

УДК 550.383

ЭВОЛЮЦИЯ ДИПОЛЬНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ. НАБЛЮДЕНИЯ И МОДЕЛИ

© 2016 г. М. Ю. Решетняк^{1,2}, В. Э. Павлов^{1,3}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

²Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк

³Казанский (Приволжский) Федеральный университет им. В.И. Ульянова-Ленина, г. Казань
e-mails: m.reshetnyak@gmail.com; pavlov.ifz@gmail.com

Поступила в редакцию 20.05.2015 г.

Приведен обзор работ по палеомагнитным наблюдениям дипольного геомагнитного поля, его вариаций, а также инверсий, в течение последних 3.5 млрд лет. Отмечены характерные изменения поля, связанные с эволюцией процессов конвекции в жидком ядре за счет влияния мантийной конвекции и роста твердого ядра. Мы также приводим обзор работ по геохимии, энергетическому балансу ядра Земли, влиянию твердого ядра на конвекцию и генерацию магнитного поля, моделям динамо, рассматриваем, каким образом рост ядра влияет на генерацию магнитного диполя и его вариации, а также возможность генерации магнитного поля до появления твердого ядра. Обращаем также внимание, что важным фактором для биосферы является не только само наличие магнитного поля, но и его конфигурация и поведение во времени, что обуславливается эволюцией конвекции в ядре на геологических масштабах времени.

DOI: 10.7868/S0016794015060139

1. ВВЕДЕНИЕ

Магнитное поле Земли генерируется в жидком ядре механизмом динамо, представляющим собой процесс преобразования тепловой и гравитационной энергии в энергию конвекции, и далее — в энергию магнитного поля [Roberts, King, 2013]. Важность изучения геомагнитного поля связана с целым рядом причин. Во-первых, магнитное поле является защитным экраном, предотвращающим проникновение солнечного ветра в земную атмосферу. Во времена инверсий геомагнитного поля, когда магнитный диполь уменьшается по амплитуде и меняет свою полярность, воздействие заряженных частиц, уносимых ветром из атмосферы Солнца, на живые организмы на поверхности Земли усиливается, что может приводить к вымиранию живых организмов. Обратим внимание на то, что в силу быстрого убывания недипольного магнитного поля вдали от поверхности планеты, основную роль в защите Земли от солнечного ветра играет дипольная составляющая поля. В этой связи становится актуальным изучение необходимых условий в жидком ядре Земли, приводящих к устойчивым дипольным конфигурациям геомагнитного поля.

С другой стороны, с точки зрения геофизики, проникающее на поверхность из глубин Земли магнитное поле является уникальным источником информации о процессах внутри жидкого ядра. Поскольку слабо проводящая мантия Земли

не искажает вариации магнитного поля на временах более десяти лет, путем экстраполяции потенциального магнитного поля с высокой степенью точности удастся воспроизвести его поведение на поверхности жидкого ядра. Магнитное поле является единственным физическим полем, для которого экстраполяция на такую глубину без привлечения дополнительной информации о строении мантии возможна. С рядом оговорок, экстраполированное магнитное поле может быть использовано для реконструкции течений на поверхности жидкого ядра [Holme and Schubert, 2007].

Согласно палеомагнитным данным, магнитное поле существовало, по крайней мере, на протяжении последних 3.5 млрд лет [Tarduno et al., 2010], что близко к возрасту Земли (4.5 млрд лет). Оценки полярности и напряженности магнитного поля на ранних стадиях эволюции сопряжены со сложностью нахождения горных пород, для которых удастся определить первичную намагниченность. Вопрос существования магнитного поля и эволюции его морфологии на ранних этапах эволюции Земли тесно связан со сценариями образования планеты, ростом твердого ядра. В настоящее время вопрос о возрасте магнитного поля активно исследуется в двух направлениях: расширение базы палеомагнитных наблюдений, а также исследование возможных сценариев эволюции магнитного поля на базе теории динамо.

В последние десятилетия наблюдается заметный рост числа и качества палеомагнитных данных, характеризующих поведение геомагнитного поля в докембрии (т.е. приблизительно до 540 млн лет назад). В то же время, имеющихся определений еще совершенно недостаточно, чтобы с уверенностью говорить о существовании каких-либо долговременных трендов в изменении параметров геомагнитного поля на протяжении геологической истории. Необходимо понимать, что развиваемые на этот счет представления (например, [Gallet et al., 2012]) носят сугубо предварительный характер.

Успехи теории геодинамо также ощутимы. Если два десятилетия назад вопрос стоял о принципиальной возможности самосогласованной генерации крупномасштабного магнитного поля в сфере тепловой конвекцией [Glatzmaier and Roberts, 1995], то в настоящее время теория геодинамо вступила в эпоху комплексного уточнения используемых параметров, а также оптимизации решения по целому набору критериев, таких, как спектральные свойства поля и его вариаций [Christensen et al., 2010], тонкой структуры инверсий и экскурсов поля, изучения энергетики ядра.

С математической точки зрения модель геодинамо является на редкость жесткой, поскольку для правильного описания геострофического баланса сил в жидком ядре, приводящего к высокой степени анизотропии течений, требуется разрешение экстремально малых масштабов конвекции, требующее больших компьютерных затрат. В то же время, интересные для палеомагнитологов времена и масштабы превосходят минимальные на много порядков. Одновременное разрешение и больших и малых времен существенно затрудняет моделирование.

Эволюция геомагнитного поля на геологических временах определяется длинновременными трендами, вносимыми тепловой конвекцией в мантии Земли и ростом твердого ядра. Если характерные времена процессов в ядре, влияющих на генерацию магнитного поля, не превышают 10000 лет, то конвективные времена в мантии Земли составляют порядка 10–100 млн лет, а характерное время роста твердого ядра оценивается в миллиардах лет. Если процессы в мантии, меняя тепловой поток на границе ядро–мантия, оказывают влияние на частоту инверсий геомагнитного поля, то с ростом твердого ядра меняется физика источников энергии в жидком ядре Земли. До образования твердого ядра источником энергии являлось тепловое остывание за счет градиента температуры на границе ядро–мантия. С началом роста твердого ядра выделение скрытой теплоты кристаллизации на границе ядро–мантия, а также гравитационной энергии, связанной с дифференциацией тяжелой примеси, вклад тепловой конвекции становится менее значимым. Так, в

настоящее время, дифференциация вещества поставляет в три раза больше энергии, чем чистая тепловая конвекция [Nimmo, 2007]. Согласно оценкам, суммарная мощность, выделяемая за счет радиоактивного разогрева и кристаллизации вещества составляет 10 ± 4 ТВт, что достаточно для генерации магнитного поля, требующего 1–5 ТВт [Nimmo, 2007]. Не исключена возможность, что только тепловая конвекция не смогла бы поддерживать магнитное поле Земли. В этом случае возраст твердого ядра определял бы возраст геомагнитного поля. Менее категоричная точка зрения состоит в том, что переход от режима тепловой конвекции к режиму смешанной конвекции сопровождался эволюцией свойств геомагнитного поля.

Несмотря на математическое сходство двух моделей тепловой и композиционной конвекции, распределение источников энергии в этих уравнениях различно, что обуславливает различное поведение магнитного поля на поверхности Земли. Переход от режима с чисто тепловой конвекцией к смешанному режиму, когда есть и тепловая конвекция и дифференциация вещества, не мог остаться незамеченным для эволюции геомагнитного поля. Анализ этого явления, а также палеомагнитные данные, указывающие на такую возможность, приведены далее в нашем обзоре.

Помимо чисто энергетических соображений, важным является влияние твердого ядра на гидродинамику жидкого ядра. Это связано с тем, что конвекция в областях над и под твердым ядром, вырезаемых Тейлоровским цилиндром (ТЦ), имеет различные свойства, а само твердое ядро, в силу конечной проводимости, может оказывать стабилизирующее действие на процесс инверсий. Толщина сферического конвективного слоя при росте твердого ядра становится меньше, что приводит к увеличению роста мультиполюсного магнитного поля.

Ниже мы сделаем обзор прямых палеомагнитных наблюдений о возрасте магнитного поля, остановимся на энергетических оценках для режимов с чистой тепловой конвекцией и смешанного режима, а также изучим влияние твердого ядра на гидродинамику и генерацию магнитного поля в ядре Земли. Последнее позволяет судить о возможности генерации дипольного магнитного поля в прошлом.

2. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Изучение эволюции магнитного поля Земли в значительной степени основано на исследовании палеомагнитной записи, которая может формироваться в горных породах и отражать направление и величину магнитного поля времени их образования. Существует три главных механизма, в

результате которых в горных породах может записываться магнитное поле — это термоостаточное, химическое и ориентационное (детритовое или постдетритовое) намагничивание. Термоостаточная намагниченность формируется обычно при остывании магматических (эффузивных и интрузивных) пород ниже точки Кюри содержащихся в них магнитных минералов. Ориентационная намагниченность образуется в осадочных породах в процессе выравнивания по магнитному полю магнитных минералов, попадающих в осадок при его формировании. Химическая намагниченность возникает при образовании зерен магнитных минералов в любых типах пород, при превышении размерами зерен некоторого порога, отвечающего обычно переходу от суперпарамагнитного к однодоменному состоянию.

Величина термоостаточной намагниченности в первом приближении (необходимо соблюдение ряда условий) пропорциональна величине напряженности геомагнитного поля, в котором она образовалась, что позволяет использовать этот вид намагниченности не только для восстановления направления геомагнитного поля, но и для определения его напряженности. Величины ориентационной и химической намагниченности также, естественно, зависят от напряженности поля времени их образования. Однако, сверх того, эти величины зависят от большого количества других факторов, влияние которых сложно, а может быть, и невозможно оценить. Поэтому химическая и ориентационная намагниченность обычно используются только для определения направления геомагнитного поля времени их образования.

Палеомагнитный метод позволяет определять четыре главные характеристики геомагнитного поля, которые могут быть использованы для изучения его истории. Это: напряженность древнего поля, частота геомагнитных инверсий, амплитуда вековых вариаций и геометрия (т.е. соотношение дипольной и недипольных составляющих поля).

Важно отметить, что чем более древние времена подвергаются изучению, тем труднее найти объекты, сохранившие в себе древнюю палеомагнитную запись. Например, если для определения напряженности геомагнитного поля последних нескольких миллионов лет таких объектов можно найти сотни и тысячи, то для архея и раннего протерозоя число подходящих объектов исчисляется единицами.

Амплитуду вековых вариаций принято оценивать величиной разброса S_p виртуальных геомагнитных полюсов VGP, рассчитываемой по формуле [Cox, 1969]:

$$S_p^2 = (N-1)^{-1} \sum_{i=1}^N (\Delta_i)^2.$$

Здесь N — число используемых для расчета виртуальных геомагнитных полюсов, а Δ_i — угол отклонения i -го VGP от оси вращения (средней точки распределения VGP).

Виртуальные полюсы рассчитываются исходя из палеомагнитных направлений, полученных по единичным вулканическим потокам, дайкам и другим телам, формирование намагниченности в которых происходило достаточно быстро (по сравнению со скоростью вековых вариаций).

На рисунке 1 восьмиугольными звездочками показаны данные по амплитуде вековых вариаций для последних 5 млн лет [Johnson et al., 2008]. Их широтная зависимость (показано сплошной черной линией) часто аппроксимируется функцией $S_p^2 = (a\lambda)^2 + b^2$, которую принято называть моделью G [McFadden et al., 1991]. Здесь λ — широта, где произведено наблюдение, a и b — коэффициенты, соотношение которые характеризует относительный вклад антисимметричных (диполь, октуполь и т.д.) и симметричных (квадруполь и т.д.) составляющих геомагнитного поля.

Здесь же точечной пунктирной линией показана такая же аппроксимация для интервала времени 5–195 млн лет [Tarduno, 2002]. Из сравнения этих двух кривых можно сделать вывод, что амплитуда вековых вариаций геомагнитного поля оставалась в первом приближении неизменной на протяжении последних 200 млн лет. При более детальном рассмотрении, однако, ряд авторов [McFadden et al., 1991, Biggin et al., 2008] отмечают различие амплитуд вековых вариаций во время Мелового суперхрона (118–84 млн лет назад) — (меньше) и в периоды относительно высокой частоты инверсий (больше).

На этом же рисунке приведены результаты компиляции данных для интервалов времени 1.0–2.2 (серые кружки) и 2.2–3.0 (незалитые кружки) млрд лет, выполненной А.В. Смирновым с соавторами [Smirnov et al., 2011]. Эти данные указывают на то, что на протяжении позднего архея (2.8–2.5 млрд лет назад) и большей части протерозоя (~2.5–0.54 млрд лет назад) амплитуда вековых вариаций была заметно ниже, чем в последние 200 млн лет геологической истории. К тому же выводу приходят авторы работы [Biggin et al., 2008] Для объяснения этих различий авторы предлагают модели, предполагающие связь величины вариаций с возникновением и ростом внутренне-го ядра и с развитием мантийной конвекции.

Следует отметить, однако, что использованные докембрийские данные получены по объектам, значительно различающимся по возрасту и, сведенные вместе, могут говорить только о самых общих тенденциях.

Отметим также, что данные по палеозою (~540–250 млн лет назад) крайне малочисленны.

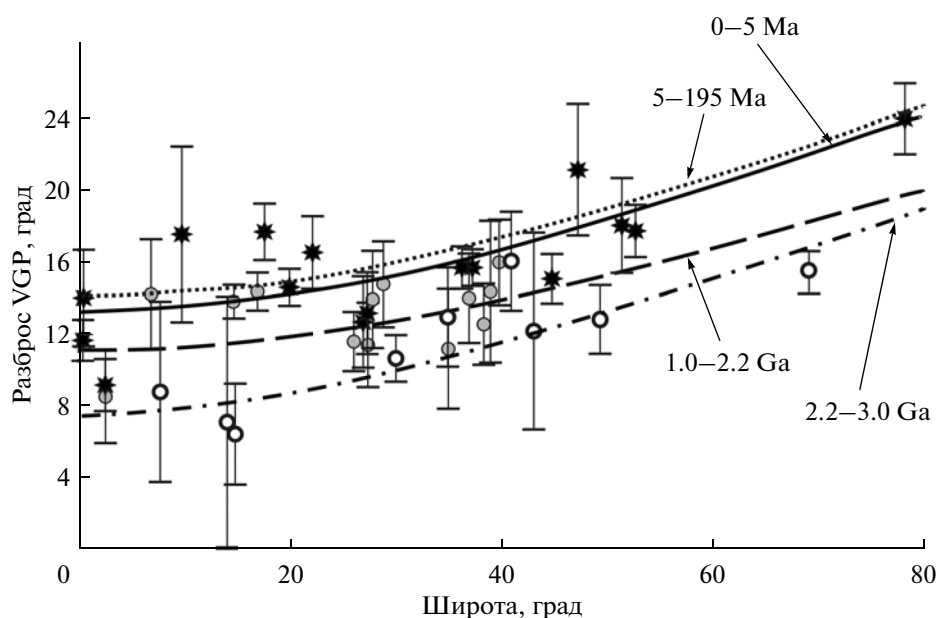


Рис. 1. Широтная зависимость палеовековых вариаций для разных интервалов времени (взято из [Johnson et al., 2008] с изменениями и упрощениями). Пояснения в тексте.

Последние работы указывают, скорее, что в этот период времени амплитуда вековых вариаций геомагнитного поля была ниже, чем в мезозое и кайнозое [Баженов и др., 2014]. С другой стороны, наши данные по границе палеозоя и мезозоя [Павлов и др., 2011] не позволяют сделать такого вывода.

Авторы работы [Smirnov et al., 2011] обосновывают возможность использования величин коэффициентов модели G для оценки изменения относительного вклада в общее геомагнитное поле дипольных и недипольных компонент в течение геологического времени. Если так, то сравнение аппроксимаций для интервалов времени 2.2–3.0 млрд лет (штрихпунктирная линия на рисунке), 1.0–2.2 млрд лет (штриховая пунктирная линия) и 0–195 млн лет (пунктирная линия) свидетельствует в пользу того, что в позднем архее относительный вклад недипольных компонент был существенно ниже, чем в протерозое и в фанерозое.

Характер изменений напряженности геомагнитного поля на протяжении фанерозоя (от 540 млн лет назад до современности) и докембрия (древнее 540 млн лет) проанализирован в работах [Щербаков и др., 2008; Shcherbakova et al., 2014]. Авторы этих работ подчеркивают, что в силу недостаточного количества данных уверенно можно утверждать лишь, что геомагнитное поле существует не менее 3.5 млрд лет и что величина его напряженности на протяжении геологической истории могла изменяться на порядок. Выдвигавшееся ранее предположение о существовании двух преимущественных уровней напряженности поля, существовавших каждый на протяжении значительных промежутков времени, остается недоказанным. Хотя гистограммы распределения VDM (виртуального дипольного момента) имеют часто бимодальный характер (рис. 2а, б), приуроченность низкого или высокого уровня поля к той или иной геологической эпохе совершенно не очевидно. Например, имеется достаточно большой объем данных, указывающих на существование так называемого *Mezozoic Dipole Low* – т.е. мезозойской эпохи пониженного поля. При этом, однако, имеются отдельные достаточно качественные определения, противоречащие этому выводу. Подчеркнем еще раз, что количество определений при продвижении вглубь геологической истории резко уменьшается таким образом, что для палеозоя и докембрия число их измеряется единицами и первыми десятками.

Значительный интерес вызывает изучение напряженности геомагнитного поля докембрия, поскольку получение таких данных может привести к обнаружению долговременных трендов в эволюции геомагнитного поля. В своей работе 1987 г. [Hale, 1987] Хэйл пытался показать, что вблизи границы архея и протерозоя (~2.5 млрд лет назад) происходит значительное увеличение напряженности магнитного поля, что может отражать образование и рост внутреннего ядра в это время. Последующие определения не подтвердили, но и не опровергли полностью эту гипотезу, поскольку давали для позднего архея и протерозоя как низкие, так и высокие (по сравнению, в частности, с современным уровнем) значения. Так, например,

Значительный интерес вызывает изучение напряженности геомагнитного поля докембрия, поскольку получение таких данных может привести к обнаружению долговременных трендов в эволюции геомагнитного поля. В своей работе 1987 г. [Hale, 1987] Хэйл пытался показать, что вблизи границы архея и протерозоя (~2.5 млрд лет назад) происходит значительное увеличение напряженности магнитного поля, что может отражать образование и рост внутреннего ядра в это время. Последующие определения не подтвердили, но и не опровергли полностью эту гипотезу, поскольку давали для позднего архея и протерозоя как низкие, так и высокие (по сравнению, в частности, с современным уровнем) значения. Так, например,

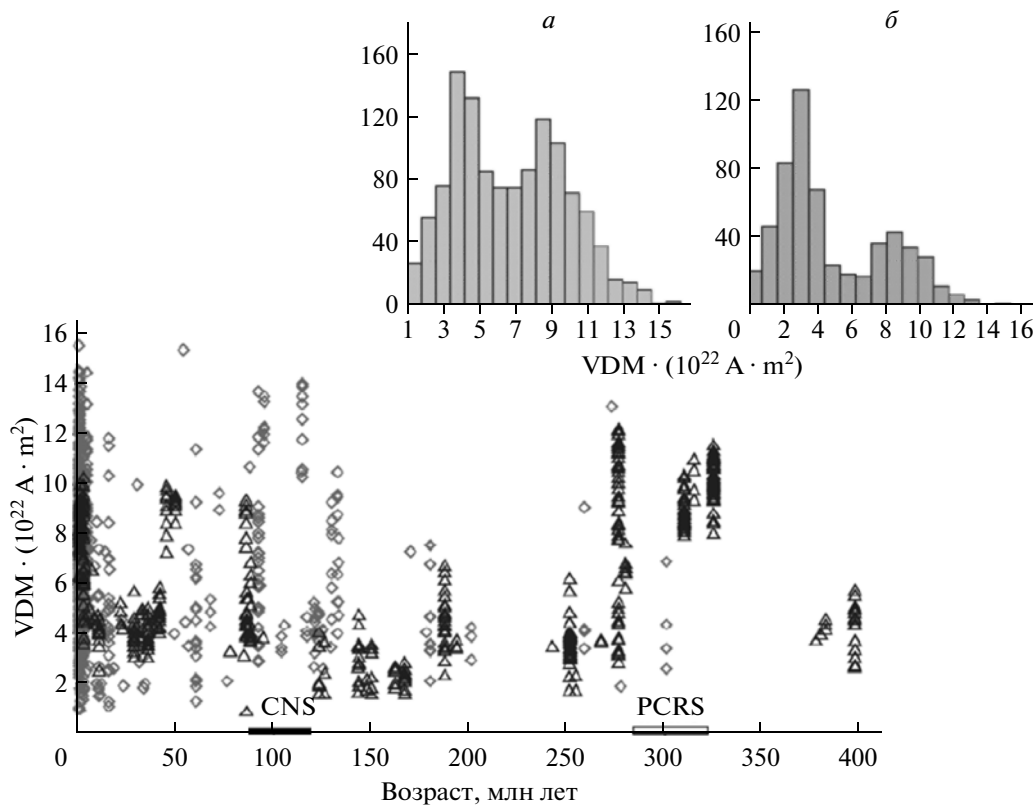


Рис. 2. Значения напряженности геомагнитного поля, определенные для последних 400 млн лет [Щербаков и др., 2008]. CNS – меловой суперхрон прямой полярности, PCRS – пермско-каменноугольный суперхрон обратной полярности.

самое древнее на настоящий момент определение напряженности [Tarduno, 2010] дает для времени ~3.4 млрд лет, значение соответствующее ~50–70% от современного уровня, а определение [Mascuip et al, 2003] для времени 2.15 млрд лет назад указывает значение, составляющее порядка 10–15 процентов от современного.

К настоящему времени предложено несколько методов оценки степени дипольности геомагнитного поля в геологическом прошлом. Необходимо понимать, что в данном случае речь идет о т.н. “палеомагнитном” поле, т.е. поле, усредненное за такой период времени, который необходимо взять для усреднения вековых вариаций. Принято считать, что длительность этого периода должна быть не менее 10 тыс. лет.

Первый, наиболее очевидный метод состоит в построении модели поля, использующей сферическое разложение и базирующейся на данных палеомагнитных наблюдений достаточно хорошо распределенных по поверхности земного шара. Такой подход возможен для интервала времени 0–5 млн лет, когда данные многочисленны (сотни наблюдений) и движение плит можно не учитывать. Такая работа была выполнена в рамках проекта TAFI (time-averaged field initiative), ее резуль-

таты опубликованы в работе [Johnson et al., 2008]. Согласно полученным результатам, на протяжении эпох Брюнес и Матуяма усредненное поле было существенно дипольным с вкладом зональной квадрупольной компоненты не превышавшим 2% в эпоху Брюнес и 4% в эпоху Матуяма. Вклад октупольной (зональной) компоненты определяется менее уверенно и оценивается в пределах величин от 1 до 5%.

Далее вглубь времени количество данных резко падает, возникают дополнительные погрешности, связанные с учетом движения плит, возникает необходимость использовать другие методы.

Для удаленных геологических эпох для оценки степени дипольности поля используют тест, состоящий в частотном анализе наклонений, взятых из палеомагнитных данных, распределенных по всей поверхности земного шара [Evans, 1975]. Этот тест исходит из того, что распределение наклонений будет различно при разных комбинациях дипольного, квадрупольного и октупольного полей. Удобство этого метода состоит в том, что он использует простое измеряемое свойство геомагнитного поля (наклонение) и может быть распространен на докембрий. Слабость метода – в том, что он требует либо достаточно равномерно-

го распределения по поверхности Земли объектов, по которым проводятся измерения, либо достаточно большого времени для того, чтобы за счет континентального дрейфа исследуемые объекты (расположенные обычно на континентах) достаточно равномерно “опробовали” земную поверхность [Meert et al., 2003].

Такой анализ, выполненный для Кайнозоя и мезозоя (0–250 млн лет), показывает, что в это время поле не отличалось от дипольного [Kent et Smethurst, 1998]. Для палеозоя и докембрия для объяснения полученных распределений, согласно этим же авторам, необходимо привлечь гипотезу, допускающую, что вклад окупольной компоненты мог составлять до 25% от дипольного. С другой стороны, наблюдаемые распределения наклонений могут быть объяснены и другими причинами (например, недостаточно равномерным временным и пространственным распределением используемых палеомагнитных определений; последнее, в частности, может быть связано с преимущественно низкоширотным расположением континентов в это время).

Вейколанен с соавторами [Veikkolainen et al., 2014a, b] недавно выполнили анализ значительно расширенной базы данных, включающей только определения по магматическим породам (чтобы избежать ошибок, связанных с занижением наклонения, свойственной многим осадочным породам). Этот анализ показал, что усредненное поле докембрия имело существенно дипольный характер с небольшим вкладом квадрупольной (2%) и окупольной (5%) зональных компонент.

Еще одним методом, используемым для тестирования дипольности геомагнитного поля в геологическом прошлом, является сравнение положения одновозрастных палеомагнитных полюсов, полученных по удаленным (по широте) друг от друга объектам, принадлежащим к единой тектонически когерентной континентальной массе. Для того, чтобы быть пригодной для такого рода анализа, рассматриваемая континентальная масса должны простирается вдоль палеомеридиана, по крайней мере, на несколько десятков градусов. В качестве такой континентальной массы можно рассматривать Северную Евразию, сформировавшуюся (в составе Пангеи) к концу перми (~270–280 млн лет назад), и занимавшую как приэкваториальные, так и приполярные территории. Такой анализ недавно был выполнен в работе [Evans et al., 2014]. Сравнение среднего палеомагнитного полюса верхней перми юга Франции (приэкваториальные палеошироты) с т.н. истинным дипольным полюсом, полученным по верхней перми Приуралья и Казахстана [Bazhenov and Shatsillo, 2010] показало их статистическую идентичность, что является сильным подтверждением дипольности усредненного геомагнитного поля в конце палеозоя.

Степень дипольности геомагнитного поля можно оценить также по данным о палеонапряженности. Этот метод основан на том, что для дипольного поля величина VDM не зависит от палеошироты места отбора. Таким образом, если гипотеза осевого диполя верна, на графике зависимости VDM от широты, определенные значения VDM должны группироваться вокруг горизонтальной линии, отвечающей средней величине для рассматриваемого интервала времени [Щербаков и др., 2008].

Выполнив такой анализ, Щербаков с соавторами делают осторожное заключение, о том, что данные по палеонапряженности поддерживают гипотезу осевого диполя в последние 400 млн лет для периодов низкой интенсивности палеополя. Однако, для периодов высокой интенсивности наблюдаются значительные статистически значимые отклонения зависимости величины виртуального дипольного момента VDM от палеошироты по сравнению с тем, что должно было бы наблюдаться для усредненного во времени осевого диполя. Следует отметить, что применимость такого подхода существенно ограничивается крайне малым числом определений палеонапряженности, полученным по полярным и приполярным широтам.

Еще одним способом для оценки наличия недипольных компонент является сравнение палеомагнитных направлений прямой и обратной полярности. В случае заметного вклада зональных недипольных компонент должна наблюдаться широтная зависимость асимметрии наклонений, отвечающих прямой и обратной полярности. Анализ современной палеомагнитной базы данных по докембрию [Veikkolainen et al., 2014a, b] не обнаруживает такой зависимости, подтверждая существенное преобладание дипольной составляющей в усредненном геомагнитном поле докембрия.

В случае присутствия незональных компонент должна наблюдаться асимметрия соответствующих склонений. Этим вопросом в последние годы плотно занимался А.Н. Храмов с соавторами [2012]. Их результаты указывают на возможность существования в палеозое и раннем мезозое инвертирующего экваториального диполя, величина которого может составлять 5–8% от величины осевого диполя.

Классическим методом тестирования дипольности усредненного геомагнитного поля в геологическом прошлом является сравнение палеоширот, определенных палеомагнитным методом с независимыми палеоклиматическими индикаторами, в качестве которых выступают обычно климаточувствительные литологические разности, такие например, как эвапориты.

В одной из последних работ, посвященных этому вопросу, Эванс [Evans, 2006] показывает, что практически все эвапоритовые бассейны располагались внутри аридной полосы между 15 и 35° широты, и, что полученные по этим бассейнам палеомагнитным методом палеошироты от-лично согласуются с этими значениями. Такое согласие существует, по крайней мере, для последних 2 млрд лет, поддерживая гипотезу о том, что на протяжении всего этого времени поле имело существенно дипольный характер.

Шкала магнитной полярности (см. напр. [Geological Time Scale 2012]) представляет собой квинтэссенцию наших знаний о характере изменений полярности геомагнитного поля в геологическом прошлом. Характер изменения полярности геомагнитного поля относительно хорошо известен начиная с поздней юры (т.е. примерно с 170 млн лет назад). Интенсивные магнитостратиграфические исследования последних десятилетий способствовали дальнейшей разработке шкалы магнитной полярности раннего мезозоя и позднего палеозоя (~от 350 млн лет назад).

В то время как средний палеозой (силур и девон, ~440–360 млн лет назад) остаются с магнитостратиграфической точки зрения практически неизученным, значительный прогресс в последнее время достигнут при изучении магнитной полярности раннего палеозоя [Pavlov and Gallet, 2005; Павлов и др., 2012].

Основными характеристиками предлагаемого для этого времени (540–440 млн лет назад) макета шкалы магнитной полярности являются следующие:

а) существование на протяжении значительной части раннего и среднего ордовика (~480–460 млн лет назад) суперхрона обратной полярности (третьего фанерозойского суперхрона “Мойеро”);

б) высокая (вероятно, максимальная в фанерозое) частота геомагнитных инверсий в среднем кембрии;

в) уменьшение частоты геомагнитных инверсий в позднем кембрии и тремадоке при приближении к суперхрону;

г) наличие аномального периода в поведении геомагнитного поля вблизи границы фанерозоя и докембрия;

д) отсутствие двойного суперхрона в ордовике [Algeo, 1996].

Среди особенностей первого порядка, выделяемых на шкале магнитной полярности всего фанерозоя, в первую очередь обращают на себя внимание наличие трех суперхронов магнитной полярности (длительностью от ~20 до ~70 млн лет), а также существование интервалов крайне высокой частоты геомагнитных инверсий (средняя

юра, средний кембрий). Характер перехода от одного состояния к другому активно дискутируется, при этом выдвигаются противоположные точки зрения относительно того, имеет ли этот переход постепенный или резкий характер [Hulot and Gallet, 2003].

Наши знания о частоте геомагнитных инверсий в докембрии обрывочны и фрагментарны. Синтез имеющихся данных [Gallet et al., 2012] позволяет предложить модель эволюции инверсионного процесса. Согласно этой модели (рис. 3) на ранних этапах геологической истории, отвечающих архею и раннему протерозою (до 2.0–1.5 млрд лет назад), магнитное поле Земли характеризовалось последовательностью суперхронов и крайне редко меняло свою полярность. В позднем протерозое (~1.5–0.6 млрд лет назад) поле находилось в переходном состоянии, когда суперхроны стали время от времени прерываться относительно нестабильными состояниями с высокой частотой инверсий. И, наконец, начиная с позднейшего неопротерозоя–раннего фанерозоя (~0.6–0.5 млрд лет назад) геомагнитное поле вошло в инверсионный режим, характерный для последних нескольких сот миллионов лет. Такие изменения могли бы отражать формирование и рост внутреннего ядра нашей планеты или долговременные эволюционные процессы на границе внешнего ядра и мантии.

И, наконец, завершая этот обзор, мы не можем не коснуться проблемы аномального геомагнитного поля. По крайней мере, для одной из геологических эпох (а именно, отвечающей позднему эдиакарию (венду) – раннему кембрию ~580–530 млн лет назад) согласование палеомагнитных данных в рамках гипотезы центрального осевого диполя встречается со значительными затруднениями. Не вдаваясь в детали вопроса, отметим, что для объяснения наблюдаемой палеомагнитной записи предлагается гипотеза [Павлов и др., 2004; Shatsillo et al., 2005], согласно которой геомагнитное поле позднейшего венда и раннего кембрия имело аномальный характер и заметно отличалось от геомагнитного поля большинства последующих эпох. При этом оно могло характеризоваться наличием двух квазистабильных режимов генерации, поочередно сменяющих друг друга. Первый из них отвечал бы продолжительным периодам господства аксиального преимущественно монополярного дипольного поля, второй – соответствовал бы относительно кратковременным эпохам преобладания инверсирующего близэкваториального или среднеширотного диполя.

Независимо, аналогичная модель была предложена в работе [Abrajevitch and Van der Voo, 2010]. Предлагаемая нами модель [Павлов и др., 2004] перекликается с моделью раннепалеозойских геомагнитных инверсий, развивавшейся А.Н. Храмовым с сотрудниками (см., например, [Храмов и

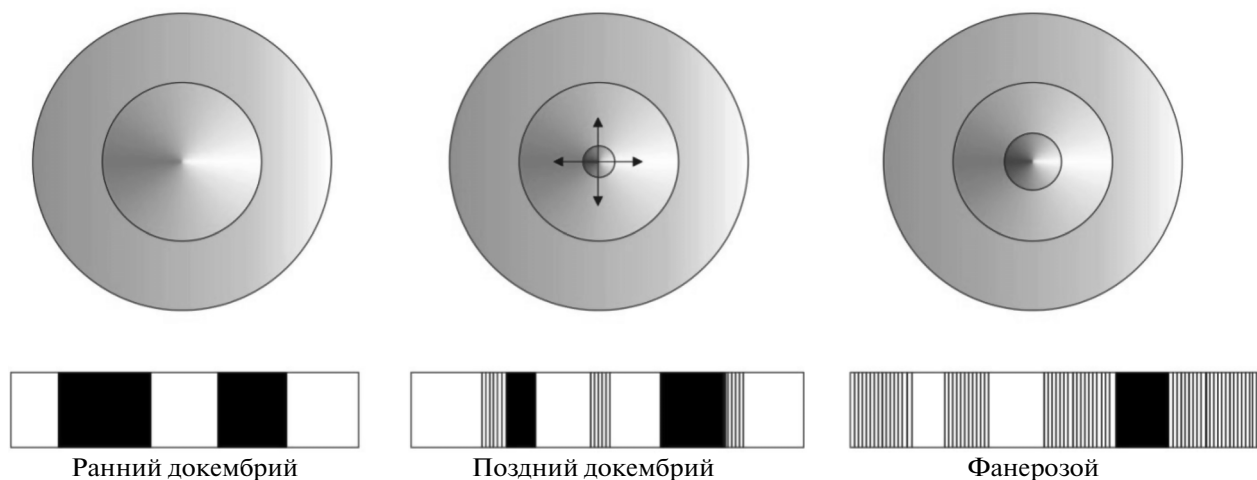


Рис. 3. Эволюция режима геомагнитных инверсий на протяжении геологической истории, согласно модели, предложенной в работе [Gallet et al., 2012]. Внутренний круг – внутреннее ядро Земли, внешняя окружность – поверхность Земли, промежуточная окружность – граница внешнего ядра и мантии. Ниже схематически показано слева направо: суперхронный режим работы динамо (ранний докембрий), появление интервалов с высокой частотой инверсий (поздний докембрий); вытеснение суперхронного режима инверсионным – с ограниченным числом суперхронов и с преобладанием периодов с относительно высокой частотой инверсий (фанерозой).

Иосифиди, 2012]). Согласно этой модели в процессе инверсий происходит уменьшение вплоть до полного разрушения поля центрального осевого диполя. При этом геомагнитное поле не исчезает полностью, но определяется уже суперпозицией экваториального диполя и недипольных компонент, величина которых в сумме может составлять 15–20% от величины дипольного аксиального поля. По сути дела эта модель могла бы полностью описать наблюдаемые нами особенности поздневенд-раннекембрийской палеомагнитной записи, при допущении относительной длительности неаксиального состояния поля.

Надо допустить, что важной характеристикой таких особых состояний поля (“суперэкursions”) являлось бы наличие во время их реализации некоторых преимущественных приблизительно антиполярных положений магнитных “полюсов”, обязанных своим происхождением инверсиям неаксиального диполя. Возможность таких инверсий подтверждается недавним анализом, выполненным в работе [Храмов и Иосифиди, 2012].

В таком случае гипотеза аномального поздневендского-раннекембрийского геомагнитного поля может быть выражена в следующей формулировке. Магнитное поле Земли на границе докембрия и кембрия было значительно менее стабильно, чем в кайнозой и нормальное состояние поля, отвечающее осевому диполю, часто прерывалось геомагнитными экскурсами, отличительными особенностями которых были: а) преимущественная локализация виртуальных экскурсионных полюсов в двух грубо антиполярных областях земного шара, расположенных в сред-

них-низких широтах; б) относительно большая частота и длительность, чем в кайнозой.

Предлагаемая модель согласуется с данными компьютерного моделирования, выполненного в работе [Глацмайер и Олсон, 2005]. В этой работе показано, что в процессе инверсий возможно состояние поля, которое, в первом приближении может быть описано наклоненным диполем. Существование преимущественного положения магнитных “полюсов” в процессе инверсий предлагалось рядом исследователей и объяснялось существованием неких неоднородностей на границе ядро–мантия [Clement, 1991; Tric et al., 1991; Laj et al., 1991; Prevot and Camp, 1993; Hofmann, 1991, 1992; Quidelleur and Valet, 1994]. Теоретическая возможность существования динамо, генерирующего преимущественно экваториальное дипольное поле или сосуществования (с чередованием) экваториального диполя с аксиальным было показано в работах [Ishihara and Kida, 2002; Aubert and Wicht, 2004; Gissinger et al., 2012]. Обе конфигурации поля реализуемы в некотором пространстве параметров, определяемых комбинацией электрической проводимости и вязкости проводящего флюида и мощностью проводящего слоя. Как отмечается в работе [Abrajevitch and Van der Voo, 2010], вопрос о том, складывалась ли когда-нибудь в истории Земли такая комбинация параметров или нет, остается открытым. Эти параметры существенным образом зависят от величин теплового потока в ядре и на границе ядро–мантия, состава, размера и возраста внутреннего ядра, тепловых свойств мантии – т.е. характеристик, которые для геологической истории Земли

остаются все еще недостаточно хорошо ограниченными. Наши данные позволяют ответить на этот вопрос, скорее, положительно.

3. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БЮДЖЕТ И ГЕОХИМИЯ ЯДРА

Оценки возраста геомагнитного поля тесно связаны с требуемыми затратами энергии на генерацию магнитного поля, которая оценивается по джоулевой диссипации магнитного поля. Поскольку распределение магнитного поля в ядре Земли меняется от модели к модели [Roberts et al., 2003], то разброс параметров также велик.

Тепловой поток на поверхности Земли составляет 44 ТВт. Оценки теплового потока, идущего от границы ядро–мантия лежат в диапазоне от 3 ТВт [Sleep, 1990] до 15 ТВт [Roberts et al., 2003]. Остальная часть теплового потока, наблюдаемая на поверхности, обеспечивается мантией Земли. Разброс значений зависит как от процессов в ядре, так и от интенсивности конвекции в мантии. В отсутствие радиоактивного разогрева в жидком ядре при величине теплового потока на границе ядро–мантия 6–14 ТВт возраст твердого ядра оценивается как 0.37–1.90 млрд лет (см. подробнее в [Nimmo, 2007]), что существенно меньше возраста Земли. Трудность получения соответствия палеомагнитных данных [Labrosse and Macouin, 2003], дающих более древние оценки возраста магнитного поля, и размера внутреннего ядра привела к возрождению идеи, что ядро содержит значительный радиоактивный источник тепла, скорее всего ^{40}K [Buffett, 2002], имеющий период полураспада 1.5 млрд лет. Концентрация изотопа ^{40}K составляет до 0.012% от всего имеющегося калия в настоящее время. Появление гипотезы стимулировал наблюдаемый дефицит ^{40}K в мантии Земли, связываемый с увеличением его концентрации в жидком ядре за счет перераспределения. Рассмотрение ^{40}K позволяет увеличить величину теплового потока за счет радиоактивного разогрева, увеличив вероятность генерации магнитного поля до появления твердого ядра. Согласно этим работам в настоящее время композиционная конвекция, связанная с образованием внутреннего ядра, поставляет больше энергии геодинаме, чем это делает тепловая конвекция [Gubbins, 1977; Lister, 2003]. Важным моментом является оценка скорости остывания ядра. В работах [Davies, 1988; Sleep, 1990] было независимо получена оценка теплового потока порядка 2–3 ТВт. В работах предполагалось, что плюмы движутся от ядра [Stacey and Loper, 1984]. Максимальные оценки для фронтальных частей плюма дают оценки порядка 3.5 ТВт [Hill et al., 1992]. Считается [Davies, 2007], что существующая скорость охлаждения жидкого ядра достаточна для поддер-

жания магнитного поля с современной напряженностью. По этим оценкам современная скорость охлаждения подразумевает, что внутреннее ядро росло относительно быстро, и его возраст менее 2 млрд лет [Labrosse et al., 2001]. Это в свою очередь означает, что до образования внутреннего ядра, существовала только тепловая конвекция, требующая существенно большего теплового потока для генерации магнитного поля [Gubbins et al., 2003]. Предположение, что ядро было существенно более горячим, чем в настоящее время, кажется маловероятным, [Buffett, 2002; Nimmo et al., 2004].

Возможность большой концентрации калия в ядре обсуждалась в течение некоторого времени с точки зрения его геохимического соответствия [Oversby and Ringwood, 1972; Goettel, 1974]. Однако в работах [O'Neill and Palme, 1998; McDonough, 2003] были приведены веские аргументы, что его содержание не велико. В работе [Davies, 2007] делается вывод, что существующие неопределенности в режимах конвекции в мантии не дают основания для четкого определения концентрации калия в жидком ядре.

Другим важным моментом, связанным с геохимией ядра, и ограничивающим возраст твердого ядра в 3.5 млрд лет, являются аномалии изотопов ^{186}Os – ^{187}Os , найденные в лавах [Brandon et al., 2003; Puchtel et al., 2005]. Их появление связывают с ростом твердого ядра, однако существуют и другие объяснения существования таких аномалий, [Lassiter, 2006; Hauri and Hart, 1993; Baker and Jensen, 2004].

4. ВЛИЯНИЕ ТВЕРДОГО ЯДРА

Твердое ядро имеет радиус 1200 км, что составляет 30% радиуса Луны, имеет объем 0.043 от объема всего ядра Земли. Образование его вызвано кристаллизацией соединений железа при высоких давлениях. С одной стороны, тело столь небольшого объема не должно оказывать существенного влияния на процессы в Земле, но оказывается, что это не так, см. ниже. В частности, с учетом быстрого вращения, становится важным не только сам объем твердого ядра, но и тот факт, что в областях над и под твердым ядром (внутри Тейлоровского цилиндра), и в областях вне его, конвекция имеют разные свойства. С другой стороны, твердое ядро, в силу его малого объема, можно рассматривать как устройство записи процессов, происходящих в мантии Земли [Sumita and Bergman, 2007].

Ниже мы рассмотрим как твердое ядро влияет на гидродинамику жидкого ядра и генерацию магнитного поля.

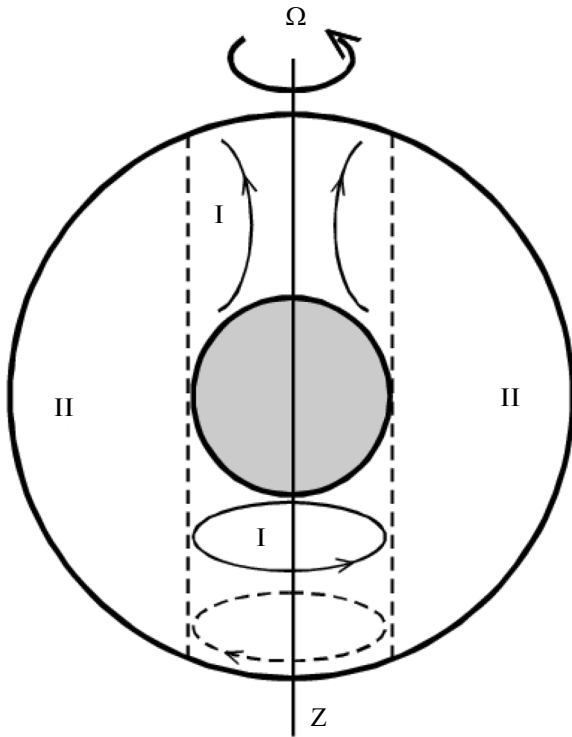


Рис. 4. ТЦ делит жидкое ядро на две области I и II. Стрелками указаны направления крупномасштабных течений. В области II вблизи границы ТЦ существует большое количество вытянутых вдоль оси вращения Z циклонов и антициклонов, создающих ненулевую среднюю гидродинамическую спиральность. Знак спиральности в северном полушарии отрицательный, а в южном – положительный. Существование средней гидродинамической спиральности является необходимым условием для генерации крупномасштабного магнитного поля.

4.1. Гидродинамика

Твердое ядро делит жидкое ядро на две области, см. рисунок 4, свойства конвекции в которых отличаются друг от друга. Проведенный вдоль оси вращения Z цилиндр, описывающий твердое ядро, носит название Тейлоровского цилиндра. Впервые указания на различное поведение конвекции в областях I и II было получено еще в задаче Стюартсона, в которой сфера быстро вращалась, и при этом существовало небольшое дифференциальное вращение внутренней и внешней границ, относительно оси вращения. Оказалось, что область I вращается твердотельно, а в области II существует градиент угловой скорости. Более того, вдоль ТЦ существует пограничный слой Стюартсона, имеющий сложную структуру, с многоуровневыми асимптотиками по числам Экмана [Kleeorin et al., 1997].

В присутствии сил Архимеда различия в областях I и II также сохраняются. При достижении критического значения Рэлея конвекция возни-

кает в области II. Это связано с тем, что движение жидкости вдоль внешней границы происходит под меньшим углом к оси вращения в области II, чем в области I. В силу этого влияние силы Кориолиса, приводящей к закрутке течения в плоскостях, перпендикулярных оси вращения, оказывается меньше. Соответственно, потери на диссипацию в области II меньше, чем в области I, и конвекция там возникает быстрее.

Увеличение числа Рэлея [Решетняк, 2010] приводит к развитию конвекции в области II, и постепенному проникновению ее в область I, где она остается более крупномасштабной. Наблюдается появление крупномасштабного вращательного движения в противоположных направлениях вблизи границы с твердым ядром и мантией внутри ТЦ, приводящие к вращательному моменту со стороны жидкости на твердое ядро. Данный эффект является причиной существования вращения твердого ядра относительно мантии [Agnou et al., 2003], наблюдаемого сейсмологами [Song and Richards, 1996].

Рост твердого ядра сопровождается уменьшением толщины конвективной оболочки. Для настоящего времени для Земли ее толщина равна 0.65 в единицах внешнего радиуса жидкого ядра. Без вращения это привело бы к уменьшению и горизонтального размера конвективной ячейки. Так, для плоского слоя горизонтальный масштаб ячейки в 1.4 раза больше вертикального. Форма конвективных ячеек в сферическом слое, наблюдаемых в задачах конвекции в мантии [Schubert et al., 2001], также свидетельствует о близости вертикального и горизонтальных масштабов. Для планет ситуация обстоит иначе, поскольку в ядре наблюдается геострофический баланс, связанный с быстрым вращением. В этом состоянии масштаб ячейки по вертикали много больше горизонтального, так что их отношение может составлять несколько порядков. Но и в этом случае уменьшение толщины оболочки за счет роста твердого ядра приводит к уменьшению эффекта геострофии, т.е. роль вращения снижается. Это связано с тем, что границы оболочки, приближаясь друг к другу, начинают чувствовать друг друга, внося дополнительные градиенты полей по вертикали. Далее мы увидим, что снижение роли вращения приводит к подавлению дипольного магнитного поля.

Появление твердого ядра связано с процессом дифференциации более тяжелой компоненты жидкого ядра, и соответствующим выделением скрытого, латентного тепла на границе твердого ядра в момент кристаллизации. Существует принципиальное отличие в распределении тепловых источников в моделях тепловой конвекции и композиционной конвекции. В первом случае тепловые источники равномерно распределены по всему объему жидкого ядра. Во втором – они

сосредоточены вблизи границы с твердым ядром и градиент температуры имеет ступеньку в этой области. Существование крупномасштабного градиента температуры (на всей толщине жидкого ядра) является оптимальным для создания крупномасштабных течений. Радиоактивный разогрев, равномерно распределенный по объему, приводит к менее эффективной конвекции, чем источники тепла на границе с твердым ядром, поскольку создается избыточный перегрев верхних слоев жидкого ядра, и градиент температуры уменьшается. Интересно отметить, что в случае смешанной конвекции влияние тепловых граничных условий на внешней границе становится менее значительным [Nogi et al., 2012]. Другими словами, влияние тепловых неоднородностей на границе ядро–мантия в настоящее время менее значительно, чем во времена, когда внутреннего ядра еще не было.

4.2. Генерация магнитного поля

Вопрос воздействия внутреннего ядра на процесс динамо является предметом активных дискуссий, поскольку количество физических эффектов, определяющих поведение магнитного поля крайне велико. Если в ранних работах, основанных на палеомагнитных и тепловых моделях развития, делалось предположение о большом воздействии [Stevenson et al., 1983; Hale, 1987], то недавнее трехмерное численное моделирование динамо дает, что эффект был бы скорее незначительный [Aubert et al., 2009]. В этой связи возникает вопрос, могут ли модели динамо дать ограничение на возраст внутреннего ядра. Ниже мы постараемся дать представление о различных подходах, и что может быть более интересно для читателя — помочь составить представление о совокупности различных физических эффектов, по которым можно судить о влиянии роста твердого ядра на поведение магнитного поля и соответственно, и о возможных оценках возраста геомагнитного поля, предлагаемых теорией.

Твердое ядро имеет проводимость, близкую к проводимости жидкого ядра. Поскольку характерное диффузионное время в твердом ядре порядка 1000 лет, что больше характерных конвективных времен в жидком ядре, то твердое ядро замедляет резкие изменения магнитного поля, в том числе, и инверсии поля. Впервые этот факт был отмечен в работе [Hollerbach and Jones, 1993], где для модели осесимметричного альфа-омега динамо был получен эффект сокращения числа инверсий. В дальнейшем в работе [Wicht, 2002] этот результат был поставлен под вопрос, поскольку при реалистичных оценках размера и проводимости твердого ядра в трехмерной модели динамо статистика инверсий менялась лишь немного. Причиной такого разногласия является

различие конфигураций магнитного поля в моделях. В модели среднего поля [Hollerbach and Jones, 1993] генерируемое крупномасштабное магнитное поле пронизывало твердое ядро насквозь, и характерное диффузионное время оказывалось велико. Для трехмерных полей на границе с твердым ядром наблюдаются мелкомасштабные магнитные поля, связанные с турбулентным пограничным слоем. Масштаб их проникновения в твердое ядро ограничивается скин-эффектом, т.е. степень зацепления магнитного поля и твердого ядра становится меньше, чем в модели среднего поля. В трехмерных моделях динамо генерируемое крупномасштабное магнитное поле далеко не всегда имеет Z-конфигурацию, наблюдаемую в моделях среднего поля, в которой магнитное поле имеет форму столба вдоль оси вращения Z, пронизывая твердое ядро [Брагинский, 1978]. Это, в свою очередь означает, что степень синхронизации магнитного поля в разных полушариях в трехмерных моделях становится меньше.

Генерация крупномасштабного магнитного поля турбулентными течениями в жидком ядре Земли вызвана нарушением зеркальной симметрии, связанной с суточным вращением планеты. Помимо крупномасштабного дифференциального вращения наблюдается средняя гидродинамическая спиральность, тесно связанная с альфа-эффектом. Спиральность сконцентрирована вдоль границ ТЦ. Большие градиенты угловой скорости сосредоточены как вне ТЦ, так и при уже умеренных числах Рэлея внутри ТЦ. Из общих соображений симметрии можно ожидать, что ось магнитного диполя при сильном вращении и достаточной для генерации поля интенсивности конвекции будет параллельна оси вращения планеты. Другими словами, диполь находится в окрестности географического полюса и не покидает ТЦ. Этот режим соответствует малым числам Россби и наблюдается в трехмерных моделях динамо [Christensen and Aubert, 2006]. Увеличение отношения интенсивности сил плавучести к силам вращения дает обратный эффект: роль вращения снижается, и отклонения диполя от оси вращения становятся большими, возможны инверсии магнитного поля. Пересечение ТЦ с границей ядро-мантия дает угол 20.5 градусов относительно оси вращения. Если считать что магнитное поле имеет Z-конфигурацию [Брагинский, 1978], т.е. форму вертикального столба, совпадающего с ТЦ, то аналогичный угол относительно оси на уровне поверхности Земли будет 14 градусов, что в пределах современных вариаций магнитного диполя в периоды между инверсиями. Очевидно, что исходя из этих представлений, на ранних стадиях развития твердого ядра, когда его размер был меньше, следовало бы ожидать меньшей амплитуды вариаций наклона магнитного поля. Как мы видим, этот эффект действует в

том же направлении, что и различие в концентрации тепловых источников в тепловой и композиционной конвекции, отмеченные в предыдущем параграфе.

Трехмерные вычисления показывают [Hori et al., 2014], что влияние твердого ядра сводится к усилению дипольности магнитного поля, поскольку область генерации смещается к границе твердого ядра. В этом случае увеличивается связь магнитного поля с твердым ядром, выражающаяся в уменьшении числа инверсий магнитного поля. С другой стороны, удаление зоны генерации от наблюдателя приводит к более сильному относительно ослаблению высоких гармоник относительно диполя. Поскольку палеомагнитные данные не регистрируют сильного уменьшения частоты инверсий [Tarduno et al., 2010, 2011; Aubert et al., 2010; Smirnov et al., 2011], то возникает предположение, что возраст образования твердого ядра более одного миллиарда лет.

Согласно палеомагнитным наблюдениям геодинамо поддерживало преимущественно дипольное магнитное поле с сравнимой с современным напряженностью по крайней мере 3.4 миллиардов лет [Tarduno et al., 2007, 2010; Aubert et al., 2010]. С другой стороны, тепловые модели дают оценку для возраста твердого ядра 1–2 миллиарда лет [Labrosse and Poirier, 2001; Labrosse, 2003; Nimmo, 2007]. Более новые оценки теплопроводности в ядре Земли предполагают еще меньший возраст [Pozzo et al., 2012]. Динамо без внутреннего ядра, действующее за счет охлаждения жидкого ядра, интересно для моделирования ранних стадий эволюции Земли, когда ядра еще не было [Lister and Buffett, 1995].

В отличие от геохимических исследований, которые предсказывают возраст внутреннего ядра, и соответственно — магнитного поля, более 3.5 млрд лет [Brandon et al., 2003], оценки с использованием моделей с предписанными тепловыми потоками [Labrosse et al., 2001; Buffett, 2002], эволюционные модели Земли [Nimmo et al., 2004], численные модели конвекции для ядра [Butler et al., 2005], дают, что возраст внутреннего ядра порядка 1.5 млрд лет.

Экспериментальная работа [Aurnou et al., 2003] и численная модель [Aubert, 2005] также показали, что быстрый рост внутреннего ядра совместим с потоком плавучести на границе ядро—мантия, требуемом для моделирования вихрей в полярных областях, наблюдаемых в настоящее время [Olson and Aurnou, 1999]. В работах [Labrosse et al., 2001; Nimmo et al., 2004; Butler et al., 2005] показано, что включение радиоактивности в ядро имеет небольшой эффект на возраст внутреннего ядра. Интересно, что ограничение скорости роста внутреннего ядра при включении тепловых источников приводит к уменьшению воз-

раста твердого ядра [Butler et al., 2005]. Как уже отмечалось выше, радиоактивный разогрев верхних слоев жидкого ядра может приводить к ослаблению интенсивности конвекции, и соответственно, к ослаблению генерации магнитного поля. Этот эффект действительно воспроизводится в трехмерных моделях динамо. В работе [Costin and Butler, 2006] получено, что разогрев верхних слоев жидкого ядра за счет радиоактивности может приводить к ослаблению генерации магнитного поля, и даже к полной остановке процессов динамо.

Согласно модели [Heimpel and Evans, 2013], где возраст твердого ядра берется порядка 1 Ga [Labrosse et al., 2001], при отсутствии ядра возможно существование аномального наклонения магнитного диполя, что коррелирует с наблюдениями [Kent and Smethurst, 1998]. Оценки влияния распределения теплового потока на границе ядро—мантия вблизи полюсов слабо влияют на поведение наклонения.

Данлоп [Dunlop, 2011] отмечает, что на настоящий момент существует три модели изменения напряженности магнитного поля в течение геологического времени, которые должны быть протестированы. Первая из них предполагает слабое динамо на протяжении архея и протерозоя с последующим значительным повышением его эффективности в фанерозое. Вторая предполагает “включение” динамо современного типа уже вблизи границы архея и протерозоя. Согласно третьей модели мощное динамо существовало уже в раннем архее и продолжало оставаться таким в течение значительной части геологической истории.

Устойчивость дипольного поля на длительных временах, в том числе по отношению к инверсиям, является важным фактором для эволюции окружающей среды. Если сам процесс инверсии укладывается в несколько тысяч лет, то в сумме с предшествующим и последующим понижением напряженности поля процесс занимает порядка 50 тыс. лет [Valet et al., 2005]. Столь длительное понижение поля может существенно сказаться на эволюции биосферы.

Как уже отмечалось выше, конвекция в мантии может влиять на частоту инверсий. Из трехмерного моделирования известно [Christensen et al., 1999], что усиление теплового потока (порядка 50%) вблизи географических полюсов приводит к уменьшению числа инверсий, усилению степени его дипольности. В работе [Takahashi et al., 2008] показано, что симметричное распределение теплового потока относительно экватора усиливает напряженность магнитного поля. Авторы связывают аномальное усиление магнитного поля во время мелового суперхрона с этим явлением. Обратим внимание, что эти результаты имеют пря-

мое отношение к представлениям о роли вращения, и связанной с ним цилиндрической симметрией, см. подробнее в [Reshetnyak and Hejda, 2013], где аналогичные трехмерным вычислениям распределения инверсий геомагнитного поля как функции пространственного распределения теплового потока получены в моделях Домино.

Вариации тепловых граничных условий, связанные с изменением теплового режима в мантии регистрируются в поведении дипольного магнитного поля. В [Driscoll and Olson, 2009] рассмотрена модель геодинамо с большим количеством инверсий, растущим твердым ядром, изменяющейся скоростью вращения планеты (под действием приливов) и меняющимся тепловым потоком. Полученный разброс продолжительностей полярностей магнитного поля, спектр вариаций магнитного поля близок к наблюдаемому. В работе [Olson et al., 2013] показано, что только вариации теплового потока приводят к изменению продолжительностей зон постоянной полярности магнитного поля и отклонению магнитного поля от осевой симметрии. Авторы работы связывают рассмотренные вариации граничных условий с формированием суперконтинента Пангеи.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Если еще 20–30 лет назад определение возраста геомагнитного поля носило эпизодический характер, и было связано лишь с палеомагнитными наблюдениями, то в настоящее время этот вопрос вылился в целое направление исследований, включающее в себя как палеомагнитные наблюдения, так и исследования в направлении геохимии ядра, эволюции планеты и его оболочек: жидкого ядра и мантии, а также роста твердого ядра, развития теории конвекции и динамо в ядре Земли. Несмотря на разнообразие работ по моделированию процессов эволюции жидкого ядра и динамо, пытающихся учесть основные физические эффекты и использовать геофизические параметры, можно явно выделить два тренда, соответствующие палеомагнитным наблюдениям и моделям.

Наблюдения указывают на существование геомагнитного поля 3.5 млрд лет назад. Согласно же моделям динамо, три четверти энергии, приводящей в действие конвекцию в ядре Земли, приходится на энергию выделяемую при росте твердого ядра, возраст которого оценивается в районе 1–2 млрд лет. Существует много оснований считать, что как напряженность поля, так и свойства его вариаций зависят от эволюции твердого ядра, однако наблюдения, подтверждающие данные ожидания, еще только начинают появляться.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 13-05-12030, 15-05-00643 и Министерства образования и науки РФ, Проект № 14.Z50.31.0017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагинский С.И. Почти аксиально-симметричная модель гидромагнитного динамо Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 18. № 2. С. 340–351. 1978.
- Баженов М.Л., Ван дер Ву Р., Мирт Дж., Левашова Н.М., Ипатьева И.С. Оценки геомагнитного поля позднего палеозоя по результатам изучения пермских лав Северо-Восточного Казахстана // Геология и геофизика. Т. 55. № 1. С. 133–145. 2014.
- Глацмайер Г., Олсон П. Изучение геодинамо // В мире Науки. № 7. С. 28–35. 2005.
- Павлов В.Э. Галле И., Шаццло А.В., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли. № 2. С. 28–49. 2004.
- Павлов В.Э., Флутто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // Физика Земли. № 5. С. 35–50. 2011.
- Павлов В.Э., Веселовский Р.В., Шаццло А.В., Галле И. Магнитная стратиграфия опорного разреза ордовика среднего течения р. Ангара – еще одно доказательство существования ордовикского геомагнитного суперхрона // Физика Земли. № 4. С. 14–22. 2012.
- Решетняк М.Ю. Тейлоровский цилиндр и конвекция в сферической оболочке // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 50. № 2. С. 273–283. 2010.
- Шербаков В.П., Сычева Н.К., Шербакова В.В. Эволюция величины магнитного момента Земли в геологическом прошлом // Геофизические исследования. Т. 9. № 2. С. 7–24. 2008.
- Храмов А.Н., Иосифиди А.Г. Асимметрия геомагнитной полярности: экваториальный диполь, Пангея и земное ядро // Физика Земли. № 1. С. 30–43. 2012.
- Abrajevitch A., Van der Voo R. Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis / Earth Planet. Sci. Lett. V. 293(1–2). P. 164–170. 2010.
- Aubert J., Wicht J. Axial vs equatorial dipolar dynamo models with implications for planetary magnetic fields // Earth Planet. Sci. Lett. V. 221. P. 409–419. 2004.
- Aubert J. Steady zonal flows in spherical shell dynamos // J. Fluid Mech. V. 542. P. 53–67. 2005.
- Algeo T.J. Geomagnetic polarity bias pattern through Phanerozoic // J. Geophys. Res. V. 101. P. 2785–2814. 1996
- Aubert J., Labrosse S., Poitou C. Modelling the paleo-evolution of the geodynamo // Geophys. J. Int. V. 179. P. 1414–1428. 2009.

- *Aubert J., Tarduno J.A., Johnson C.L.* Observations and models of the long-term evolution of Earth's magnetic field // *Space Sci. Rev.* V. 155. P. 337–370. 2010.
- *Aurnou J., Andreadis S., Zhu L.X., Olson P.* Experiments on convection in Earth's core tangent cylinder // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 212. P. 119–134. 2003.
- *Evans D.* Proterozoic low orbital obliquity and axial-dipolar geomagnetic field from evaporite palaeolatitudes // *Nature.* V. 444. P. 51–55. 2006.
- *Baker J.A., Jensen K.K.* Coupled Os-186-Os-187 enrichments in the Earth's mantle – Core–mantle interaction or recycling of ferromanganese crusts and nodules? // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 220. P. 277–286. 2004.
- *Bazhenov M.L., Shatsillo A.V.* Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model // *Geophys. J. Int.* V. 180. № 1. P. 136–146. 2010.
- *Biggin A.J., van Hinsbergena D.J.J., Langereis C.G., Straathofa G.B., Deenena M.H.L.* Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 169. P. 3–19. 2008.
- *Brandon A.D., Walker R.J., Puchtel I.S., Becker H., Humayun M., Revillon S.* 186 Os-187 Os systematics of the Gorgona Island komatiites: implication for early growth of the inner core // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 206. P. 411–426. 2003.
- *Buffett B.A.* Estimates of heat flow in the deep mantle based on the power requirements for the geodynamo // *Geophys. Res. Lett.* V. 29. № 12. P. 1566. 2002.
- *Butler S.L., Peltier W.R., Costin S.O.* Numerical models of the Earth's thermal history: effects of inner-core solidification and core potassium // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 152. P. 22–42. 2005.
- *Christensen U., Olson P., Glatzmaier G.A.* Numerical modeling of the geodynamo: A systematic parameter study // *Geophys. J. Int.* V. 138. P. 393–409. 1999.
- *Christensen U., Aubert J.* Scaling properties of convection-driven dynamos in rotating spherical shells and application to planetary magnetic fields // *Geophys. J. Int.* V. 166. P. 97–114. 2006.
- *Christensen U.R., Aubert J., Hulot G.* Conditions for Earth-like geodynamo models // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 296. P. 487–496. 2010.
- *Clement B.M.* Geographical distribution of transitional VGPs: evidence for nonzonal equatorial symmetry during the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 104. P. 48–58. 1991.
- *Costin S.O., Butler S.L.* Modelling the effects of internal heating in the core and lowermost mantle on the earth's magnetic history // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 157. P. 55–71. 2006.
- *Cox A.* Research note: Confidence limits for the precision parameter K // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* V. 17. P. 545–549. 1969.
- *Davies G.F.* Ocean bathymetry and mantle convection. 1. Large scale flow and hotspots // *J. Geophys. Res.* V. 93. P. 10467–10480. 1988.
- *Davies G.F.* Mantle regulation of core cooling: A geodynamo without core radioactivity? // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 160. P. 215–229. 2007.
- *Driscoll P., Olson P.* Polarity reversals in geodynamo models with core evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 282. P. 24–33. 2009.
- *Dunlop D.J.* Intensity of the Geomagnetic Field During Precambrian Time // *American Geophysical Union, Fall Meeting, Abstract N U11C-04.* 2011
- *Evans M.E.* Test of the dipolar nature of the geomagnetic field throughout Phanerozoic time // *Nature.* V. 262. P. 676–677. 1975.
- *Evans M.E., Pavlov V., Veselovsky R., Fetisova A.* Late Permian paleomagnetic results from the Lodève, Le Luc, and Bas-Argens Basins (southern France): Magnetostratigraphy and geomagnetic field morphology // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 237. P. 18–24. 2014.
- *Gallet Y., Pavlov V., Halverson G.P., Hulo G.* Toward constraining the long-term reversing behavior of the geodynamo: A new “Maya” superchron ~1000 Ma ago from the magnetostratigraphy of the Kartochka Formation (southwestern Siberia) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 339–340. P. 117–126. 2012.
- *Geological time scale 2012.* Elsevier. Amsterdam. Eds. Felix M. Gradstein, James G. Ogg M. Schmitz D., Gabi M. 2012. V. 1. 1139 p.
- *Gissinger C., Petüdemange L., M. Schirner M., Dormy E.* Bistability between equatorial and axial dipoles during magnetic field reversals // *Phys. Rev. Lett.* V. 108. P. 234501(1-4). 2012. 2012.
- *Glatzmaier G.A., Roberts P.H.* A three-dimension self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal // *Nature.* V. 377. P. 203–209. 1995.
- *Goettel K.A.* Potassium in the Earth's core: evidence and implications. In: *Strews, R.G. (Ed.). Physics and Chemistry of Minerals and Rocks.* NY: John Wiley Interscience. P. 479–489. 1974.
- *Gubbins D.* Energetics of the Earth's core // *J. Geophys.* V. 43. P. 453–464. 1977.
- *Gubbins D., Alfe D., Masters G., Price G.D., Gillan M.J.* Can the Earth's dynamo run on heat alone? // *Geophys. J. Int.* V. 155. P. 609–622. 2003.
- *Hale C.J.* Palaeomagnetic data suggest link between the Archaean Proterozoic boundary and inner-core nucleation // *Nature.* V. 329(6136). P. 233–237. 1987.
- *Hauri E., Hart S. R.* Re–Os isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the South Pacific ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 114. P. 353–371. 1993.
- *Heimpel M.H., Evans M.E.* Testing the geomagnetic dipole and reversing dynamo models over Earth's cooling history // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 224. P. 124–131. 2013.
- *Hill R.I., Campbell I.H., Davies G.F., Griffiths R.W.* Mantle plumes and continental tectonics // *Science.* V. 256. P. 186–193. 1992.
- *Hofman K.A.* Dipolar reversals state of the geomagnetic field and core-mantle dynamics // *Nature.* V. 359. P. 789–794. 1992.
- *Hofman K.A.* Long-lived states of the geomagnetic field and two dynamo families // *Nature.* 1991. V. 354. P. 273–277.
- *Hollerbach R., Jones C.A.* Influence of the Earth's inner core on reversals // *Nature.* V. 365. P. 541–546. 1993.

- *Holme R., Schubert G.* Large-scale flow in the Core. In: Olson, P, ed Core Dynamics (Treatise on Geophysics). Treatise on Geophysics. Amsterdam: Elsevier. V. 8. P. 107–130. 2007.
- *Hori K., Wicht J., Christensen U.R.* The influence of thermo-compositional boundary conditions on convection and dynamos in a rotating spherical shell // *Phys. Earth Planet. Int.* P. V. 196–197. P. 32–48. 2012.
- *Hori K., Wicht J., Dietrich W.* Ancient dynamos of terrestrial planets more sensitive to core-mantle boundary heat flows // *Planet. Space Sci.* V. 98. P. 30–40. 2014.
- *Ishihara N., Kida S.* Equatorial magnetic dipole field intensification by convection vortices in a rotating spherical shell // *Fluid Dyn. Res.* V. 31 P. 253–274. 2002.
- *Johnson C.L., Constable C., Tauxe L., Barendregt R., Brown L., Coe R., Lauer P., Mejia V., Opdyke N., Singer B., Staudigel H., Stone D.* Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows // *Geochemistry Geophysics Geosystems* V. 9. P. Q04032. 2008.
- *Kent D., Smethurst M.* Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the paleozoic and precambrian // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 160. P. 391–402. 1998.
- *Kleeorin N., Rogachevskii I., Ruzmaikin A., Soward A.M., Starchenko S.* Axisymmetric flow between differentially rotating spheres in a dipole magnetic field // *J. Fluid Mech.* V. 344. P. 213–244. 1997.
- *Labrosse S.* Thermal and magnetic evolution of the Earth's core // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 140. P. 127–143. 2003.
- *Labrosse S., Poirier J.-P., Le Mouél J.-L.* The age of the inner core // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 190. P. 111–123. 2001.
- *Labrosse S., Macouin M.* The inner core and the geodynamo // *Comptes Rendus Geoscience.* V. 335. P. 37–50. 2003.
- *Laj C., Mazaud A., Weeks R., Fuller M. Herrero-Bervera E.* Geomagnetic reversal paths // *Nature.* V. 351. P. 447. 1991.
- *Lassiter J.C.* Constraints on the coupled thermal evolution of the Earth's core and mantle, the age of the inner core, and the origin of the 186 Os/ 188 Os “core signal” in plume-derived lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 250. P. 306–317. 2006.
- *Lister J.R., Buffett B.A.* The strength and efficiency of thermal and compositional convection in the geodynamo // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 91. P. 17–30. 1995.
- *Hulot G., Gallet Y.* Do superchrons occur without any palaeomagnetic warning? // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 210. P. 191–201. 2003.
- *Lister J.R.* Expressions for the dissipation driven by convection in the Earth's core // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 140. P. 145–158. 2003.
- *Macouin M. et al.* Low paleointensities recorded in 1 to 2.4 Ga Proterozoic dykes, Superior Province, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 213. P. 79–95. 2003.
- *McDonough W.F.* Compositional model for the Earth's core. In: Carlson, R.W., Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier. P. 547–569. 2003.
- *McFadden P.L., Merrill R.T., McElhinny M.W., Lee S.* Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families // *J. Geophys. Res.* V. 96. P. 3923–3933. 1991.
- *Meert J., Tamrat E., J. Spearman.* Non-dipole fields and inclination bias: insights from a random walk analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 214. P. 395–408. 2003.
- *O'Neill H.S.C., Palme H.* Composition of the silicate Earth: implications for accretion and core formation. In: Jackson, I.N.S. (Ed.), *The Earth's Mantle: Composition, Structure and Evolution*. Cambridge: Cambridge University Press. P. 3–126. 1998.
- *Nimmo F., Price G.D., Brodholt J., Gubbins D.* The influence of potassium on core and geodynamo evolution // *Geophys. J. Int.* V. 156. P. 363–376. 2004.
- *Nimmo F.* Thermal and compositional evolution of the core / *Core Dynamics*. Treatise on Geophysics. Stevenson, D. Ed. Amsterdam. Elsevier. V. 8. P. 217–241. 2007.
- *Olson P.L., Aurnou J.M.* A polar vortex in the Earth's core // *Nature.* V. 402. P. 170–173. 1999.
- *Olson P., Deguen R., Hinnov L.A., Zhong S.* Controls on geomagnetic reversals and core evolution by mantle convection in the Phanerozoic // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 214. P. 87–103. 2013.
- *Oversby V.M., Ringwood A.E.* Potassium distribution between metal and silicate and its bearing on the occurrence of potassium in the Earth's core // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 14. P. 345–347. 1972.
- *Pavlov V., Gallet Y.* Third superchron during the Early Paleozoic // *Episodes.* V. 28. № 2. P. 78–84. 2005.
- *Pozzo M., Davies C., Gubbins D., Alfè D.* Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions // *Nature.* V. 485. P. 355–358. 2012.
- *Prevot M., Camps P.* Absence of preferred longitudinal sectors for poles from volcanic records of geomagnetic reversals // *Nature.* V. 366. P. 53–57. 1993.
- *Puchtel I., Brandon A., Humayun M., Walker R.* Evidence for the early differentiation of the core from Pt–Re–Os isotope systematics of 2.8 Ga komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 237. P. 118–134. 2005.
- *Quidelleur X., Valet J.P.* Paleomagnetic records of excursions and reversals: Possible biases caused by magnetization artifacts // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 82. P. 27–48. 1994.
- *Reshetnyak M., Hejda P.* Heat flux modulation in Domino dynamo model // *Open Journal of Geology.* V. 3. № 2B. P. 55–59. 2013.
- *Roberts P.H., Jones, C.A., Calderwood A.* Energy fluxes and Ohmic dissipation in the Earth's core. / *Earth's Core and Lower Mantle*. eds. C.A. Jones, A.M. Soward and K. Zhang. NY: Taylor and Francis. P. 100–129. 2003.
- *Roberts P.H., King E.M.* On the genesis of the Earth's magnetism // *Rep. Prog. Phys.* V. 76. P. 096801. 2013.
- *Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Lubnina N.V.* Palaeointensity determinations on rocks from Palaeoproterozoic dykes from the Kaapvaal Craton (South Africa) // *Geophys. J. Int.* V. 175. P. 433–448. 2014.

- *Schubert G., Turcotte D., Olson P.* Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge: Cambridge University Press. 940 p. 2001.
- *Sleep N.H.* Hotspots and mantle plumes: some phenomenologies // *J. Geophys. Res.* V. 95. P. 6715–6736. 1990.
- *Smirnov A.V., Tarduno J.A., Evans D.A.D.* Evolving core conditions ca. 2 billion years ago detected by paleosecular variation // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 187. P. 225–231. 2011.
- *Song X.D., Richards P.G.* Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // *Nature.* V. 382. P. 221–224. 1996.
- *Stacey F.D., Loper D.E.* Thermal histories of the core and mantle // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 36. P. 99–115. 1984.
- *Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E.* Two competing Paleomagnetic directions in the Late Vendian: New data for the SW Region of the Siberian Platform // *Russ. J. Earth Sci.* V. 7. № 4. ES4002, doi:10.2205/2004ES000169. 2005.
- *Stevenson D.J., Spohn T., Schubert G.* Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets // *Icarus.* V. 54. P. 466–489. 1983.
- *Sumita I., Bergman M.I.* Inner-core dynamics In: *Stevenson, D.* Ed. *Core Dynamics. Treatise on Geophysics*, V. 8. Amsterdam: Elsevier. P. 299–318. 2007.
- *Takahashi F., Tsunakawa H., Matsushima M., Mochizuki N., Honkura Y.* Effects of thermally heterogeneous structure in the lowermost mantle on the geomagnetic field strength // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 272. P. 738–746. 2008.
- *Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V.* The Cretaceous Superchron geodynamo: observations near the tangent cylinder. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA* 99, 14020–14025. 2002.
- *Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Bauch D.* Geomagnetic field strength 3.2 billion years ago recorded by single silicate crystals // *Nature.* V. 446. P. 657–660. 2007.
- *Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Hofmann A., Doubrovine P.V., Mamajek E.E., Liu D., Sibeck D.G., Neukirch L.P., Usui Y.* Geodynamo, solar wind, and magnetopause 3.4 to 3.45 billion years ago // *Science.* V. 327. P. 1238–1240. 2010.
- *Tric E., Laj C., Jehanno C., Valet J.-P., Kissel C., Mazaud A., Iaccorino S.* High-resolution record of the upper Oligocene transition from Po valley (Italy) sediments; supports for dipolar transition geometry? // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 65. P. 319–336. 1991.
- *Valet J., Meynadier L., Guyodo Y.* Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years // *Nature.* V. 435. P. 802–805. 2005.
- *Veikkolainen T., Evans D.A.D., Korhonen K., Pesonen L.J.* On the low-inclination bias of the Precambrian geomagnetic field // *Precambrian Research Letters.* V. 144. P. 23–32. 2014 a.
- *Veikkolainen T., Pesonen L.J., Korhonen K.* An analysis of geomagnetic field reversals supports the validity of the Geocentric Axial Dipole (GAD) hypothesis in the Precambrian // *Precambrian Research Letters.* V. 244. P. 33–41. 2014b.
- *Wicht J.* Inner-core conductivity in numerical dynamo simulations // *Phys. Earth Planet. Int.* V. 132. P. 281–302. 2002.