

УДК 550.361

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-256-261

Тепловая эволюция ядра Земли в период его формирования с учетом выделения тепла от короткоживущих радиоизотопов ^{26}Al и ^{60}Fe

Памяти нашего научного руководителя
и учителя
Юрия Васильевича Хачая

А. Н. Антипин, М. Г. Миндубаев

Институт геофизики УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, e-mail: mansur_mg@mail.ru

Поступила в редакцию 21.12.2020 г., принята к печати 30.12.2020 г.

Объект исследования. На основе предложенного ранее в работах В.Н. Анфиломова и Ю.В. Хачая двухстадийного механизма гетерогенной аккумуляции Земли исследуется тепловая эволюция ядра в период его формирования, учитывающая помимо выделения тепла от ^{26}Al , содержание которого установлено с достаточно надежной точностью, также и тепла от ^{60}Fe . **Материалы и методы исследования.** Используются методы математического моделирования. Вычисления проводились для трех оценок фракционного содержания радиоизотопа ^{60}Fe к стабильному ^{56}Fe на время образования САИ (Ca–Al–Inclusions, богатые кальцием и алюминием включения, обнаруженные в углистых хондритах), взятых по материалам различных авторов. **Результаты.** Численные эксперименты показали варианты распределения температуры и температуры плавления на разных этапах формирования ядра для различного отношения $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$. **Выводы.** Центральная область формирующегося ядра может оставаться проплавленной даже к концу его аккумуляции. И, как следствие, в этой области на это время сохраняются условия для свободной тепловой конвекции и, соответственно, для реализации механизма МГД-динамо.

Ключевые слова: ядро Земли, конвекция, гетерогенная аккумуляция, магнитное поле, короткоживущие радиоизотопы

Thermal evolution of the Earth's core during its formation taking into account heat release from the short-lived radioisotopes ^{26}Al and ^{60}Fe

Aleksandr N. Antipin, Mansur G. Mindubaev

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, Ural Branch of the RAS, 100 Amundsen st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: mansur_mg@mail.ru

Received 21.12.2020, accepted 30.12.2020

Research subject. Based on the two-stage mechanism of the Earth's heterogeneous accumulation, previously proposed by V.N. Anfilogov and Yu.V. Khachay, the thermal evolution of the core during its formation was studied. Account is taken of both the heat release from ^{26}Al , the content of which was established with a fairly reliable accuracy, and that from ^{60}Fe . **Materials and methods.** The methods of mathematical modelling were used. Calculations were carried out for three estimates of the fractional content of the radioisotope ^{60}Fe to stable ^{56}Fe at the time of CAI formation (Ca–Al–Inclusions, calcium- and aluminium-rich inclusions found in carbonaceous chondrites) based on the results of various authors. **Results.** As a result of numerical experiments, variants of the temperature and melting temperature distributions at different stages of the core formation for different $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ ratios were obtained. **Conclusions.** The results show that the central region of the forming core can remain melted even by the end of its accumulation. As a consequence, in this region for this time, the conditions for free thermal convection and, accordingly, for the implementation of the MHD dynamo mechanism remain.

Keywords: Earth's core, convection, heterogeneous accumulation, magnetic field, short-lived radioisotopes

Для цитирования: Антипин А.Н., Миндубаев М.Г. (2021) Тепловая эволюция ядра Земли в период его формирования с учетом выделения тепла от короткоживущих радиоизотопов ^{26}Al и ^{60}Fe . *Литосфера*, **21**(2), 256–261. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-256-261

For citation: Antipin A.N., Mindubaev M.G. (2021) Thermal evolution of the Earth's core during its formation taking into account heat release from the short-lived radioisotopes ^{26}Al and ^{60}Fe . *Litosfera*, **21**(2), 256–261. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-256-261

© А.Н. Антипин, М.Г. Миндубаев, 2021

ВВЕДЕНИЕ

В работах (Анфилогов, Хачай, 2005, 2012, 2013) предложен двухстадийный механизм гетерогенной аккумуляции Земли. В отличие от других моделей гетерогенной аккумуляции Земли (например Agnor, Canup, Levinson, 1999; Walter, Trønnes, 2004) в предложенном механизме реализуется несколько иной процесс сепарации. Так, при столкновении первичных зародышей расплавленные центральные области сливаются, а осколки тонкой и холодной силикатной верхней оболочки еще не удерживаются слабым гравитационным полем зародыша и уходят в “зону питания” планеты. При практически неупругом соударении жидких, расплавленных тел большая часть потенциальной энергии переходит в тепловую энергию растущей Земли и процесс гетерогенной аккумуляции может проходить при температурах, превышающих температуры плавления вещества ядра и силикатной мантии. Впервые в работе (Хачай и др., 2015) были рассмотрены вопросы конвекции в ядре Земли в период ее формирования. Этот механизм обеспечивает основной вклад в тепломассоперенос, способствует изменению химического состава внутренних областей, формирует условия генерации геомагнитного поля. Причиной смены режимов конвекции является изменение вклада различных источников внутренней энергии. На начальном этапе аккумуляции основным источником внутренней энергии планеты принято рассматривать выделение тепла за счет распада короткоживущих радиоактивных элементов, прежде всего ^{26}Al . В настоящей работе помимо распада ^{26}Al также учитывается вклад от другого короткоживущего радиоактивного элемента ^{60}Fe . Если отношение $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ в протопланетном веществе оценивается величиной порядка 5×10^{-5} на время образования САИ (кальциево-алюминиевые включения в углистых хондритах с возрастом порядка 4.568 млрд лет) с надежной точностью (Merk et al., 2002), то отношение же $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ оценивается различными авторами в достаточно широком диапазо-

не (табл. 1). При дальнейшем росте планеты в результате падения тел и частиц из протопланетного облака происходило такое мощное выделение кинетической энергии, что температура на верхней поверхности формирующегося ядра намного превышала температуру во внутренних областях (Anfilogov, Khachay, 2015). В поздней стадии формирования ядра при гетерогенной аккумуляции Земли соударения становятся более упругими и меньшая часть кинетической энергии соударения тел переходит в тепло. Это приводит к тому, что температура расплава на верхней границе растущей протопланеты становится ниже, чем в соседних внутренних областях.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Математическая модель тепловой эволюции ядра в период его роста и ее численная реализация подробно описаны в следующих работах (Anfilogov, Khachay, 2015; Антипин, 2015; Хачай, Антипин, 2017). Приведем основные положения модели.

Распределение температуры в сферически-симметричном теле увеличивающегося радиуса находится из решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации, параметрического конвективного теплопереноса в расплаве и переноса тепла и нагревания за счет адиабатического сжатия, а также выделение тепла короткоживущими радиоизотопами. Характерное время задачи определяется из уравнения В.С. Сафронова (1969), описывающего скорость изменения массы растущей планеты.

Температура на поверхности растущего тела рассчитывается из уравнения сохранения энергии. Уравнение обеспечивает баланс между поступающей потенциальной энергией гравитационного взаимодействия тел и энергией переизлучаемой телом во внешнее пространство и идущей на нагревание планеты.

Таблица 1. Основные характеристики короткоживущих радиоактивных изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe

Table 1. Main characteristics of the short-lived radioactive isotopes ^{26}Al and ^{60}Fe

Радиоизотоп	Содержание по космохимической модели, % (Сергеев, 2017)	Дочерний изотоп	Период полураспада $t_{1/2}$, лет	Стабильный изотоп	Фракционное содержание радиоизотопа к стабильному на время образования САИ	Энергия распада Q , 10^{-12} Дж
^{26}Al	0.86	^{26}Mg	7.17×10^5	^{27}Al	5.2×10^{-5}	0.506
^{60}Fe	32.8	^{60}Ni	2.62×10^6	^{56}Fe	4.4×10^{-6} (Quitté et al., 2005) $3-10 \times 10^{-7}$ (Wadhwa et al., 2006) 1.15×10^{-8} (Tang, Dauphas, 2012)	0.434

Мощность внутренних источников тепла представляет собой сумму тепловыделения от радиоактивного распада короткоживущих ^{26}Al , ^{60}Fe и от адиабатического сжатия. Нагревание при адиабатическом сжатии внутренних слоев нарастающими внешними вычисляется, как показано в работе (Любимова, 1968), из предположения, что растущее ядро представляет собой сферически симметричное, гидростатически равновесное тело.

Температура плавления непостоянная и зависит от распределения плотности в теле. Распределение температуры плавления вычисляется, как показано в работе (Стейси, 1972), из соотношения, опи-

сывающего зависимость температуры плавления от сильного сжатия.

Уравнения модели тепловой эволюции ядра Земли в период роста решались численно. Для решения уравнений использовались итерационные методы и методы конечных разностей. Численные эксперименты были проведены для трех различных значений фракционного содержания изотопа ^{60}Fe к стабильному ^{56}Fe . Основные характеристики короткоживущих радиоактивных изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe , использованных в расчетах, приведены в табл. 1.

На рис. 1 представлены распределения температуры и температуры плавления в растущем ядре в

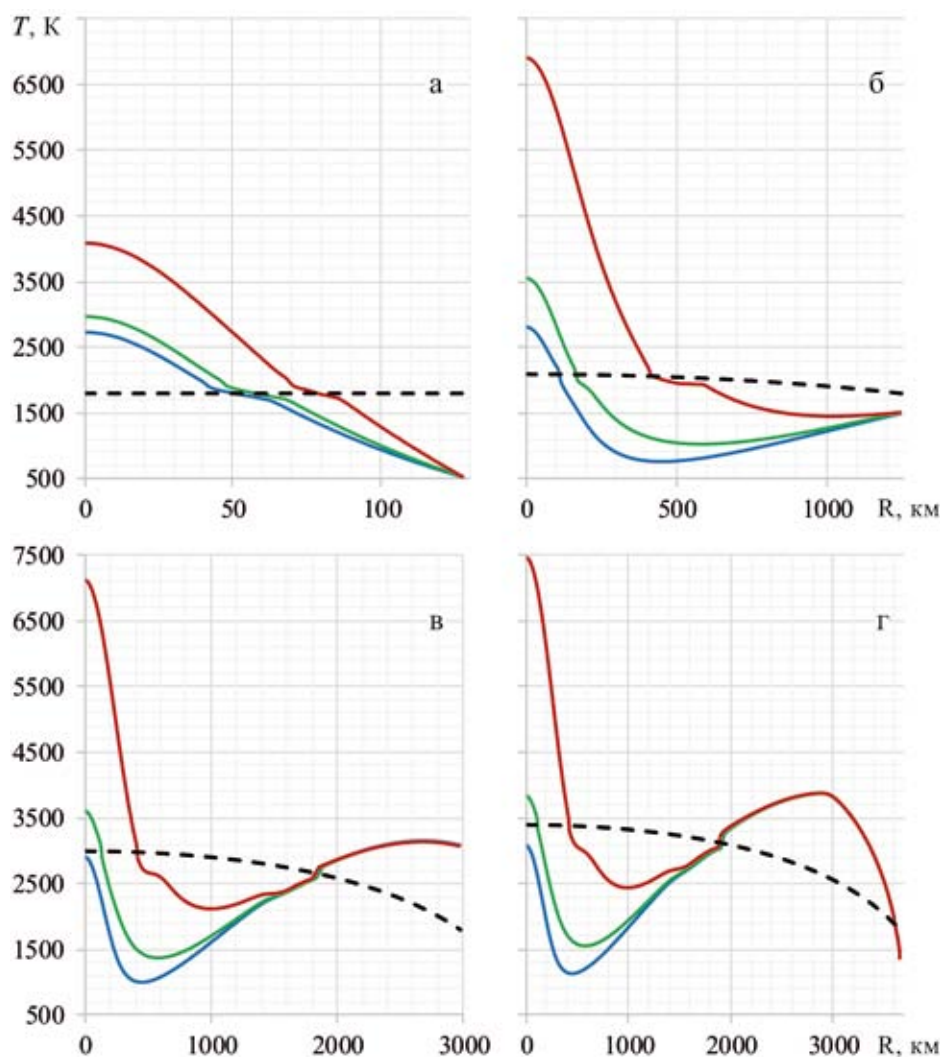


Рис. 1. Распределение температуры плавления (пунктирная линия) и температуры (сплошные линии) в растущей Земле (а – 1.3, б – 12.7, в – 33.6, г – 45.4 млн лет) при различном отношении изотопа ^{60}Fe к общему количеству железа в долях: голубая линия – 1.15×10^{-8} (Tang, Dauphas, 2012; Сергеев, 2017), зеленая – 8×10^{-7} (Wadhwa et al., 2006), красная – 4.4×10^{-6} (Quitté et al., 2005).

Fig. 1. Distribution of the melting point (dashed line) and temperature (solid lines) in the growing Earth (a – 1.3, б – 12.7, в – 33.6, г – 45.4 Ma) at different respects of the ^{60}Fe isotope to the total the amount of iron in shares: blue line – 1.15×10^{-8} (Tang, Dauphas, 2012; Sergeev, 2017), green – 8×10^{-7} (Wadhwa et al., 2006), red – 4.4×10^{-6} (Quitté et al., 2005).

различные моменты времени с учетом выделения тепла при радиоактивном распаде короткоживущих элементов ^{26}Al и ^{60}Fe . Для малого отношения $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ порядка 10^{-8} (Tang, Dauphas, 2012; Scheinberg et al., 2015) вклад (синяя кривая) тепловыделения от короткоживущего ^{60}Fe на распределение температуры несуществен и в основном определяется выделением тепла при распаде ^{26}Al . При таком вкладе тепла от короткоживущих радиоизотопов за счет увеличения температуры плавления вследствие роста ядра и увеличения плотности проплавленная центральная часть исчезает. Распределение для фракционного содержания железа 4.4×10^{-6} (красная кривая), по-видимому, соответствует очень высокому значению. Поэтому за верхнее значение разумно принять $(3-10) \times 10^{-7}$ (Wadhwa et al., 2006). На рис. 1 зеленой линией представлены распределения температуры, соответствующие отношению $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$, равному 8×10^{-7} .

Как было отмечено во введении и вслед за работой (Хачай и др., 2015) для распределения температуры в ядре можно выделить три интервала. Первый – внутренний, определяется вкладом выделения тепла от короткоживущих радиоактивных изотопов. Видно, что на ранних этапах роста (см. рис. 1а, б) температурная кривая выше температуры плавления, и, учитывая положительный градиент, следует ожидать в этой области с размерами порядка первых сотен километров реализацию тепловой конвекции. Оценки числа Рэлея Ra , определяющего интенсивность конвекции, для параметров в этой области дают значения существенно выше критического Ra_c . Несмотря на то что вклад от выделения тепла короткоживущих радиоизотопов после первых миллионов лет становится несущественным, с ростом протопланеты за счет сжатия и, соответственно, увеличения плотности, продолжает увеличиваться и температура в центральной части. Поэтому при достаточно высоких концентрациях ^{60}Fe даже к концу аккумуляции ядра Земли в центральной части может сохраняться тепловая конвекция. Наличие тепловой конвекции в этой области может служить механизмом для реализации МГД-динамо в протопланете, т. е. иметь собственное магнитное поле. Это предположение подкрепляется тем, что за последнее время становится все более очевидным, что некоторые крупные (размером 100 км и более) астероиды были способны генерировать собственные магнитные поля на ранних этапах своей истории (Weiss et al., 2008; Tarduno et al., 2012; Bryson et al., 2015).

При дальнейшем росте (второй интервал) вклад от короткоживущих элементов становится несущественным, а от долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K вклад становится существенным только на поздних стадиях формирования Земли, уже после выделения ядра (Сергеев, 2017). Через время порядка 20 млн лет и при достижении размеров

протопланеты около 1800 км (см. рис. 1в) проплавленным, помимо центральной области, оказывается и внешний слой. При этом температура на поверхности выше, чем на глубинах, т. е. отрицательный температурный градиент и классическая тепловая конвекция Рэлея-Бенара невозможны.

Когда столкновения планетезималей с протопланетой становятся более упругими и меньшая доля кинетической энергии уходит на разогрев, внешняя граница успевает остыть. К концу формирования ядра Земли (см. рис. 1г) в достаточно тонком слое (третий интервал) формируется слой с положительным температурным градиентом, и в нем возможно возникновение тепловой конвекции.

Реализация свободной тепловой конвекции может служить ответом на следующий фундаментальный вопрос: когда возникло магнитное поле Земли? Возникло оно на ранних этапах формирования или уже позже, когда уже окончательно разделились резервуары ядра и мантии? По палеомагнитным данным достоверно известно о существовании устойчивого магнитного поля порядка 3.5 млрд лет (Nimmo, 2015). В работе (Tarduno et al., 2015) сообщается о полной векторной палеонапряженности измерения архейских и катархеских цирконов, содержащих магнитные включения из конгломератов Джек Хиллс (Западная Австралия) с возрастом от 3.3 до 4.2 млрд лет. Вопрос о возрасте существования магнитного поля у Земли (геодинамо) важен для понимания эволюции ядра, атмосферы и жизни на Земле.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как следует из приведенного анализа, в центральной части формирующегося ядра возникают условия для генерации магнитного поля. Подобные условия создаются и во внешнем достаточно узком слое к концу формирования ядра. В нашей модели период формирования ядра составляет порядка 45 млн лет. Этот период по порядку величины согласуется с другими оценками возраста ядра. Например, в работе (Костицын, 2012) на основе Hf-W изотопной системы приводятся оценки формирования ядра в течение около 34 млн лет. Эти результаты получены на основе данных о степени обедненности мантии Земли вольфрамом W в сравнении с хондритами. В этой же работе оценки, основанные на U-Pb изотопной системе, дают значительно большее среднее время формирования ядра – около 120 млн лет. Различия в значениях модельного возраста в Hf-W и U-Pb изотопных системах, по мнению автора, определенно указывают, что процесс формирования ядра Земли происходил в промежутке между этими оценками.

За период формирования ядра межпланетное магнитное поле могло достаточно сильно ослабнуть, чтобы стать “затравочным” для запуска ме-

ханизма МГД-динамо в ядре. Сохранившийся процесс поддержания магнитного поля в центральной части может стать “запуском” для МГД-динамо во внешнем слое формирующегося ядра Земли. Численные реализации поддержания магнитного поля в слое, соответствующем внешнему жидкому ядру Земли, обычно проводятся для современных размеров с аспектным отношением $\eta = R_i / R_o = 0.35$ (где R_i и R_o соответственно внутренний и внешний радиусы слоя). Главной особенностью является то, что как наблюдаемое магнитное поле на поверхности Земли, так и полученное поле при численном моделировании являются преимущественно дипольными (Roberts, Glatzmaier, 2000; Christensen et al., 2001).

В работе (Roberts, Glatzmaier, 2001) рассматриваются модели геодинамо с различными аспектными отношениями η , т. е. для различных размеров внутреннего ядра. С увеличением внутреннего ядра аспектное отношение η увеличивается. Так, для варианта модели с $\eta = 0.7$ уменьшается вклад дипольной составляющей магнитного поля по сравнению с другими мультипольными компонентами. Как следует из нашей численной модели, внешний слой, где создаются условия для свободной тепловой конвекции, имеет размеры с $\eta = 0.8-0.85$ (см. рис. 1г).

Среди планет и спутников Солнечной системы, обладающих собственным магнитным полем, только поля Урана и Нептуна имеют недипольную структуру. Это объясняется тем, что механизм генерации магнитного поля на этих планетах реализуется в достаточно тонком внешнем слое с аспектным отношением порядка $\eta = 0.7-0.8$ (Stanley, Bloxham, 2006). Поэтому следует ожидать, что и во внешнем тонком слое формирующегося ядра Земли, при реализации условий для МГД-динамо, магнитное поле, скорее всего, имело не дипольную структуру. Такая структура конвекции и магнитного поля, возможно, сохранялась довольно длительное время, пока ядро полностью не прогрелось за счет продолжающегося процесса аккумуляции Земли, выделения тепла от долгоживущих радиоактивных изотопов и плотностной дифференциации. Хорошим подтверждением раннего магнитного поля Земли была бы находка метеоритов с остаточной намагниченностью порядка первых десятков миллионов лет.

Кроме этого, в растущей Земле, тепловая конвекция могла возникать и в локальных областях при столкновении с большими планетезималями (макроимпакты). Между тем высокая концентрация изотопа железа ^{60}Fe на ранних этапах формирования Солнечной системы обеспечит и более протяженную по радиусу зону проплавления в планетезималях, что, в свою очередь, обеспечит более эффективное выделение тепла при аккумуляции Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипин А.Н. (2015) Модель трехмерного распределения температуры при аккумуляции Земли с учетом адиабатического сжатия и случайного распределения падающих тел. *Мониторинг. Наука и технологии*, **4**, 6-20.
- Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. (2005) Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли. *Докл. АН*, **403**(6), 803-806.
- Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. (2012) Дифференциация вещества мантии в процессе аккумуляции Земли и формирование первичной земной коры. *Литосфера*, **6**, 3-13.
- Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. (2013) Эволюция ядра и силикатных оболочек в процессе гетерогенной аккумуляции Земли. *Литосфера*, **4**, 146-153.
- Костицын Ю.А. (2012) Возраст земного ядра по изотопным данным: согласование Hf-W и U-Pb систем. *Геохимия*, **6**, 531-554.
- Любимова Е.А. (1968) Термика Земли и Луны. М.: Наука, 280 с.
- Сафронов В.С. (1969) Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 168 с.
- Сергеев В.Н. (2017) Радиогенное тепло Земли в период ее роста. *Динамические процессы в геосферах. Сб. науч. тр. ИДГ РАН*. Москва: Графитекс, **9**, 93-98.
- Стейси Ф. (1972) Физика Земли. М.: Мир, 342 с.
- Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н., Антипин А.Н. (2015) Механизмы конвекции в растущем ядре Земли и их проявление в остаточной намагниченности земных метеоритов. *Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Мат-лы конф. Восьмые науч. чт. Ю.П. Булашевича*. Екатеринбург, 350-353.
- Agnor C.B., Canup R.M., Levinson H.F. (1999) On the character and consequences of large impacts in the late stage of terrestrial planet formation. *Icarus*, **142**(1), 219-237.
- Anfilogov V.N., Khachay Yu. (2015) Some Aspects of the Formation of the Solar System. Springer, Cham, Heidelberg, N. Y., Dordrecht, London. Springer, 75 p.
- Bryson J.F.J., Nichols C.I.O., Herrero-Albillos J., Kronast F., Kasama T., Alimadadi H., V. der Laan G., Nimmo F., Harrison R.J. (2015) Long-lived magnetism from solidification-driven convection on the Pallasite parent body. *Nature*, **517**, 472-475.
- Christensen U.R., Aubert J., Cardin P., Dormy E., Gibbons S., Glatzmaier G.A., Grote E., Honkura Y., Jones C., Kono M., Matsushima M., Sakuraba A., Takahashi F., Tilgner A., Wicht J., Zhang K. (2001) A numerical dynamo benchmark. *Phy. Earth Planet. Inter.*, **128**, 25-34.
- Merk R., Breuer D., Spohn T. (2002) Numerical modeling of 26 Al-induced radioactive melting of asteroids considering accretion. *Icarus*, **159**(1), 183-191.
- Nimmo F. (2015) Thermal and Compositional Evolution of the Core. *Treatise on Geophysics. 2nd Ed. Editors-in-Chief: G. Schubert. Elsevier*, **9. Evolution of the Earth**, 201-219.
- Quitté G., Latkoczy C., Halliday A.N., Schönbächler M., Günther D. (2005) Iron-60 in the Eucrite parent body and the initial $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ of the solar system. *LPSC-XXXVI. Abstract*, 1827.
- Roberts P.H., Glatzmaier G.A. (2000) Geodynamo theory and simulations. *Rev. Modern Phys.*, **72**(4), 1081-1123.
- Roberts P.H., Glatzmaier G.A. (2001) The geodynamo, past, present and future. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **94**, 47-84.

- Scheinberg A., Fu R.R., Elkins-Tanton L.T., Weiss B.P. (2015) Asteroid differentiation: Melting and large-scale structure. *Asteroids IV* (P. Michel et al., eds), 533-552.
- Stanley S., Bloxham J. (2006) Numerical dynamo models of Uranus' and Neptune's magnetic fields. *Icarus*, **184**, 556-572.
- Tang H., Dauphas N. Abundance, distribution, and origin of ^{60}Fe in the solar protoplanetary Disk. (2012) *Earth Planet. Sci. Lett.*, **359-360**, 248-263.
- Tarduno A.J., Cottrell R.D., Nimmo F., Hopkins J., Voronov J., Erickson A., Blackman E., Scott E.R.D., McKinley R. (2012) Evidence for a Dynamo in the Main Group Pallasite Parent Body. *Science*, **338**, 939-942.
- Tarduno A.J., Cottrell R.D., William J., Davis W.J., Nimmo F., Bono R.K. (2015) A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals. *Science*, **349**, 521-524.
- Wadhwa M.G., Srinivasan G., Carlson R.W. (2006) Timescales of Planetesimal Differentiation in the Early Solar System. *Meteorites and the Early Solar System II*. (Eds D.S. Lauretta, H.Y. McSween), 715-736.
- Walter M.J., Trønnes R.G. (2004) Early earth differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **225**(3), 253-269.
- Weiss B.P., Berdahl J.S., Elkins-Tanton L., Stanley S., Lima E.A., Carporzen L. (2008) Magnetism on the angrite parent body and the early differentiation of planetesimals. *Science*, **322**, 713-716.
- nisms of convection in the growing core of the Earth and their manifestation in the remanent magnetization of terrestrial meteorites. *Deep structure, geodynamics, thermal field of the Earth, interpretation of geophysical fields. Proceedings of the conference. 8-th scientific readings by Yu.P. Bulashevich*. Ekaterinburg, 350-353. (In Russian)
- Kostitsyn Yu.A. (2012) Isotopic age of the Earth's core: agreement of the Hf-W and U-Pb systems. *Geokhimiya*, (6), 531-554. (In Russian)
- Lyubimova E.A. (1968) Thermics of the Earth and Moon. Moscow, Nauka Publ., 279 p. (In Russian)
- Merk R., Breuer D., Spohn T. (2002) Numerical modeling of ^{26}Al -induced radioactive melting of asteroids considering accretion. *Icarus*, **159**(1), 183-191.
- Nimmo F. (2015) Thermal and Compositional Evolution of the Core. *Treatise on Geophysics. 2nd Ed. Editors-in-Chief: G. Schubert. Elsevier*, **9**. *Evolution of the Earth*, 201-219.
- Quitté G., Latkoczy C., Halliday A.N., Schönbächler M., Günther D. (2005) Iron-60 in the Eucrite parent body and the initial $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ of the solar system. *LPSC-XXXVI. Abstract*, 1827.
- Roberts P.H., Glatzmaier G.A. (2000) Geodynamo theory and simulations. *Rev. Modern Phys.*, **72**(4), 1081-1123.
- Roberts P.H., Glatzmaier G.A. (2001) The geodynamo, past, present and future. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynam.*, **94**, 47-84.
- Safronov V.S. (1969) Evolution of the preplanetary cloud and the formation of the Earth and planets. Moscow, Izd-vo Akad. Nauk SSSR, 168 p. (In Russian)
- Scheinberg A., Fu R.R., Elkins-Tanton L.T., Weiss B.P. (2015) Asteroid differentiation: Melting and large-scale structure. *Asteroids IV* (P. Michel et al., eds), 533-552.
- Sergeev V.N. (2017) Radiogenic heat of the Earth during its growth. *Dynamic processes in geospheres. Collection of scientific works of the IDG RAS*. Moscow, Graphitex, **9**, 93-98. (In Russian)
- Stacey F.D. (1969) Physics of the Earth. John Wiley & Sons, N. Y., 324 p.
- Stanley S., Bloxham J. (2006) Numerical dynamo models of Uranus' and Neptune's magnetic fields. *Icarus*, **184**, 556-572.
- Tang H., Dauphas N. (2012) Abundance, distribution, and origin of ^{60}Fe in the solar protoplanetary Disk. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **359-360**, 248-263.
- Tarduno A.J., Cottrell R.D., Nimmo F., Hopkins J., Voronov J., Erickson A., Blackman E., Scott E.R.D., McKinley R. (2012) Evidence for a Dynamo in the Main Group Pallasite Parent Body. *Science*, **338**, 939-942.
- Tarduno A.J., Cottrell R.D., William J., Davis W.J., Nimmo F., Bono R.K. (2015) A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals. *Science*, **349**, 521-524.
- Wadhwa M.G., Srinivasan G., Carlson R.W. (2006) Timescales of Planetesimal Differentiation in the Early Solar System. *Meteorites and the Early Solar System II*. (Eds D.S. Lauretta, H.Y. McSween), 715-736.
- Walter M.J., Trønnes R.G. (2004) Early earth differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **225**(3), 253-269.
- Weiss B.P., Berdahl J.S., Elkins-Tanton L., Stanley S., Lima E.A., Carporzen L. (2008) Magnetism on the angrite parent body and the early differentiation of planetesimals. *Science*, **322**, 713-716.

REFERENCES

- Agnor C.B., Canup R.M., Levinson H.F. (1999) On the character and consequences of large impacts in the late stage of terrestrial planet formation. *Icarus*, **142**(1), 219-237.
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2005) Possible variant of matter differentiation at the initial stage of the formation of the Earth. *Dokl. Akad. Nauk*, **403**(6), 803-806. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2012) Differentiation of mantle matter in the process of accumulation of the Earth and the formation of the primary crust. *Litosfera*, **6**, 3-13. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2013) Evolution of the core and silicate shells in the process of heterogeneous accumulation of the Earth. *Litosfera*, **4**, 146-153. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2015) Some Aspects of the Formation of the Solar System. Springer, Cham, Heidelberg, N. Y., Dordrecht, London. Springer, 75 p.
- Antipin A.N. (2015) Model of the three-dimensional temperature distribution during the accumulation of the Earth taking into account the adiabatic compression and the random distribution of falling bodies. *Monitoring. Nauka i Tekhnologii*, (4), 6-20. (In Russian)
- Bryson J.F.J., Nichols C.I.O., Herrero-Albillos J., Kronast F., Kasama T., Alimadadi H., V. der Laan G., Nimmo F., Harrison R.J. (2015) Long-lived magnetism from solidification-driven convection on the Pallasite parent body. *Nature*, **517**, 472-475.
- Christensen U.R., Aubert J., Cardin P., Dormy E., Gibbons S., Glatzmaier G.A., Grote E., Honkura Y., Jones C., Kono M., Matsushima M., Sakuraba A., Takahashi F., Tilgner A., Wicht J., Zhang K. (2001) A numerical dynamo benchmark. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **128**, 25-34.
- Khachai Yu.V., Anfilogov V.N., Antipin A.N. (2015) Mecha-