979; Хачай, 1987).

Геологическая эволюция Земли существенно зависит от ее начального состояния. Под начальным для Земли понимают ее состояние к завершению активного эта-

па аккумуляции. Несмотря на достижения, до последнего времени не удавалось получить удовлетворительного объяснения ряду хорошо обоснованных фактов. В современной Земле основными структурами являются преимущественно силикатная мантия и практически железное по составу ядро.

Результаты, полученные на основе анализа W-Hf изотопной системы, интерпретируются как свидетельство очень раннего, за время менее 10 млн. лет, разделения химических резервуаров ядра и мантии (Jacobsen, Yin, 2003; Krot et al. 2009). Тогда как на основе результатов по уран-свинцовой системе формирование этих структур продолжалось около 100 млн. лет, т.е. разделение их химических резервуаров произошло за долго до окончания роста самих структур.

Остаются дискуссионными вопросы формирования первичной атмосферы и ее

влияние на распределение начальной температуры во внутренних областях Земли (Hayashi, Nakazawa, Mizuno, 1979; Abe, 1997). Так, в работе (Hayashi, Nakazawa, Mizuno, 1979) была впервые получена возможная оценка температуры на поверхности растущей Земли $T > 4000$ К из-за наличия плотной не прозрачной атмосферы.

В работе (Анфилогов, Хачай, 2005) нами была предложена новая модель аккумуляции планет земной группы, которая использует современные результаты изотопных геохимических анализов, позволивших получить надежные оценки концентрации короткоживущих естественно радиоактивных изотопов и, прежде всего ^{26}Al , в веществе протопланетного облака. На основе этих данных получены новые оценки распределения температуры в растущих зародышах планеты в зоне «питания» Земли. Очень близкие результаты получены в работах (Печерникова, Витязев, 2005; Nyquist et al., 2009).

Для дальнейшей температурной эволюции Земли, как показало проведенное численное моделирование, определяющую роль играет распределение температуры в формирующемся ядре Земли. Дополнительный вклад обеспечивает наличие плотной, мало прозрачной атмосферы. Именно этим проблемам здесь будет уделено основное внимание.

Математическое моделирование распределения температуры в планете на стадии ее аккумуляции

Результаты, полученные нами в работе (Анфилогов, Хачай, 2005), показали, что уже на раннем этапе процесса аккумуляции выделения тепла короткоживущими естественно радиоактивными элементами, и прежде всего ^{26}Al , оказывается достаточно для того, чтобы в протопланетном зародыше, превышающем размеры (50–100) км, могла сформироваться расплавленная центральная область и сравнительно тонкая, твердая, преимущественно силикатная по составу верхняя оболочка. Скорости соударения тел на этом этапе еще малы, поэтому при соударении тел таких и близких размеров жидкие, преимущественно железные

по составу части сливаются, но массы зародыша еще не достаточно для гравитационного удержания силикатных обломков холодной твердой оболочки. На этом этапе они сохраняются в зоне питания протопланеты. Реализуется механизм дифференциации вещества в процессе аккумуляции планеты на резервуар будущего ядра и резервуар мантии.

Важно, что процесс идет еще в малых телах и успеваает завершиться за время менее 10 млн. лет. Тогда как последующее формирование структуры ядра и мантии продолжается, как и по всем имеющимся оценкам, около 100 млн. лет. Поскольку объединение жидких внутренних частей соударяющихся тел происходит в результате неупругого соударения, большая часть потенциальной гравитационной энергии через кинетическую энергию соударения преобразуется в тепло. Это продолжается до тех пор, пока ядро не достигнет большей части современной массы. На завершающей стадии роста ядра масса зародыша оказывается уже достаточной для того, чтобы удерживать все возрастающую долю силикатной оболочки выпадающих тел. И состав растущей области все более обогащается примесью силикатов. Процесс соударения аккумуляруемых тел от механизма полностью неупругого, с высокой степенью преобразования потенциальной энергии гравитационного взаимодействия в тепловую, постепенно переходит в механизм твердотельного соударения, при котором только небольшая часть кинетической энергии преобразуется в поглощаемое зародышем планеты тепло.

При математическом моделировании излагаемого механизма следует учитывать, что в рассматриваемой модели процесс дифференциации вещества ядра в большей своей части проходит на стадии его роста. К завершению формирования этой структуры концентрация короткоживущих радиоактивных изотопов становится настолько малой, что вклад энергии их распада становится мал. Вопрос о вхождении долгоживущих радиоактивных изотопов в состав ядра остается открытым, но в боль-

шинстве рассматриваемых моделей их доля предполагается малой.

Проведенное математическое моделирование термической эволюции растущей планеты опирается на изложенную выше схему процесса. Для скорости роста зародыша планеты используется модель Сафронова в варианте (Сафронов, 1969),

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

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».

Математическое описание массо-энерго переноса в растущем самогравитирующем теле переменного радиуса даже в модели однокомпонентной жидкости состоит в постановке краевых задач для системы уравнений баланса импульса, энергии, сохранении массы вещества и задачи Стефана на границах областей с зонами расплава (Khachay, Anfilogov, 2010):

$$\rho \frac{\partial \dot{V}}{\partial t} + (\dot{V} \nabla) \dot{V} = -\nabla P + \eta \Delta \dot{V} +$$

$$+ \left(\frac{\eta}{3} + \xi \nabla(\nabla \dot{V}) - \rho \nabla W\right),$$

$$\rho T \left[\frac{\partial S}{\partial t} + (\dot{V} \nabla) S \right] = \lambda \Delta T + Q, \quad (3)$$

$$\Delta W_1 = -4\pi\gamma\rho, \quad W = W_1 + W_2, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho \dot{V}) = 0, \quad (5)$$

$$L \frac{\partial \dot{\psi}}{\partial t} = \dot{q}|_{\xi=0} - \dot{q}|_{\xi=-0}, \quad (6)$$

где \dot{V} – скорость жидкости; P – давление; S – энтропия; W_1 – гравитационный потенциал; W_2 – центробежный потенциал; ρ – плотность; η и ξ – коэффициенты первой и второй вязкости; λ – коэффициент теплопроводности; γ – гравитационная постоянная;

Q – суммарная мощность внутренних источников энергии в единице объема; L – теплота фазового перехода;

$\frac{\partial \dot{\psi}}{\partial t}$ – положение границы раздела фаз;

$\dot{q}|_{\xi=0}$ и $\dot{q}|_{\xi=-0}$ – плотность теплового потока, соответственно, перед и за фазовой границей; ∇ и Δ – операторы «набла» и Лапласа.

Трудности доставляет уже решение краевых задач для первого уравнения (2) этой системы, которое называют уравнением Навье – Стокса. Даже в приближении с постоянными коэффициентами вязкости, как это использовано в (3), в 3D-сферическом слое нахождение численного решения представляет существенную проблему. Кроме того, в рамках уравнения (2) затруднительно описать вынужденное конвективное перемешивание вещества вблизи поверхности растущего тела при падении отдельных тел. Реальные вычислительные возможности позволяют использовать только сильно усредненное описание в сферически симметричной модели.

Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находится из численного решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации и параметрического учета конвективного теплопереноса в расплаве по (Тихонов, Любимова, Власов, 1969):

$$c_{эф} \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda_{эф} \nabla T) + Q, \quad (7)$$

где $c_{эф}$, $\lambda_{эф}$ – эффективные значения теплоемкости и теплопроводности, которые учитывают теплоту плавления в задаче Стефана по (Самарский, Моисеенко, 1965) и наличие конвективного теплопереноса; T – искомая температура в точке в момент времени t ; Q – объемная мощность внутренних источников тепла. Задача решалась методом конечных разностей с использованием полностью неявной монотонной, консервативной схемы. В уравнениях (1), (7), (8) шаг по временной и пространственной

сеткам используется один и тот же. Размерный шаг по пространственной сетке постоянный и составляет 250 м. Шаг по временной сетке переменный и при выбранном распределении плотности, как функции глубины, вычисляется из уравнения (1). С использованием этого уравнения 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 (Стейси, 1972). В области формирующейся преимущественно силикатной мантии используется зависимость температуры плавления от давления по (Kaula, 1979). Зона полного и частичного плавления определялась для каждого временного слоя по сопоставлению вычисленного распределения температуры с распределением температуры плавления на данной глубине.

На поверхности растущего тела заданы условия, обеспечивающие баланс поступающей части потенциальной энергии гравитационного взаимодействия тел, затраты тепла на нагревание поступившего вещества и переизлучаемый в пространство тепловой поток с учетом прозрачности внешней среды (Жарков, Трубицын, 1980):

$$k \rho \frac{\lambda M}{r} \frac{dr}{dt} = \varepsilon \sigma [T^4 - T_1^4] + \rho c_p [T - T_1] \frac{dr}{dt}, \quad (8)$$

где ρ – плотность вещества; G – гравитационная постоянная; M – масса растущей планеты; r – ее радиус; T и T_1 – соответственно, температура тела на границе и внешней среды; ε – коэффициент прозрачности среды; c_p – удельная теплоемкость; k – доля преобразованной в тепло потенциальной энергии.

Результаты и обсуждение

Некоторые возможные варианты распределения температуры в аккумулируемой планете к последовательно увеличивающимся моментам времени представлены на рис. 1 и 2.

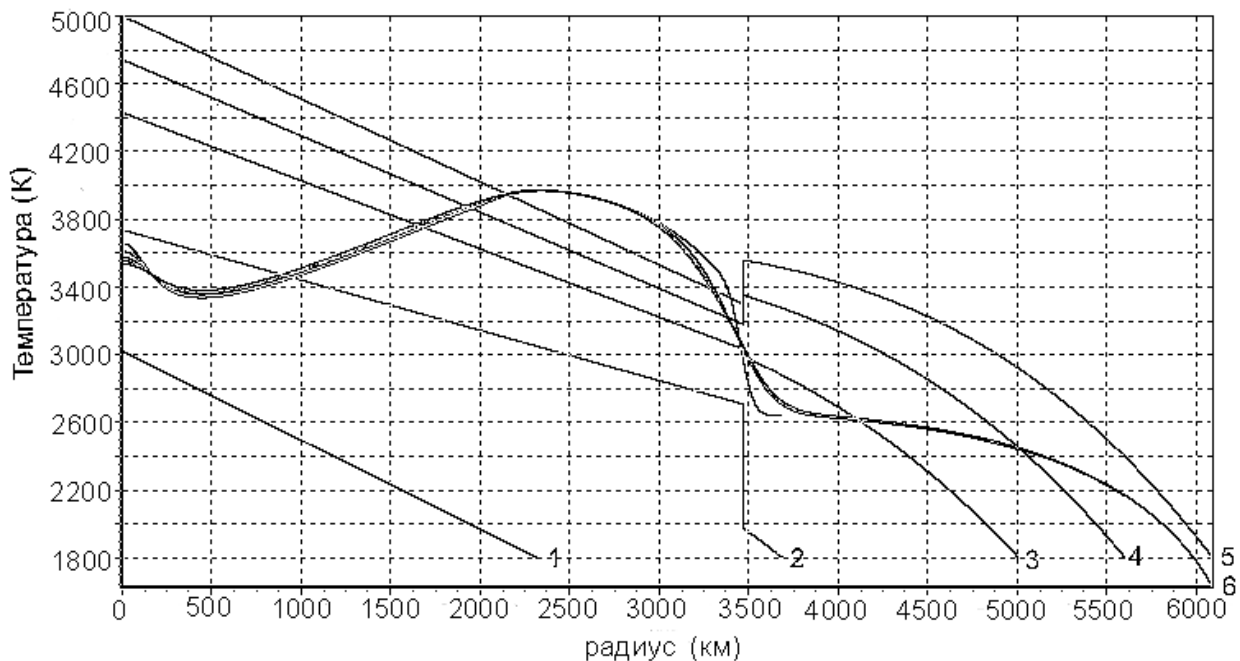


Рис. 1. Зависимость температуры в растущей Земле и температуры плавления в ее оболочках от глубины и проницаемости первичной атмосферы: графики вычисленного распределения температуры (6) и температуры плавления (1–5) для разных стадий роста планеты. Начальный радиус зародыша планеты 1000 м; шаг роста планеты 250 м; плотность в ядре 5600 кг/м³, в мантии – 3300 кг/м³. Доля преобразованной в тепло потенциальной энергии в ядре 0,4, в мантии – 0,04; коэффициент прозрачности атмосферы при росте ядра 1×10^{-5} , а при росте мантии – 2×10^{-5}

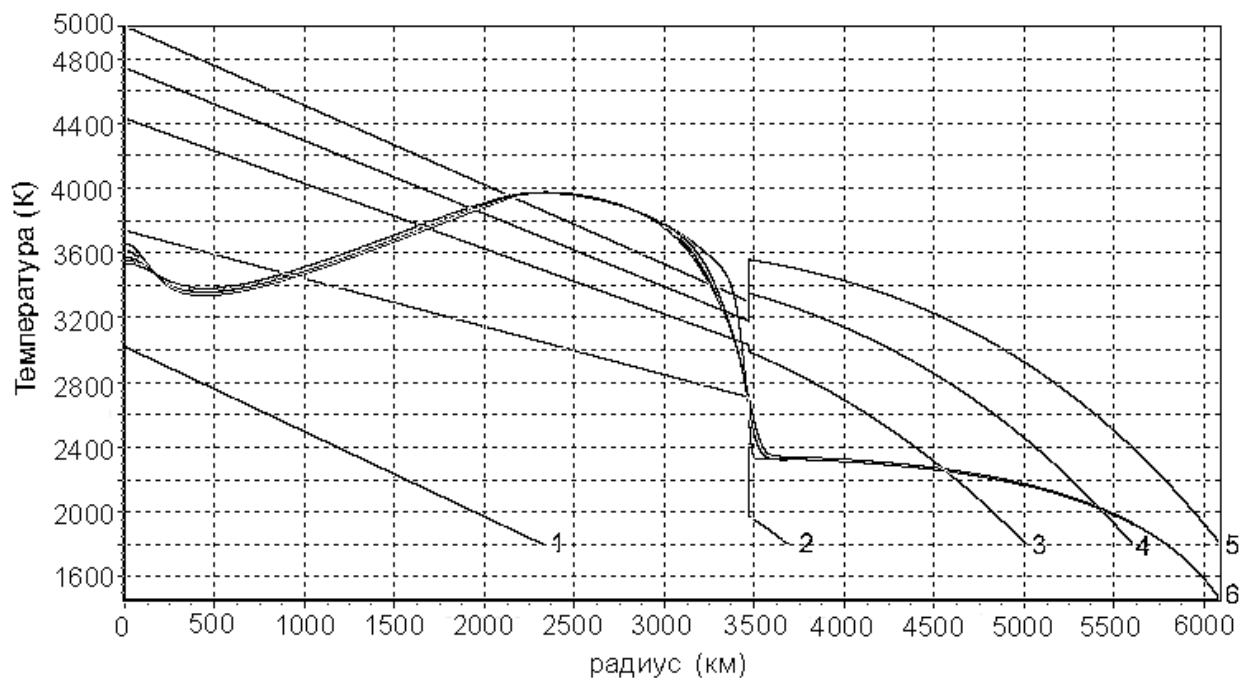


Рис. 2. Зависимость температуры в растущей Земле и температуры плавления в ее оболочках от глубины и проницаемости первичной атмосферы: графики вычисленного распределения температуры (6) и температуры плавления (1–5) для разных стадий роста планеты. Начальный радиус зародыша планеты 1000 м; шаг роста планеты 250 м; плотность в ядре 5600 кг/м^3 , в мантии – 3300 кг/м^3 . Доля преобразованной в тепло потенциальной энергии в ядре 0,4 в мантии – 0,04; коэффициент прозрачности атмосферы при росте ядра 1×10^{-5} , а при росте мантии – 4×10^{-5}

Как видно из полученных результатов, снижение прозрачности атмосферы (рис. 1) на стадии аккумуляции мантии приводит к росту температуры прежде всего в этой оболочке по сравнению с вариантом для более прозрачной атмосферы (рис. 2).

Показанные распределения качественно отличаются от полученных до сих пор, например (Сафронов, 1969; Витязев, Печерникова, Сафронов, 1990; Kaula, 1979; Хачай, 1987; Hayashi, Nakazawa, Mizuno, 1979; Abe, 1997).

Во-первых, в центре до значений радиуса около 300 км имеется максимум температуры со значениями $T > (2000\text{--}3700) \text{ К}$, в зависимости от использованной оценки начальной концентрации ^{26}Al . Ко времени, когда радиус растущей планеты достигает значений $r = (400\text{--}500) \text{ км}$, содержание короткоживущего ^{26}Al значительно снижается и формируется локальный минимум. Затем, по мере увеличения массы протопланеты, увеличивается роль выделения кинетиче-

ской энергии при падении аккумулируемых тел и частиц. Уменьшение прозрачности первичной атмосферы приводит к снижению плотности уходящего теплового потока и увеличению температуры внутренних оболочек.

Наибольшую неопределенность здесь содержит оценка коэффициента прозрачности атмосферы (ϵ) в выражении (8). В качестве нижней границы для него мы использовали оценку по (Шапкин, Сидоров, 2004). Однако эта оценка, так же как и принятая в (Hayashi, Nakazawa, Mizuno, 1979), не учитывает наличие в этой атмосфере газообразных продуктов силикатного состава.

В отличие от результатов, описанных в (Hayashi, Nakazawa, Mizuno, 1979; Abe, 1997), здесь температуры на границе Земли воздух достигают своего наибольшего значения ко времени завершения формирования железного ядра и наибольшей плотности силикатной фракции в атмосфере.

Заключение

Для предложенного нами ранее механизма неоднородной аккумуляции выполнено моделирование эволюции температуры в растущей планете. Показано, что до размеров «зародыша» около (300–400) км распад короткоживущих радиоактивных элементов является определяющим источником внутренней энергии. Затем основным источником становится часть потенциальной гравитационной энергии, превращающаяся в тепло в процессе удара падающих тел. Это поглощение более эффективно при объединении расплавленных железных частей протопланетных тел. Учет этого обстоятельства позволил выделить модели, в которых большая часть области современного железного внешнего ядра оказывается расплавленной к окончанию аккумуляции планеты. Снимается проблема раннего наличия геомагнитного поля. Предварительные оценки наличия плотной, малопрозрачной атмосферы с высоким содержанием газообразной силикатной фракции приводит к увеличению температуры во внутренних областях планеты в процессе ее аккумуляции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 09-05-00983.

Литература

Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН. 2005. Т. 403. № 6. С. 803–806.
Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы: происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990. 296 с.
Жарков В.Н., Трубицын В.П. Физика планетных недр. М.: Наука, 1980. 448 с.
Печерникова Г.В., Витязев А.В. Импаکتы и эволюция ранней Земли // Катастрофические воздействия космических тел / Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. М.: Академнига. 2005. С. 251–265.
Самарский А.А., Моисеенко Б.Д. Экономичная схема сквозного счета для многомерной задачи Стефана // Журнал вычислительной математики и математической

физики. 1965. Т. 5. № 5. С. 816–827.

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

Стейси Ф.Д. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли // ДАН СССР. 1969. Т. 188. № 2. С. 338–342.

Хачай Ю.В. Численное моделирование распределения начальной температуры в Земле // Ядерно-геофизические и геотермические исследования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 38–44.

Шапкин А.И., Сидоров Ю.И. Термодинамические модели в космохимии и планетологии. М.: Едиториал. УРСС, 2004. 336 с.

Abe Y. Thermal and chemical evolution of the terrestrial magma ocean // Phys. Earth and Planet. Inter. 1997. V. 100. P. 27–39.

Jacobsen S., Yin Q. Models of planetary accretion and core formation based on the Hf-W clock // Geophys. Research Abstracts. 2003. V. 5. P. 13884.

Hayashi C., Nakazawa K., Mizuno H. Earth's melting due to the blanketing effect of primordial dense atmosphere // Earth and Planetary Science Letters. 1979. V. 43. P. 22–28.

Kaula E.M. Thermal evolution of Earth and Moon growing by planetesimal impacts // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 999–1008.

Khachay Yu., Anfiologov V. Variants of temperature distributions in the Earth on its accumulation // The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy. Kyiv: Akadempriodyka, 2010. P. 197–203.

Krot A.N., Amelin Y., Bland P. et al. Origin and chronology of chondritic components: A review // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. P. 4963–4997.

Nyquist L.E., Kleine T., Shih C.-Y., Reese Y.D. The distribution of short-lived radioisotopes in the early solar system and the chronology of asteroid accretion, differentiation, and secondary mineralization // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. P. 5115–5136.