

ТЕОРИЯ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

ХАРАКТЕРНЫЕ СВОЙСТВА МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЕЙ ЗЕМЛИ,
ВЗАИМОСВЯЗАННЫЕ С ГЛОБАЛЬНОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКОЙ

Н.Л. Добрецов^{1,2}, Д.В. Метелкин^{2,1}, А.Н. Василевский^{1,2}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Представлен обзор и анализ современных знаний о магнитном и гравитационном полях Земли как отражение глобальных и региональных тектонических процессов. Обсуждается вероятная взаимная связь между распределением характеристик геомагнитного поля, гравитационных аномалий и проявлений плюмового магматизма как наиболее яркого геологического индикатора глубинных геодинамических процессов.

Показано, что распределение характеристик главного магнитного поля Земли имеет качественное сходство с аномалиями гравитационного поля. Короткопериодные вариации геомагнитного поля, обусловленные высокочастотными колебаниями в ионосфере, не оказывают влияния на общую картину и не могут быть значимыми при решении вопросов глобальной тектоники. Напротив, длиннопериодные вариации, прежде всего инверсии геомагнитного поля, могут быть одним из главных индикаторов эволюции геодинамо — тепловой машины, контролирующей весь основной ряд процессов глобальной тектоники. Частота инверсий определяется интенсивностью мантийных плюмов, приводящих к остыванию ядра, возрастанию скорости конвекции в астеносфере и, соответственно, периодическому изменению в тектоносфере. Мы предполагаем наличие в этой системе трех режимов. Первый соответствует спокойной конвекции, при котором инверсии крайне редки или отсутствуют вовсе, такие этапы — суперхроны — составляют не более 20 % фанерозойского времени. Второй режим значительно более частый в геологической истории и характеризуется активной конвекцией с преобладающими инверсиями не реже 1 раза в 5 млн лет. Наконец третий режим, редкий в фанерозое, но, вероятно, более частый на ранних этапах докембрия, отвечающий гиперактивной, турбулентной конвекции, когда частота инверсий достигает 20 раз, а возможно, и более за 1 млн лет.

Проиллюстрированное качественное сходство в расположении экстремумов главного магнитного поля Земли, центров гравитационных аномалий в свободном воздухе и ареалов распространения крупных магматических провинций хотя и не имеет пока качественного объяснения, однако представляется фундаментальным и требует специального изучения и детализации.

Геомагнитное поле, инверсии, гравитационные аномалии, геодинамо, плюмы, глобальная тектоника

TYPICAL CHARACTERISTICS OF THE EARTH'S MAGNETIC AND GRAVITY FIELDS
RELATED TO GLOBAL AND REGIONAL TECTONICS

N.L. Dobretsov, D.V. Metelkin, A.N. Vasilevskiy

We present a summary and analysis of current views on the magnetic and gravity fields of the Earth as a reflection of global and regional tectonic processes. The discussion concerns the probable interconnection among the distribution of the geomagnetic field characteristics, gravity anomalies, and the manifestations of mantle plume magmatism as the most remarkable geologic indicator of deep geodynamics.

We demonstrate that the distribution of the characteristics of the main geomagnetic field has a qualitative similarity to anomalies of the gravity field. Brief variations in the geomagnetic field are due to high-frequency oscillations in the ionosphere, do not affect the general state of the field, and are useless when considering issues of global tectonics. On the contrary, variations with long periodicities, first of all geomagnetic reversals, can be among the main indicators of the evolution of the geodynamo, the heat mechanism controlling the entire series of global tectonic processes. The frequency of reversals is determined by the intensity of mantle plumes that cause the cooling of the core, increase the convection rate in the asthenosphere, and accordingly, the periodic changes in the tectonosphere. We assume the existence of three modes of behavior for this system. The first one corresponds to steady convection, in which reversals are extremely rare or do not happen at all. These episodes, superchrons, make up no more than 20% of the duration of the Phanerozoic. The second mode occurs significantly more often in the geologic history and is characterized by active convection with frequent reversals happening at least once every five million years. Finally, the third mode, which is rare for the Phanerozoic but was probably more prevalent in the early Precambrian, corresponds to hyperactive turbulent convection, when the frequency of reversals reached 20 and possibly more during one million years.

Although the demonstrated qualitative similarity in the position of extreme values of the main geomagnetic field, the centers of free-air gravity anomalies, and manifestations of large igneous provinces does not yet have a credible explanation, we consider it to be fundamental and requiring special study and detailed elaboration.

Geomagnetic field, geomagnetic reversals, gravity anomalies, geodynamo, mantle plumes, global tectonics

ВВЕДЕНИЕ

Магнитное и гравитационное поля Земли являются ее «визитной карточкой». Их характеристики и основные количественные параметры широко используются во всех направлениях геологической науки. В последнее время, благодаря быстрому развитию космических (спутниковых) методов, появились глобальные и достаточно детальные карты геомагнитного и гравитационного полей, позволяющие не только их сопоставлять, но и вместе с результатами других измерений юстировать для комплексного решения старых и новых задач глобальной тектоники и геодинамики. В то же время с появлением этого набора данных многие нерешенные проблемы геодинамики вообще и теории геомагнетизма в частности значительно обострились. К примеру, факт наличия инверсий геомагнитного поля и даже общие положения о периодичности смены процессов длительного стационарного состояния периодами все учащающихся инверсий отмечены давно, ясна связь этих событий с изменением режима конвекции во внешнем ядре, однако детали этой геодинамической связи до сих пор не выяснены. Первые попытки создания общей теории, позволяющей обосновать периодичность и частоту инверсий магнитного поля Земли во взаимной связи с интенсивностью проявления мантийных плюмов — очевидного проявления глобальных изменений на границе ядра, появились в конце прошлого века [Larson, Olson, 1991; Добрецов и др., 1993, 2001], а затем продолжились в ряде работ [Constable, 2000; Olson, Amit, 2006, 2015; Olson et al., 2011; Решетняк, Павлов, 2016]. На современном этапе все более актуальной становится задача увязать результаты этого исследования с имеющимися представлениями о строении и распределении характеристик другого потенциального поля Земли — гравитационного.

В частности, в этой работе мы продолжаем обсуждение вероятных взаимных связей характеристик геомагнитного поля, гравитационных аномалий с интенсивностью проявлений плюмового магнетизма на основе сопоставления спутниковых данных, отражающих короткопериодные изменения современного состояния магнитного и гравитационного полей, а также существующих палеомагнитных и геологических данных, способных описать эволюцию этой системы с точки зрения длиннопериодных вариаций, в том числе на самых ранних этапах эволюции Земли [Добрецов, 2010, 2020; Добрецов, Василевский, 2018, 2019; Добрецов и др., 2019]. В то же время многие вопросы, обсуждаемые в этой статье, следует рассматривать как постановку новой научной задачи, поскольку получаемая сейчас все более точная космогеологическая информация и результаты экспериментальных исследований ведут к постоянному уточнению и комплексированию существующих моделей и теорий глобальной геодинамики.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ВНЕШНЕГО И ВНУТРЕННЕГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Внешнее и внутреннее магнитное поле Земли контролируется принципиально разными факторами и, без сомнения, при интерпретации короткопериодных вариаций современного магнитного поля и поля последних тысяч лет, когда велись инструментальные наблюдения и имеются достоверные археомагнитные данные, следует различать их вклад и эффект. Ярким примером короткопериодных колебаний могут быть результаты суточных наблюдений за основными элементами земного магнетизма, предоставляемые магнитными обсерваториями мировой сети INTERMAGNET. В стандартном режиме они представляются в виде графиков вариаций склонения, наклонения и модуля вектора суммарного магнитного поля. В качестве примера приведены результаты наблюдения в обсерваториях Новосибирска (NVS, N 54.85, E 83.23) и Резольют Бей (RES) в арктической части Канады (N 74.69, E 265.105) 20 апреля 2020 г. (рис. 1). Прежде всего отчетливо видно, что вариации склонения и наклонения четко коррелируются с изменением напряженности. Последнее, очевидно, является отражением высокочастотных колебаний ионосферы, контролируемых солнечным ветром. Максимальные колебания отмечены во время магнитных бурь, а в периоды относительно спокойного состояния Солнца общее увеличение амплитуды колебаний похоже на «дрожание», и заметнее в светлое время суток (после 08:00 всемирного времени), как показано на рис. 1. При этом амплитуды вариаций и число высокоамплитудных отклонений в таких полярных областях, как Резольют Бей (см. рис. 1), заметно выше и чаще, поскольку влияние недипольной компоненты суммарного поля здесь максимальное [Яновский, 1978]. Соответственно, вариации (дрожание) недипольного внешнего поля, ярко заметные на фоне относительно стационарного внутреннего дипольного поля только на коротком промежутке наблюдений, не могут оказывать значимого эффекта на преобладающее главное магнитное поле, генерируемое ядром Земли. Природа и общий характер его вариаций принципиально другие [Glatzmaier, Roberts, 1995; Braginsky, Roberts, 1995; Roberts, 2015].

Модель самовозбуждающегося магнитогидродинамического динамо, основанного на кинематике движения электропроводящего флюида в форме тангенциальных цилиндров с осями, параллельными оси вращения Земли (рис. 2), пожалуй, наиболее известная среди существующих сегодня. На рисунке 2 утолщенными коричневыми линиями схематически показаны конвективные ячейки во внешнем «жидком» ядре, обеспечивающие генерацию главного дипольного поля. Тонкими коричневыми линиями

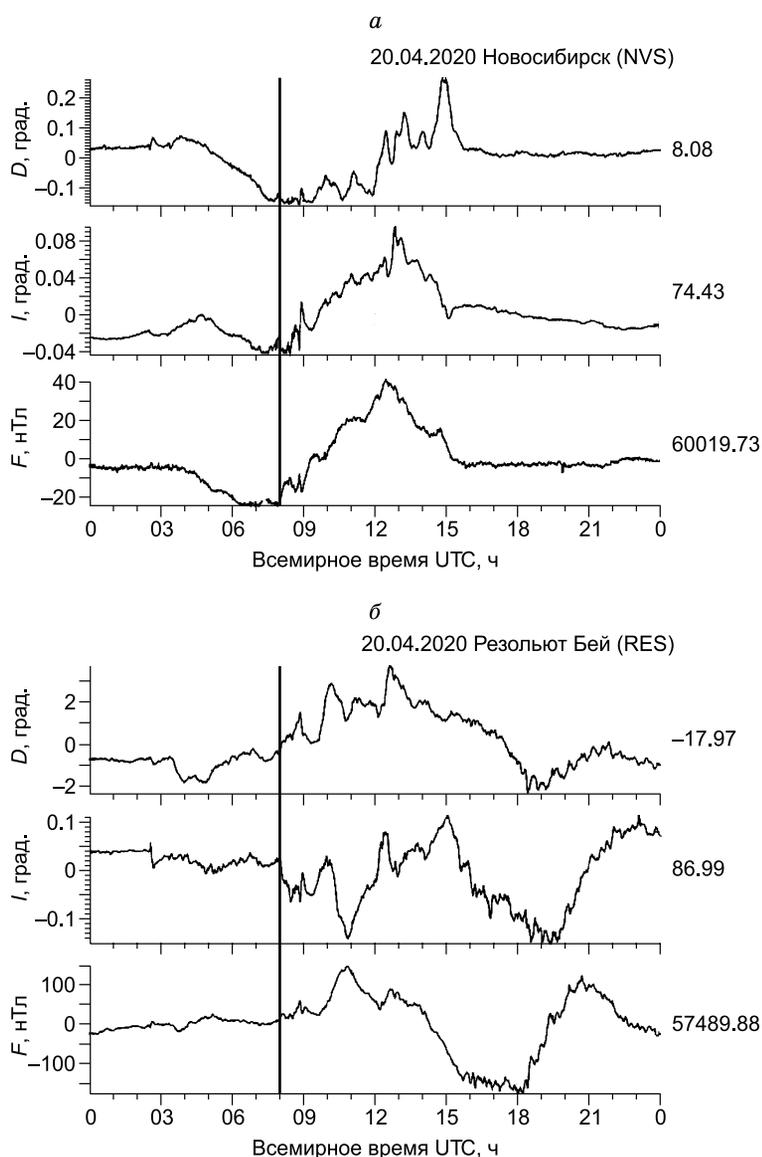


Рис. 1. Вариации основных элементов земного магнетизма (D — склонение, I — наклонение, F — модуль вектора магнитного поля) в течение суток (20.04.2020) по данным обсерваторий сети INTERMAGNET (www.intermagnet.org) в Новосибирске (а) и Резольют Бей (б).

обозначено закручивание конвективных потоков, возникающее вследствие силы Кариолиса, при вращении Земли. Эти потоки будут создавать дополнительные, наложенные высокочастотные токовые системы, влияющие на его дипольность, но сохраняющие форму геомагнитного поля довольно простой. Горизонтальные конвективные течения в пограничном слое ядро—мантия, поддерживаемые градиентами температур на этой границе, могут иметь сложную вихревую структуру и также будут вносить недипольную компоненту, величина которой, однако, также невелика, поскольку в восходящих и нисходящих течениях конвективных ячеек будут формироваться вихри противоположных направлений [Кирдяшкин и др., 2000; Добрецов и др., 2001]. В итоге на границе мантии и ядра, значительно различающихся по электрическим свойствам (мантия — оксиды, в основном диэлектрики, внешнее ядро — преимущественно железоникелевый с небольшими примесями расплав), возникает устойчивое дипольное магнитное

поле, подобно тому, как это происходит в катушке соленоида, когда через нее пропускают электрический ток. Таким образом, даже эта качественная магнитогидродинамическая картина обеспечивает объяснение усредненного по времени геоцентрального осевого дипольного характера геомагнитного поля. При этом вращение Земли является фактором, управляющим этим «усредненным по времени» движением вещества во внешнем ядре. Поэтому весьма логично, что усредненное по времени магнитное поле, произведенное описанными движениями, в целом симметричное относительно оси вращения Земли и существенно более стационарное по сравнению с внешним полем.

Тем не менее в этой простой модели самовозбуждающегося динамо мы сталкиваемся с несколькими проблемами. Прежде всего, для его «запуска» необходимо начальное магнитное поле, кроме того, остается вопрос, достаточны ли скорости вихревых потоков, генерирующих токи малой величины, для компенсации потерь на электрическое сопротивление и, соответственно, поддержание геомагнитного поля, преобладающего над внешним полем. Имеющиеся расчеты дают разные оценки этих величин [Roberts, 2015]. По данным моделирования, максимальная скорость вихревых течений во внешнем ядре может составлять всего 18 м/год (6×10^{-6} м/с), что на два порядка больше, чем в астеносфере [Кирдяшкин и др., 2000; Добрецов и др., 2001]. Тем не менее, даже если представленные оценки занижены и скорость течений в действительности на 2—3 порядка выше модельной, их величина все равно будет значительно меньше необходимой для создания высокочастотных колебаний, обеспечивающих наблюдаемые короткопериодные вариации.

В любом случае результирующее главное геомагнитное поле должно представлять собой векторную сумму магнитных полей, создаваемых вихрями в восходящих или горизонтальных ветвях конвек-

Рис. 2. Упрощенная модель самовозбуждающегося магнитогидродинамического динамо, по [Braginsky, Roberts, 1995; Roberts, 2015], заимствовано из [Литасов, Шацкий, 2016].

тивных потоков и в нисходящих конвективных воронках в пределах внешнего ядра [Добрецов и др., 2001] (см. рис. 2). Изменение в суммарных скоростях, т. е. в соотношении восходящих и нисходящих потоков, вероятно, будет определять возможность его известных длиннопериодных вариаций, в том числе инверсии магнитного поля, что мы рассмотрим ниже.

МОРФОЛОГИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, РЕАЛЬНОЕ И КАЖУЩЕЕСЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПОЛЮСОВ

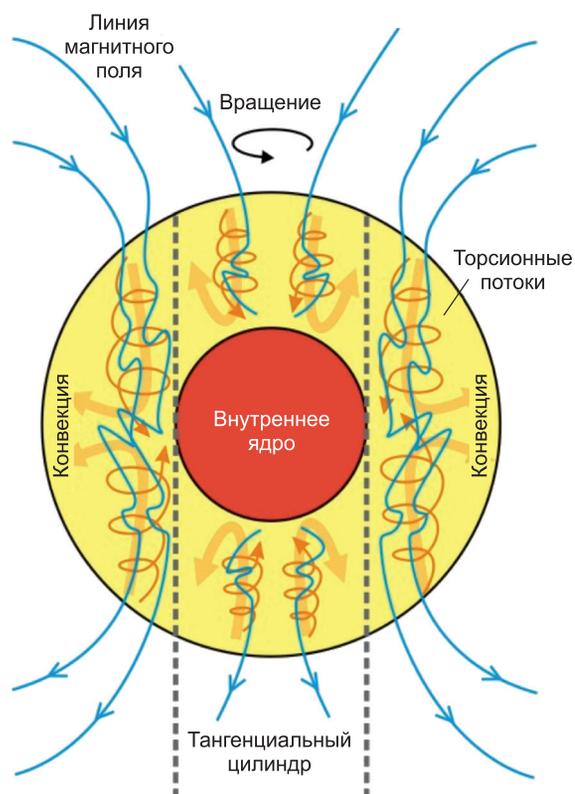
Основные характеристики суммарного геомагнитного поля, в том числе модуль вектора магнитной индукции (F) или напряженности (H) и его направление в координатах (X, Y, Z), выражаемое через магнитное склонение (D) и наклонение (I), как современные — наблюдаемые, так и древние — записанные в намагниченности горных пород (палеомагнетизм), активно используются для решения большого ряда задач геотектоники и геодинамики. Средняя величина магнитной индукции геомагнитного поля составляет около 50 мкТл (на экваторе в среднем 35 мкТл, на полюсах до 65 мкТл).

Морфологию магнитного поля Земли в общем виде можно представить как поле диполя, помещенного в ее центр. Более того, в палеомагнетизме в основу всех построений положена модель геоцентрального диполя, ось которого совпадает с осью вращения Земли — модель центрального осевого диполя (ЦОД) [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992]. Однако истинный магнитный полюс (область на поверхности Земли, где вектор геомагнитного поля вертикален) не совпадает с географическим, что подтверждает существование недипольной компоненты и упрощенность такой модели (рис. 3). Наилучшей аппроксимацией, вытекающей из математического анализа современного геомагнитного поля, оказывается поле геоцентрического диполя, наклоненного на 11.5° к оси вращения Земли. Такая модель позволяет описывать более 90 % поверхностной картины геомагнитного поля и является основной составляющей т. н. главного магнитного поля [Яновский, 1978]. Полюсы наклонного геоцентрального диполя называются геомагнитными, и они также отличаются от истинных магнитных полюсов из-за наличия недипольной компоненты (см. рис. 3). Недипольную часть главного магнитного поля составляют мировые магнитные аномалии, образованные крупномасштабными неоднородностями на границе ядро—мантия и имеющие, по-видимому, конвективно-термическое происхождение.

Кроме мировых магнитных аномалий, недипольный вклад до 4 % в суммарное геомагнитное поле вносят источники, расположенные в литосфере. Эта часть внутреннего поля обозначается как аномальное поле и обусловлено, прежде всего, неравномерным распределением ферромагнитных минералов.

Наконец, около 1 % суммарного геомагнитного поля отведено на внешнее переменное магнитное поле, испытывающее наблюдаемые годовые, суточные и более короткопериодные вариации. Вместе с тем в течение исторического времени по данным обсерваторских наблюдений отмечена тенденция смещения магнитных полюсов на запад со средней скоростью 0.2 град./год, однако направление наблюдаемого дрейфа магнитного полюса в прошлые эпохи могло быть совершенно другим [Палеомагнитология, 1982].

Таким образом, положение истинного магнитного полюса меняется очень быстро, а его расчет в определенной степени зависит от расположения станции, в которой записана мгновенная величина его основных характеристик. Соответственно для представления структуры суммарного геомагнитного поля в определенных координатах на соответствующую эпоху используют численные модели. В частности, одной из них является международная модель геомагнитного поля (International Geomagnetic Reference Field — IGRF), сегодня используется уже 13-я версия этой модели, рассчитанная для эпохи 2020—2025 года [Thébault et al., 2015]. При этом ясно, что величина переменной части геомагнитного поля пренебрежимо мала и основную «проблему» при описании его морфологии на крупных времен-



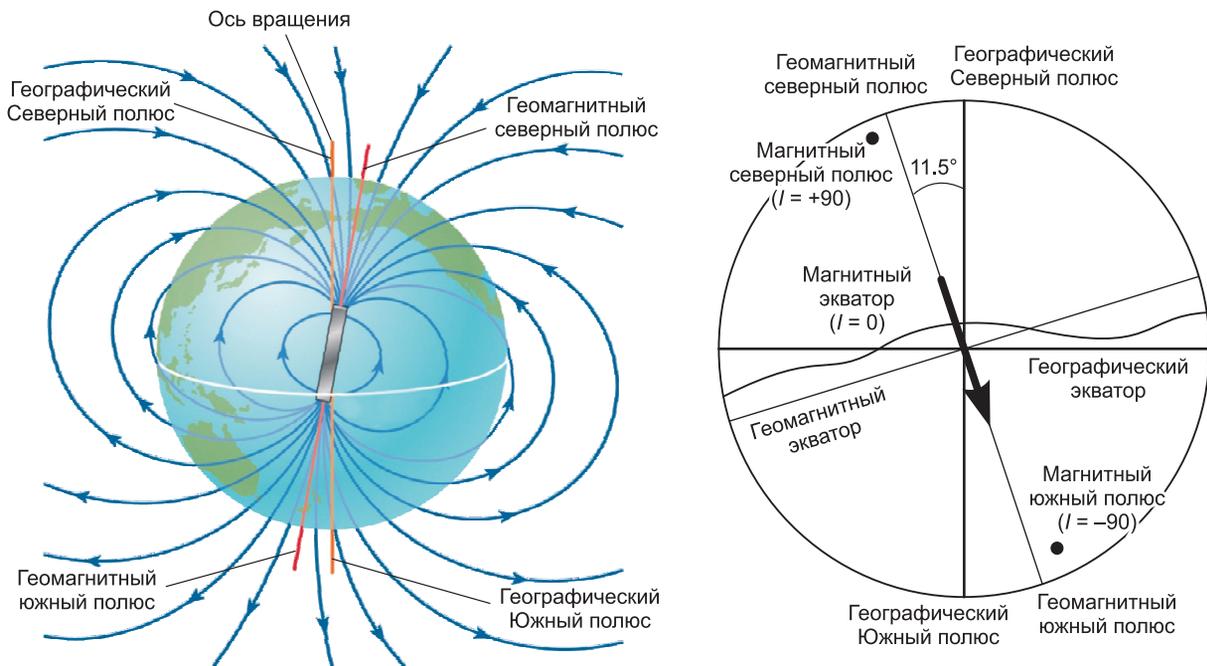


Рис. 3. Морфология магнитного поля Земли (наклонный геоцентрический диполь).

Слева — картина распределения силовых линий геомагнитного поля, справа — взаимоотношение географических, геомагнитных и магнитных координат.

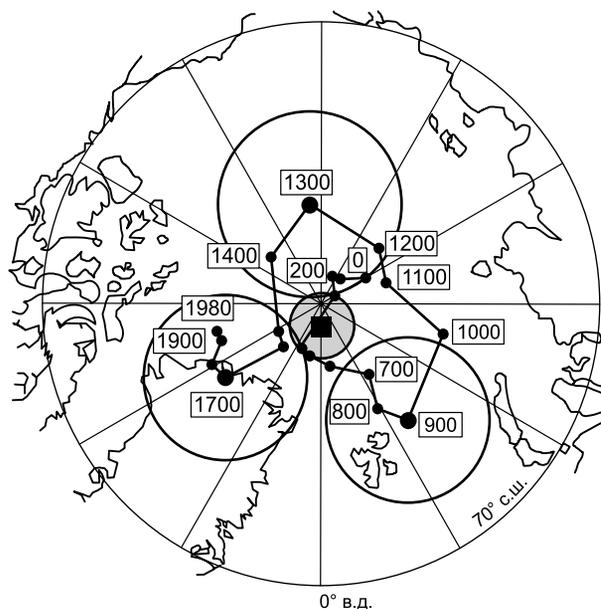
ных отрезках геологической истории могут составить только длиннопериодные вариации, вызывающие заметное отклонение его характеристик от модели ЦОД [Яновский, 1978; Палеомагнитология, 1982; Метелкин, Казанский, 2018].

Источники длиннопериодных вековых вариаций, связанных с внутренним полем, можно грубо разделить на две части: изменения, обусловленные его недипольной составляющей (полем мировых магнитных аномалий), и собственные вариации главного дипольного поля. Наиболее хорошо они изучены для последних 60 млн лет [Kelly, Gubbins, 1997; Петрова, 2002; Куражковский и др., 2018, 2019]. В изменениях недипольной составляющей доминируют периодичности меньше 3000 лет [Butler, 1992]. В частности, спектральный анализ археомагнитных данных (результаты палеомагнитных исследований по археологическим объектам) по трем элементам геомагнитного поля (H , I и D) позволили выявить ряд периодов вековых вариаций ~ 360 , 600, 900, 1200 и 1800 лет и период основного (дипольного) колебания геомагнитного поля ~ 8000 лет. При этом амплитудные значения вариаций на фоне основного колебания составляют $3\text{--}10^\circ$ по склонению, $2\text{--}5^\circ$ по наклонению и $2\text{--}6$ мкТл по напряженности [Бурлацкая, 1970; Петрова, 2002; Бахмутов, 2006]. Таким образом, вариации недипольной части имеют характерные времена менее чем $10^3\text{--}10^4$ лет, а основное колебание дипольного поля — период около $10^4\text{--}10^5$ лет. При этом анализ общей совокупности палеомагнитных и археомагнитных данных указывает на то, что амплитуда вековых вариаций в мезозое, палеозое и даже позднем докембрии слабо отличалась от современных (позднекайнозойских), при этом спектр основного колебания также дискретен [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Метелкин, Казанский, 2018].

В доказательство этому на рис. 4 показано положение северного магнитного полюса в течение последних 2000 лет. Для определения средних значений использованы данные не менее чем по восьми далеко расположенным друг от друга регионам, что позволяет «избавиться» от влияния недипольной составляющей поля, т. е. представить приближенную вариацию только дипольной его части. Видно, что на этом временном отрезке, магнитный полюс совершает вокруг географического сложные нерегулярные колебания. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что такое движение геомагнитных полюсов происходит постоянно и положение оси геоцентрального диполя является «случайной» величиной в каждый момент времени. При этом ее среднее значение за время, превышающее основное колебание ($10^4\text{--}10^5$ лет), с 95 %-й вероятностью совпадает с положением оси вращения Земли, т. е. согласуется с моделью ЦОД [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Метелкин, Казанский, 2018]. Например, среднее положение геомагнитного полюса в голоцене (палеомагнитный полюс) составляет 88.2° с. ш. и 84.6° в. д. [Бахмутов, 2006]. Соответственно, построенный по таким данным последовательный времен-

Рис. 4. Положение северного геомагнитного полюса в течение последних 2000 лет [Merrill, McElhinny, 1983; Butler, 1992].

Точками отмечены средние геомагнитные полюсы за 100-летний интервал; числа указывают дату в годах; круги вокруг полюсов 900, 1300 и 1700 лет являются 95 %-ми овалами доверия; положение среднего полюса за весь интервал времени показано черным квадратом с соответствующим овалом доверия.



ной ряд палеомагнитных полюсов будет представлять кажущееся смещение в реальности неподвижного геомагнитного полюса, координаты которого совпадают с географическим, и отражать перемещение самого блока земной коры (террейна), для которого этот ряд восстановлен. Именно это и является основой всех палеотектонических построений с использованием палеомагнитных данных [Метелкин, Казанский, 2018]. Построенные сегодня по большинству крупных террейнов, прежде всего кратонов, траектории кажущегося движения

полюса за большие промежутки времени вплоть до палеопротерозоя и даже древнее [Печерский, Диденко, 1995; McElhinny, McFadden, 2000; Cocks, Torsvik, 2007; Метелкин и др., 2008, 2012; Metelkin et al., 2010; и др.] существенно отличаются друг от друга, но демонстрируют плавное кажущееся перемещение палеомагнитных полюсов. Это, во-первых, демонстрирует главенствующее значение плавных горизонтальных перемещений самих литосферных плит (а не резкое, часто хаотическое изменение положения геомагнитного полюса, связанное с изменением положения магнитных аномалий в литосфере, геомагнитными инверсиями и другими причинами, включая короткопериодные или любые другие вариации), а во-вторых, свидетельствует о преобладающем вкладе дипольной составляющей суммарного геомагнитного поля уже на ранних этапах эволюции Земли. В этой связи отдельно следует оговорить предполагаемое на основе существующего набора палеомагнитных данных, особенно для позднего докембрия, истинное смещение географического полюса (True Polar Wander — TPW) [Kirschvink et al., 1997; Meert, 1999; Torsvik, Cocks, 2016; Павлов и др., 2018]. Такое движение в разные периоды геологической истории в рамках данной гипотезы могло достигать 30° и более. Как считают авторы гипотезы TPW, основной причиной могло быть перераспределение масс в литосфере и мантии, в частности, за счет дрейфа континентов и, как результат, изменение осей инерции Земли, что и привело к значительному смещению полюса вплоть до его возможного «опрокидывания» на величину порядка 90° [Kirschvink et al., 1997; Meert, 1999]. В целом гипотеза TPW все еще остается дискуссионной и требует дополнительного обоснования. Отдельные ее положения и следствия затрагиваются нами ниже.

СВЯЗЬ МАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

Важнейшим свойством геомагнитного поля является периодическое изменение его полярности — инверсии, с этим явлением связано обоснование нескольких основополагающих гипотез тектоники литосферных плит и важнейшие закономерности эволюции геодинамо. Изучению поведения магнитного поля Земли на этих этапах крупных перестроек его структуры и связи с глубинной геодинамикой посвящено значительное количество публикаций [Narteau et al., 2007; Olson et al., 2011; Valet et al., 2012; Wicht, Meduri, 2016]. Согласно имеющимся данным, время, за которое происходит полное обращение полярности, весьма короткое в геологических масштабах, по разным оценкам, от 1 до 10 тыс лет [Merrill, McFadden, 1999; Valet et al., 2012], а частота инверсий очень разная и для отдельных интервалов геологической истории весьма индивидуальна, что лежит в основе магнитостратиграфии как научного направления [Opdyke, Channel, 1996; Gradstein et al., 2012]. Наиболее богатым источником записи последовательности смены интервалов геомагнитной полярности являются полосовые магнитные аномалии современных океанов и мощные вулканические разрезы крупных магматических провинций. В частности, первые достоверные сведения о длительности инверсионных переходов, напряженности магнитного поля и многих других характеристиках его структуры во время инверсий получены по результатам изучения серии базальтовых покровов Исландии [McDougall, 1979]. Работы на подобных объектах активно продолжаются и в настоящее время [Ferk, Leonhardt, 2009; Jarboe et al., 2011; Channell et al., 2017; Абашев и др., 2018; Метелкин и др., 2019]. При этом крупные магматические провинции как результат

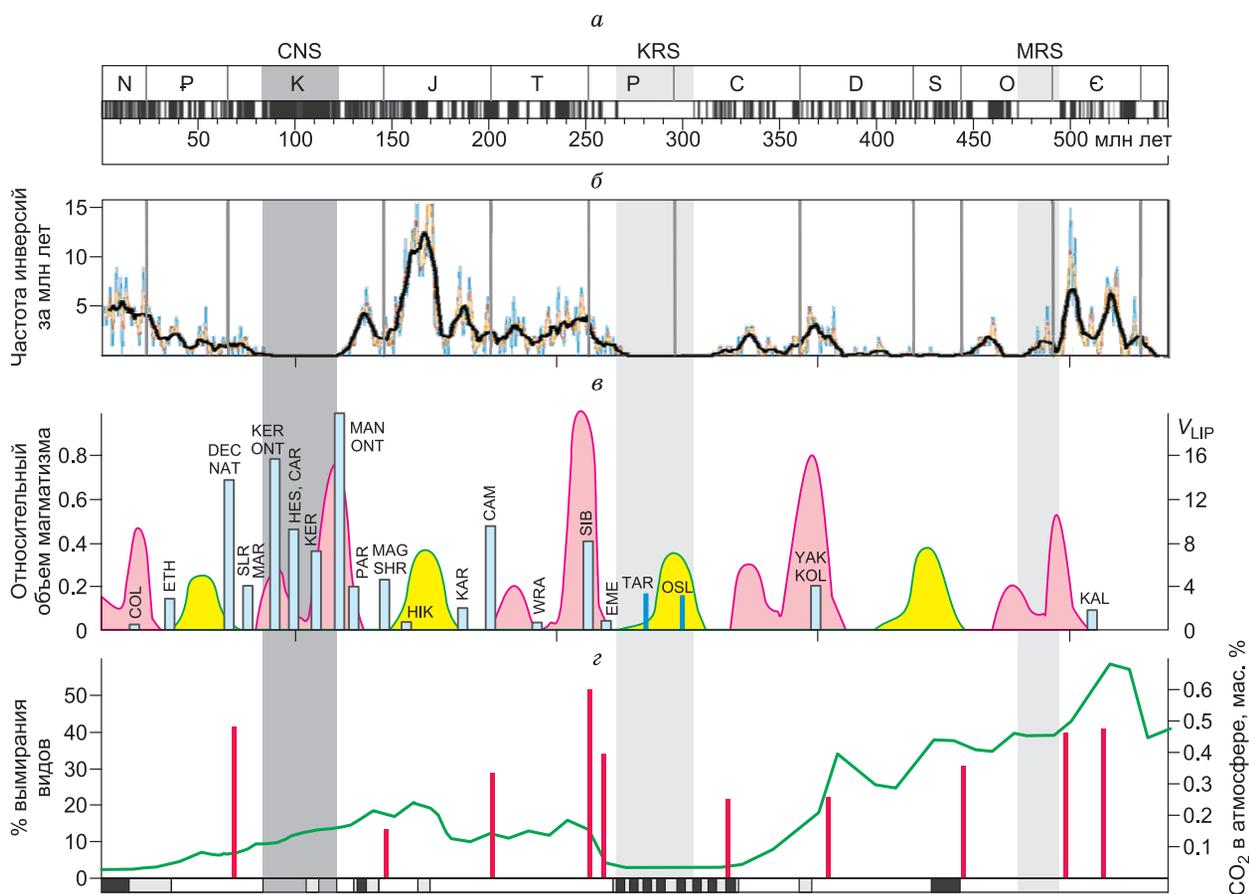


Рис. 5. Сравнение периодичности инверсий геомагнитного поля, плюмового и коллизионного магматизма и событий в биосфере, по [Литасов, Шацкий, 2016] с изменениями:

a — шкала полярности геомагнитного поля фанерозоя, по [Молоствовский и др., 2007], черным отмечены периоды нормальной полярности, белым — обратной полярности; *б* — частота инверсий геомагнитного поля, по данным [Mitchell, 2014], толстая черная линия соответствует осреднению в скользящем окне 8 млн лет, другие линии — осреднения в окне 1, 2 и 4 млн лет; *в* — пики относительного объема магматизма (V_{LIP} — количество крупных изверженных провинций), по [Добрецов, 2010], розовым цветом показаны пики плюмового магматизма, светло-зеленым — коллизионного магматизма; голубыми полосами выделены объемы наиболее крупных изверженных провинций по данным [Ernst, 2014]: COL — Колумбия, ETH — Эфиопия, DEC — Декан, NAT — Северо-Атлантическая провинция, SLR — Сьерра-Леоне, MAR — хр. королевы Мод, KER — Кергулен, ONT — Онтонг-Ява, HES — хр. Хесса, CAR — Карибское плато, MAN — Манихики, PAR — Парана–Этендека, MAG — хр. Магеллана, SHR — хр. Шатского, HIK — Хикуранги, KAR — Кару, CAM — Центрально-Атлантическая провинция, WRA — о. Врангеля (США), SIB — Сибирская провинция, EME — Эмейшань, TAR — Тарим, OSL — Осло, YAK — Якутия, Виллойское плато, KOL — Кола-Днепр, KAL — Калкаринджи; *г* — вариации климата и биоты: красные линии — главные эпизоды вымирания видов, по [Rohde, Muller, 2005], зеленая линия — содержание CO_2 в атмосфере [Berner, Kothavala, 2001], внизу шкала оледенений по данным изучения морских осадков [Prokorph et al., 2008]: черные интервалы — подтвержденное оледенение, серые — предполагаемое; серые вертикальные полосы соответствуют эпизодам суперхронов: CNS — Джалал, KRS — Киама, MRS — Майэро.

плюмовой активности не только «удобный» объект для изучения явления магнитных инверсий, но и сами по себе являются отражением крупных перестроек на уровне ядро—мантия. Поэтому наличие взаимной связи магнитных инверсий и плюмового магматизма подразумевается *a priori*, необходимо понять лишь характер этой связи и вытекающий количественный механизм.

На рисунке 5, где представлена сводка данных об интенсивности плюмового магматизма и частоте инверсий в течение фанерозоя, отчетливо видно, что во время суперхронов или периодов относительно редких инверсий объемы плюмового магматизма возрастают, а в периоды частых инверсий, напротив, магматическая активность падает. Наиболее отчетливо эта закономерность намечается для последних 150 млн лет. Во время мелового суперхрона (84—124 млн л. н.), когда инверсий практически не было (за исключением крайне редких и очень непродолжительных криптохронов, согласно общей шкалы геомагнитной полярности (GPTS) [Ogg et al., 2016]), объем плюмового магматизма возрос до максимальных значений (около 7—10 млн км³). В периоды частых инверсий, например, непосредствен-

но перед наступлением суперхрона (~ 130 млн л. н.) или на рубеже голоцена—миоцена (~ 25 млн л. н.) объем вынесенного вулканического материала почти на порядок меньше, всего около 1 млн км³. Даже в период относительного краткого максимума магматизма (около 60 млн л. н.) число инверсий стремиться к минимуму по сравнению с соседними интервалами (см. рис. 5). Простая модель, объясняющая эту зависимость, предполагает остывание внешнего ядра за счет отвода тепла частыми и крупными мантийными струями. Остывание ядра приводит к замедлению конвекции во внешнем ядре и ее переходу из турбулентного состояния в стационарный, благодаря чему инверсии магнитного поля прекращаются [Добрецов и др., 2001].

Результатами теплофизического моделирования показано, что во внешнем ядре формируется пограничный слой мощностью от 6 до 20 % толщины внешнего ядра и вблизи его границы с мантией возникают валиковые течения, оси которых совпадают с направлением горизонтальных течений во внешнем ядре [Кирдяшкин и др., 2000]. В восходящих и нисходящих течениях валиков во время турбулентного режима будут формироваться вихри противоположных направлений, баланс которых и определяет частоту инверсии магнитного поля. Перегрев ядра из-за того, что кондуктивный перенос в нижней мантии не справляется с отводом поступающего в него тепла, приводит к частым инверсиям, повышению температуры на границе ядро—мантия и, как следствие, формированию мантийных плюмов. Последние, в свою очередь, обеспечивают необходимый отвод избыточного тепла и охлаждение ядра. В результате остывания вихри во внешнем ядре ослабевают, а перестройка ячеек и валиковых течений прекращается, что и приводит к режиму суперхрона — периоду отсутствия инверсий. Таким образом, суперхроны — это эпохи максимально холодного ядра и максимально нагретой астеносферы.

К сожалению, предложенные выше решения [Кирдяшкин и др., 2000; Добрецов и др., 2001] в основном полуквантитативные, с большим интервалом получаемых оценок из-за недостатка экспериментальных данных при характерных для внешнего ядра давлениях около 135 кбар и температурах выше 4000 °С [Литасов, Шацкий, 2016]. По мере накопления таких данных можно будет уточнить условия конвекции, стабильность вихрей, характер изменения режимов конвекции, вызывающих смену полярности магнитного поля.

Кроме мелового суперхрона прямой полярности (суперхрон Джалал) аналогичный по длительности период крайне редких инверсий, но в эпоху обратной полярности, известен в карбон-пермском интервале геологического времени (суперхрон Киам, 265—313 млн лет). Обоснованный в последнее время ордовикский суперхрон Майеро также обратной полярности вдвое короче 463—483 млн л. н. [Gallet, Pavlov, 1996; Павлов и др., 2012]. Кроме того, сравнительно редкие инверсии на рубеже девона—карбона ~ 350—370 млн л. н. и в триасе ~ 200—240 млн л. н. также имеют характерную длительность 20—40 млн лет. Каждому из перечисленных интервалов можно найти соответствие с максимумами плюмового магматизма. Для суперхрона Джалал — это крупная изверженная провинция высокоширотной Арктики (NALIP), провинции Кергулен, Онтонг-Ява, Манихики (см. рис. 5); отражением суперхрона Киам и триасового понижения частоты инверсий можно считать образование крупнейших плюмов Азии: Таримский, Эмейшаньский, Сибирский; девон—карбонный рубеж понижения частоты инверсий ознаменован интенсивным внутриплитным магматизмом, который сопровождал вилюйский рифтогенез на востоке Сибири [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010; Диденко, 2011; Ernst, 2014, Диденко, Ханчук, 2019]. Хуже идентифицируются крупные изверженные провинции, соответствующие суперхрону Майеро (см. рис. 5), тем не менее проявления плюмового магматизма ордовикского времени известны на многих континентах. Интервалы между суперхронами, отмеченными основными максимумами плюмового магматизма, составляют около 180 млн лет. Детальный анализ частоты изменений геомагнитного поля, иных глобальных периодичностей, которые также могут иметь связь с глубинной геодинамикой и магматизмом, включая изотопию углерода, кислорода, серы, вариации отношения изотопов стронция в морской воде, а также глобальные вымирания, суперконтинентальные циклы и прочее позволяют наметить и другую интервальную повторяемость событий [Добрецов, 1994, 2010; Berner, Kothavala, 2001; Rohde, Muller, 2005; Печерский и др., 2010; Hannisdal, Peters, 2011; Диденко, 2011; Ernst, 2014; Amit et al., 2015; Condie et al., 2015; Литасов, Шацкий, 2016]. Однако главной периодичностью в эволюции Земли и ее биосферы, определяемой импульсами плюмовой активности, наряду с отмеченной 180 млн-летней, по данным для кайнозоя и мезозоя является периодичность в 30 млн лет [Добрецов, Чумаков, 2001; Добрецов, 2010]. Достоверно установить наличие этой периодичности в эволюции геодинамики и плюмового магматизма на палеозойском и тем более докембрийском интервалах геологической истории трудно ввиду того, что большинство древних крупных изверженных провинций, располагавшихся в океанах, исчезли в результате их закрытия, и статистика палеомагнитных определений, их точность и достоверность также заметно хуже.

Вопрос частоты инверсий в периоды турбулентного состояния поля между суперхронами дискуссионный. Результаты численного моделирования магнитного поля и его инверсий в 3D-MHD варианте (MHD — магнитное гидродинамо), впервые представленные в [Glatzmaier, Roberts, 1995] и продолжен-

ные в многочисленных работах [Kageyama et al., 1999; Sarson, Jones, 1999; Khtzner, Christensen, 2002; Roberts, 2015], подтверждают археомагнитные и палеомагнитные данные о том, что непосредственно перед инверсией магнитный диполь как бы раскачивается, время релаксации после инверсии имеет сходную характеристику. Длительность всего этого этапа так называемой «диффузной устойчивости» в среднем около 20 тыс. лет, причем время самой инверсии, когда дипольный момент и конфигурация магнитного поля полностью нарушена, составляет не более 1—10 тыс. лет (т. е. 0.1—0.5 времени диффузионной устойчивости). Эпоха между инверсиями в 10—20 раз дольше (200—400 тыс лет), соответственно, максимальная частота инверсий, согласно этой модели, до 3—6 раз за 1 млн лет.

Отдельной проблемой теории геодинamo и эволюции магнитного поля Земли является изменение его напряженности, в том числе в периоды инверсий. В рамках описанной выше модели высокие значения палеонапряженности магнитного поля должны соответствовать интенсивной работе геодинamo, т. е. этапам перегрева внешнего ядра с частыми инверсиями. В момент резкого отвода тепла за счет возникающих плюмов, интенсивность работы геодинamo временно снижается, что ведет к значительному снижению напряженности магнитного поля. Современные измерения палеонапряженности в целом подтверждают это заключение и, несмотря на различные взгляды по ряду связанных с этим вопросов [Tauxe, Yamazaki, 2015], позволяют наметить несколько периодов резкого снижения величины магнитного поля, непосредственно предшествующие активному плюмовому магматизму в середине девона, поздней перми и, возможно, начале мелового периода [Щербаков, Сычева, 2006; Tarduno et al., 2007, 2010, 2015; Biggin et al., 2009, 2015; Smirnov et al., 2011; Smirnov, Evans, 2015; Щербакова и др., 2015; Шрейдер и др., 2019].

При резком снижении величины главного дипольного поля его морфология может существенно измениться. Значительную долю в суммарном поле могут иметь недипольные компоненты, в том числе мировые магнитные аномалии, высокочастотные вариации внешнего поля, внутреннее поле высшей мультипольности, генерируемые ядром и т. п. Это вводит значительные ограничения на использование палеомагнитного метода, в основе которого лежит гипотеза ЦОД. Одним из таких проблемных этапов в эволюции магнитного поля Земли, исходя из существующих сегодня палеомагнитных данных, включая измерения палеонапряженности, является поздний эдиакарий—вендский интервал [Павлов и др., 2018; Шацилло и др., 2019]. В частности, сегодня получены подтверждения об ультранизкой напряженности геомагнитного поля в это время [Shcherbakova et al., 2020] и при этом экстремальной частоте инверсий (25—30 раз за 1 млн лет) [Шацилло и др., 2015; Галле, Павлов, 2016], в 5 раз превышающих модельные оценки [Glatzmaier, Roberts, 1995; Olson et al., 2014]. В то же время наличие эпох ультрачастых инверсий дополняет теоретически возможные режимы работы геомагнитного динамо и может быть вполне закономерным [Галле, Павлов, 2016].

Объяснений этим фактам может быть несколько, в том числе из-за возможно неоднозначной интерпретации существующего набора данных. Например, на фоне низкой величины дипольного поля фиксируемая горными породами намагниченность отвечает квазидипольной магнитной аномалии, расположенной в плоскости экватора и испытывающей вариации, достаточные для записи кажущихся инверсий. Во многих работах показано, что напряженность поля резко падает вплоть до нуля, непосредственно в момент инверсии [Tauxe, Yamazaki, 2015], это может служить вторым объяснением. Из-за экстремальной частоты реальных инверсий не удастся должным образом осреднить вековые вариации и адекватно рассчитать палеонапряженность и координаты палеомагнитного полюса, удовлетворяющего гипотезе ЦОД. Причиной увеличения частоты реальных инверсий может быть значительное сокращение времени диффузной устойчивости и интервалов между инверсиями из-за сильно перегретого ядра. Вероятно, в это время плюмы не достигали верхних оболочек и не обеспечивали отвод тепла, вследствие чего и наступил перегрев. Отражением такого состояния Земли может быть длительное (более 200 млн лет) оледенение в конце докембрия, соответствующее криогению. Такую же эпоху можно предполагать в интервале 2500—2200 млн л. н. В целом докембрийский интервал эволюции магнитного поля Земли может значимо отличаться от фанерозоя, и этому вопросу посвящен следующий раздел.

ЗАРОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ДОКЕМБРИИ

Зарождение и эволюция магнитного поля Земли на раннем этапе ее развития в докембрии — ключевой вопрос для понимания механизма его регулярных реорганизаций, становления и сохранения современного режима и конфигурации. Главным здесь является обоснование времени кристаллизации внутреннего твердого ядра и, соответственно, обособления жидкого сферического слоя жидкого внешнего ядра, без чего запуск геодинamo в том режиме, как сейчас, мало вероятен. Наиболее чувствительным инструментом может быть изменение палеонапряженности, определяющее величину виртуального дипольного момента (VDM), точнее его осредненного значения. Современный VDM составляет около $8 \cdot 10^{22}$ А·м². К сожалению, количество достоверных определений палеонапряженности для докембрийского интервала не так велико, это связано с объективными причинами, поскольку соответствующие

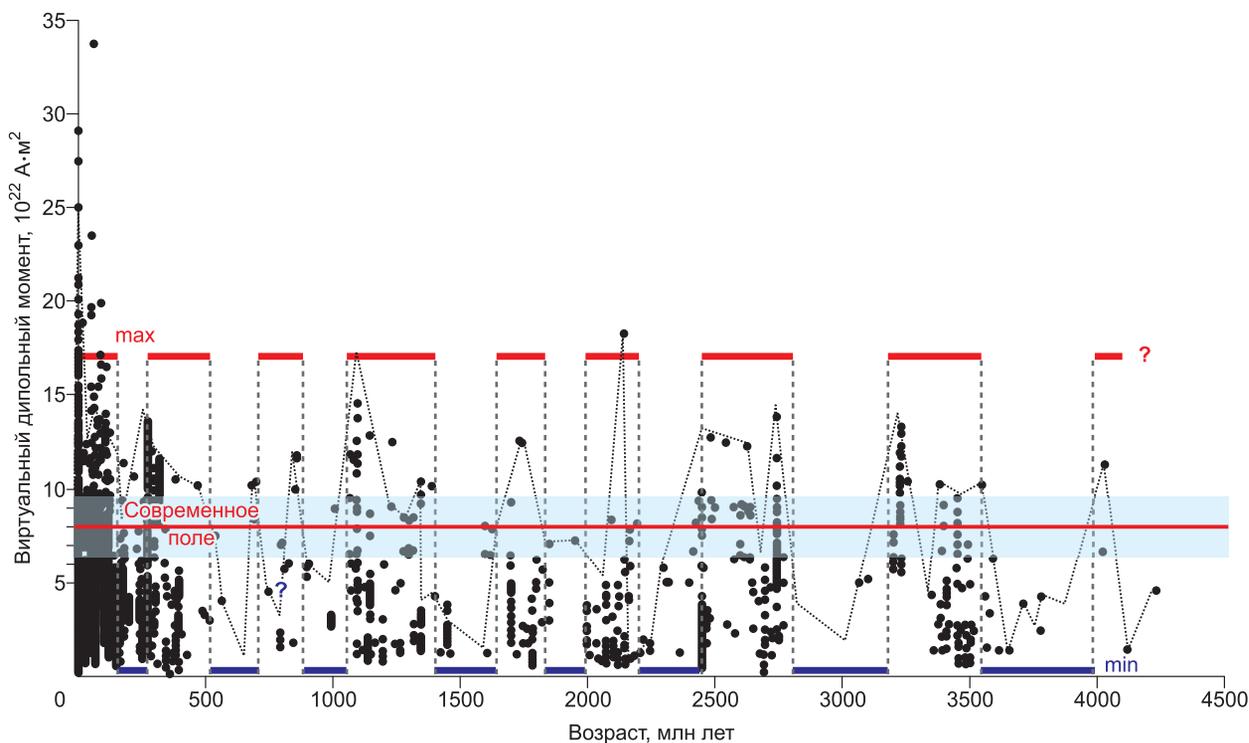


Рис. 6. Изменение величины виртуального дипольного момента по данным IAGA paleointensity database, по [Шрейдер и др., 2019] с дополнениями.

палеомагнитные эксперименты очень требовательны к объекту непосредственных измерений. Тем не менее собранная сегодня мировая база данных о палеонапряженности [Perrin, Schnepf, 2004] позволяет проверить основные модельные выводы, многие из которых предполагают относительно молодой возраст внутреннего ядра (см. обзор в [Литасов, Шацкий, 2016]).

На рисунке 6 вынесены все имеющиеся данные этой базы, почти 5 тыс. определений, из них древнее 0.5 млрд лет всего около 600. До недавнего времени самые древние из них ограничивались интервалом 3.3—3.5 млрд лет, причем значимое число этих определений соответствовало современной величине дипольного момента. Это позволило сделать вывод о запуске геодинamo вследствие кристаллизации внутреннего ядра по мере остывания Земли и повышения окислительного потенциала именно в это время [Tarduno et al., 2007, 2010]. Указанный интервал 3.3—3.5 млрд лет совпадает с эпохой массового образования алмазов, фиксирующих появление потока CO_2 и реакции, соответствующей равновесию Будуара: $4\text{CO} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CH}_4 + 3\text{CO}_2$, и предположительно обусловленных формированием внутреннего ядра. В то же время на рис. 6 синим отмечены несколько эпох очень низкого уровня VDM (около 0.2—0.3, 0.5—0.7, 0.9—1.1, 1.4—1.6, 1.9—2.0 и 2.2—2.4 млрд лет), в том числе, когда эта величина падала практически до нуля (около 2.8—3.2 и 3.5—4.0 млрд лет).

По мнению [Biggin et al., 2015], низкие значения VDM в архее и палеопротерозое говорят о том, что магнитогеодинамическое динамо, связанное с наличием двухслойного ядра в то время не существовало, а индикатором нового обособления внутреннего ядра может быть пик VDM в интервале 1.4—1.2 млрд лет, хорошо видный на рис. 6. С другой стороны, для палеопротерозоя и архея сегодня имеется достаточно большое количество данных, свидетельствующих о достаточно высокой палеонапряженности геомагнитного поля, что означает стабильную работу геодинamo, характерную для современного времени, а значит и древний возраст внутреннего ядра [Smirnov, Evans, 2015]. Более того, недавние исследования палеонапряженности включений магнетита в хадейских цирконах с возрастом 4.0—4.1 млрд лет также показывают значения, сопоставимые с современными (рис. 7) [Tarduno et al., 2020].

Таким образом, можно полагать, что обособление внутреннего ядра произошло на самом раннем этапе формирования Земли и уже в хаее, 4.3—4.1 млрд л. н., существовало поле, сходное с современным. Однако затем, при прохождении Земли через метеоритный слой *E* [Bottke et al., 2015], тяжелая метеоритная бомбардировка могла вызвать качественную перестройку конвекции в мантии и, как следствие, разогрев ядра вплоть до полного или частичного его плавления, что сопровождалось заметным ослаблением магнитного поля. В состоянии, близком к современному, внутреннее твердое ядро офор-

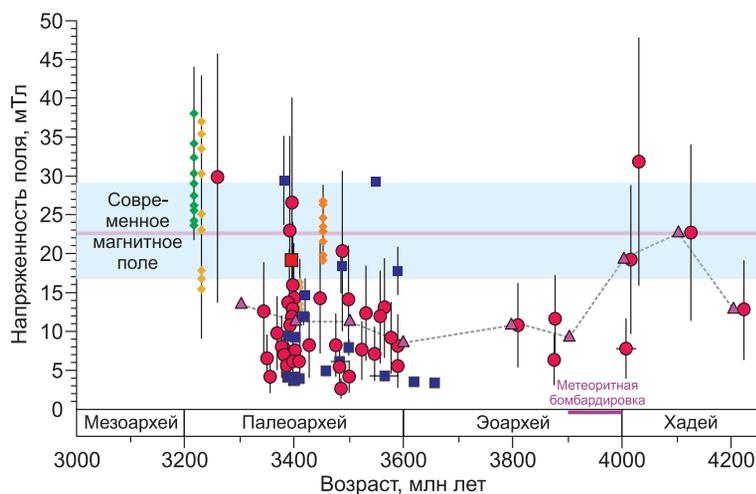


Рис. 7. Изменение интенсивности магнитного поля в хадее—архее, заимствовано из [Tarduno et al., 2020] с упрощениями.

Синие прямоугольники — значения палеонапряженности по результатам палеомагнитного изучения цирконов провинции Джек Хиллс (Jack Hills, Западная Австралия) методом Телье—Кой, по [Tarduno et al., 2015, 2020]; красные кружки — то же, для температуры 565°C, по [Tarduno et al., 2015, 2020]; зеленые и желтые ромбы — данные по единичным силикатным зернам из [Tarduno et al., 2007]; коричневые и розовые ромбы — то же, из [Tarduno et al., 2010]; фиолетовые треугольники и

штриховая линия — средние значения для 100 млн-летнего интервала. Черными линиями показаны ошибки определений, розовая линия соответствует среднему значению современного экваториального поля, голубая область — его стандартное отклонение.

милось к 3.2—3.4 млрд л. н. (см. рис. 7). Причины повторного ослабления поля в палеопротерозое пока неясны. Возможно, этот эпизод связан с сильным охлаждением Земли, повлекшим изменения состава и размера внутреннего ядра, замедление конвекции в сравнительно более тонком внешнем ядре. Наконец следующее возвращение к «нормальному» режиму фиксируется увеличением VDM сначала в интервалах 2.7—2.5 и 2.2—2.0 млрд лет, а затем в интервале 1.4—1.2 млрд лет (см. рис. 6). В целом намечается периодическое понижение VDM каждые 300—500 млн лет (см. рис. 6). Большая часть из них совпадает с минимумами значений истинного движения полюса (TPW) и минимумами цирконовых датировок, что отражает периодическое снижение интенсивности магматизма и общей эндогенной активности на этапах сбора суперконтинентов, что показано на рис. 8.

Таким образом, хотя режим эволюции геомагнитного поля в докембрии специфичный и могут существовать довольно значительные промежутки времени аномального ослабления его дипольного момента, тем не менее характерная для общей модели гидродинамического динамо дипольная конфигурация поля преобладала в докембрии, что подтверждается существующим сегодня набором палеомагнитных данных (см. рис. 6—8).

КОРРЕЛЯЦИЯ СОВРЕМЕННОЙ ПЛЮМОВОЙ АКТИВНОСТИ С ПАРАМЕТРАМИ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

Космогеофизические данные по характеристикам гравитационного и магнитного полей на поверхности Земли, появившиеся в последнее десятилетие, позволяют по-новому, в глобальном масштабе и с достаточной детальностью проследить их коррелятивную связь. Корректно сравнивать как приповерхностные, так и глубинные гравитационные и магнитные аномалии сложно по разным причинам. На литосферном уровне аномалии гравитационного поля отражают центры сосредоточения аномальных масс, а магнитные — границы этих плотностных аномалий или границы процесса, их вызвавшего [Витте, Василевский, 2013; Purucker, Whaler, 2015]. Глубинные аномалии гравитационного и магнитного полей сравнивать еще сложнее, во-первых, из-за разной скорости убывания полей при удалении от источника, во-вторых, из-за разных причин их возникновения. Мировые магнитные аномалии обусловлены в основном токовыми системами на границе ядро—мантия, а глубинные гравитационные аномалии — вариациями состава и, соответственно, плотности мантийного вещества и температуры в верхней мантии.

Для представления поля мировых магнитных аномалий и иллюстрации современной структуры главного магнитного поля мы использовали стандартную модель IGRF-13 (рис. 9, а). Для отражения картины гравитационного поля, обусловленного прежде всего мантийными плотностными неоднородностями, мы выбрали современную глобальную спутниковую модель TIM_R6e и сделали расчет его величины на высоте 1500 км с помощью сервиса GFZ (см. рис. 9, б). Конечно, мировые магнитные аномалии (три максимума модуля магнитного поля: Восточно-Сибирский, Канадский, Антарктический и один минимум — Бразильский) меняют свою конфигурацию и интенсивность с течением времени, однако, сопоставляя полученные карты, видно, что общий характер пространственного расположения экстремумов гравитационных и магнитных полей в определенной степени сходный. При этом знак магнит-

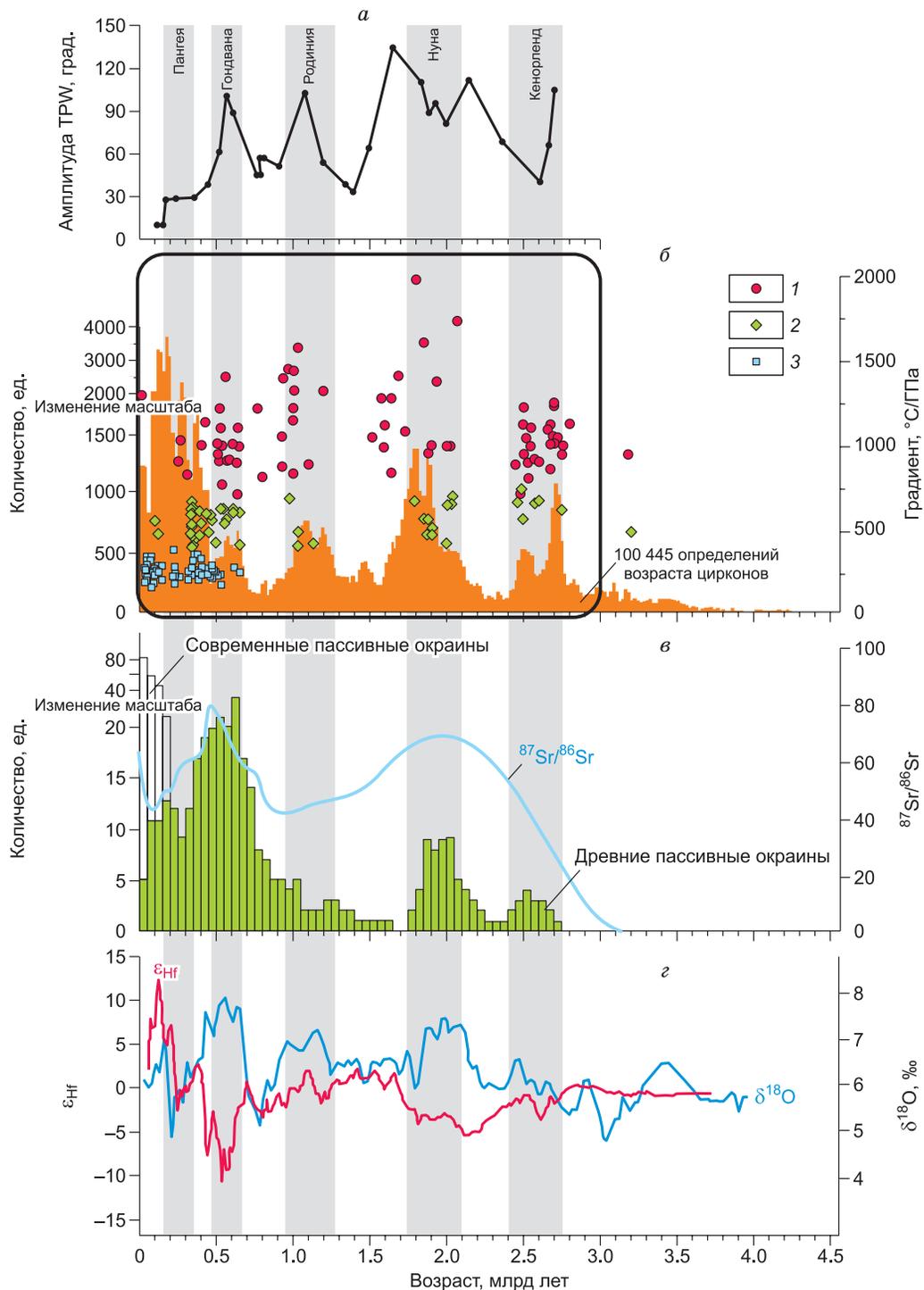


Рис. 8. Результаты анализа детритовых цирконов и амплитуд истинного смещения геомагнитного полюса, по [Hawkesworth et al., 2016].

a — абсолютные значения амплитуды истинного дрейфа полюса (TPW), по [Mitchell, 2014]; *б* — гистограмма возрастов детритовых цирконов, по [Voice et al., 2011]; 1 — гранулитовая фация ультравысоких температур, 2 — эклогиты гранулитовой фации высоких давлений, 3 — высокобарические фации ультравысоких температур; *в* — гистограмма реконструируемых возрастов формирования пассивных континентальных окраин, по [Bradley, 2008], и нормализованная кривая (%) отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, по [Shields, 2007]; *г* — усредненные значения ϵ_{Hf} и $\delta^{18}\text{O}$ в детритовых цирконах соответствующего возраста, по [Cawood et al., 2013]. Вертикальные серые линии отвечают интервалам формирования суперконтинентов.

ных аномалий противоположен знаку пространственно приуроченных к ним гравитационных аномалий, за исключением Бразильской отрицательной магнитной аномалии, которая совпадает с южным окончанием Атлантической отрицательной аномалии гравитационного поля. Отметим также, что корреляция может быть более очевидной при сдвиге соответствующих гравитационных аномалий приблизительно на 1000 км к северу.

Еще более тесную связь можно заметить, проанализировав структуру магнитного поля на глубине. Для этого, используя ту же модель IGRF-13 и компьютерную программу, распространяемую Международной ассоциацией по геомагнетизму и аэрономии (IAGA) на сайте Национального центра геофизических данных США (<https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>), выполнен пересчет величин вертикальной (радиальной) и горизонтальной (тангенциальной) компонент магнитного поля на глубине 2370 км для сферической поверхности радиусом 4000 км с центром в геометрическом центре Земли, что фактически близко к внешней границе ядра (см. рис. 9, в, з). Использование для анализа обеих компонент магнитного поля выигрышно, поскольку направления векторов эффективного магнитного момента источников главного магнитного поля (токовых систем) в ядре или на его внешней границе (мировые магнитные аномалии), судя по упомянутым выше моделям [Добрецов и др., 2001; Olson et al., 2011; Roberts, 2015], могут быть достаточно произвольными — от вертикального до горизонтального, а это обуславливает степень прямого соответствия источник—аномалия поля. Под прямым соответствием понимается ситуация, когда источник вызывает аномалию поля непосредственно над собой, а не на краях или на удалении. Последнее будет наблюдаться для вертикальной компоненты поля при горизонтальном векторе эффективного магнитного момента, а для горизонтальной компоненты, соответственно, при преобладающем вертикальном магнитном моменте. Для лучшей иллюстрации связи магнитного и гравитационного полей глубинных источников на полученные карты вертикальной и горизонтальной компонент (см. рис. 9, в, з) наложены изолинии гравитационного поля — 3.5 и 2 мГал, отражающие условные границы крупных гравитационных аномалий (см. рис. 9, б), а также обозначенные выше контуры мировых магнитных аномалий (см. рис. 9, а). Нетрудно заметить, что практически всем гравитационным аномалиям имеется соответствие либо вертикальной, либо горизонтальной компоненты магнитного поля.

Глядя на представленные карты (см. рис. 9), также можно наметить определенную связь структуры магнитного и гравитационного полей с крупнейшими кайнозойскими магматическими провинциями. К примеру, ареал минимальных значений гравитационного поля охватывает области проявления кайнозойского плюмового магматизма от провинции Афар и Танзанийского плюма в Африке до плюмов в Монголо-Саянской и Байкальской магматических провинций, с одной стороны, и до проявлений плюмового магматизма в Тихом океане и Гаити, с другой. Центр Бразильской магнитной аномалии как бы разделяет крупнейшие области горячего поля Tuzo и Jason, стационарное существование которых предполагается в течение длительного времени геологической истории [Torsvik, Cocks, 2016; Добрецов, 2020]. В то же время зона положительных гравитационных аномалий, приуроченная к Атлантике, в значительной степени совпадает с полем Tuzo.

В отличие от глобальных (глубинных) аномалий, сопоставление магнитного и гравитационного полей литосферного уровня проведено на основе сравнения региональных магнитных аномалий, полученных восстановлением спутниковых измерений на высоте 400 км и региональных гравитационных аномалий из модели TIM_R6e на высоте 100 км (рис. 10). Здесь в полной мере проявляется свойство комплементарности гравитационных и магнитных полей. Большинство границ областей положительных гравитационных аномалий сопровождаются обрамляющими магнитными аномалиями (см. рис. 10, в). Наблюдаются и прямые соответствия гравитационных и магнитных аномалий, например в южной и северной частях Срединно-Атлантического хребта.

Сравнение разновысотных карт гравитационного поля (см. рис. 9, б; 10, а) ясно подчеркивает разнотемперный характер отраженных на них процессов. Так, гравитационные аномалии, связанные с Гималаями, хорошо выраженные на низковысотной карте (см. рис. 10, а), почти исчезают при расчете величины поля на высоте 1500 км (см. рис. 9, б). Это однозначно свидетельствует о связи картины гравитационного поля с процессами на уровне литосферы и отражает коллизионную обстановку в этом регионе. Напротив, крупная гравитационная аномалия на севере Индийского океана существенно усиливается при измерениях на высоте 1500 км, что указывает в пользу ее глубинного происхождения [Ghosh et al., 2017].

Хорошей иллюстрацией взаимоотношений литосферных гравитационных и магнитных аномалий является их сопоставление для района крупнейшего Уренгойского газового месторождения [Purucker, Whaler, 2015]. На рисунке 11 приведены карты гравитационных и магнитных аномалий по данным глобальных моделей EMAG2 и DTU15. Четкое соответствие рисунка гравитационных и магнитных полей обусловлено литологическими и структурными факторами. В магнитном поле лучше выражена субмеридиональная троговая зона (до 67° с.ш.) и западное приразломное поднятие, а в гравитационном поле лучше и шире отражено восточное поднятие. На фоне магнитных (см. рис. 11, а) и гравитационных (см.

Рис. 9. Сопоставление магнитных и гравитационных аномалий глубинного происхождения.

a — современная модель главного магнитного поля (модуль) на эпоху 2020—2025 годов IGRF-13 [Thébault et al., 2015] с контурами мировых магнитных аномалий (К — канадская, ВС — Восточно-Сибирская, А — Антарктическая, Б — Бразильская), жирные черные линии проведены для облегчения сопоставления с гравитационными аномалиями на рисунке ниже; *б* — аномалии гравитационного поля (в свободном воздухе), рассчитанные на высоте 1500 км с помощью сервиса GFZ [Drewes et al., 2016; Ince et al., 2019], модель TIM_R6e [Zingerle et al., 2019] с контурами мировых магнитных аномалий; *в* — модель магнитного поля IGRF-13, вертикальная составляющая, рассчитанная на глубине 2370 км для сферической поверхности радиуса 4000 км с центом в геометрическом центре Земли, тонкие белые линии — контуры материковых аномалий, пунктирные белые линии — условные границы крупных гравитационных аномалий, проведенные по изолиниям гравитационного поля -3.5 и 2 мГал; *г* — то же, для IGRF-13 горизонтальная составляющая.

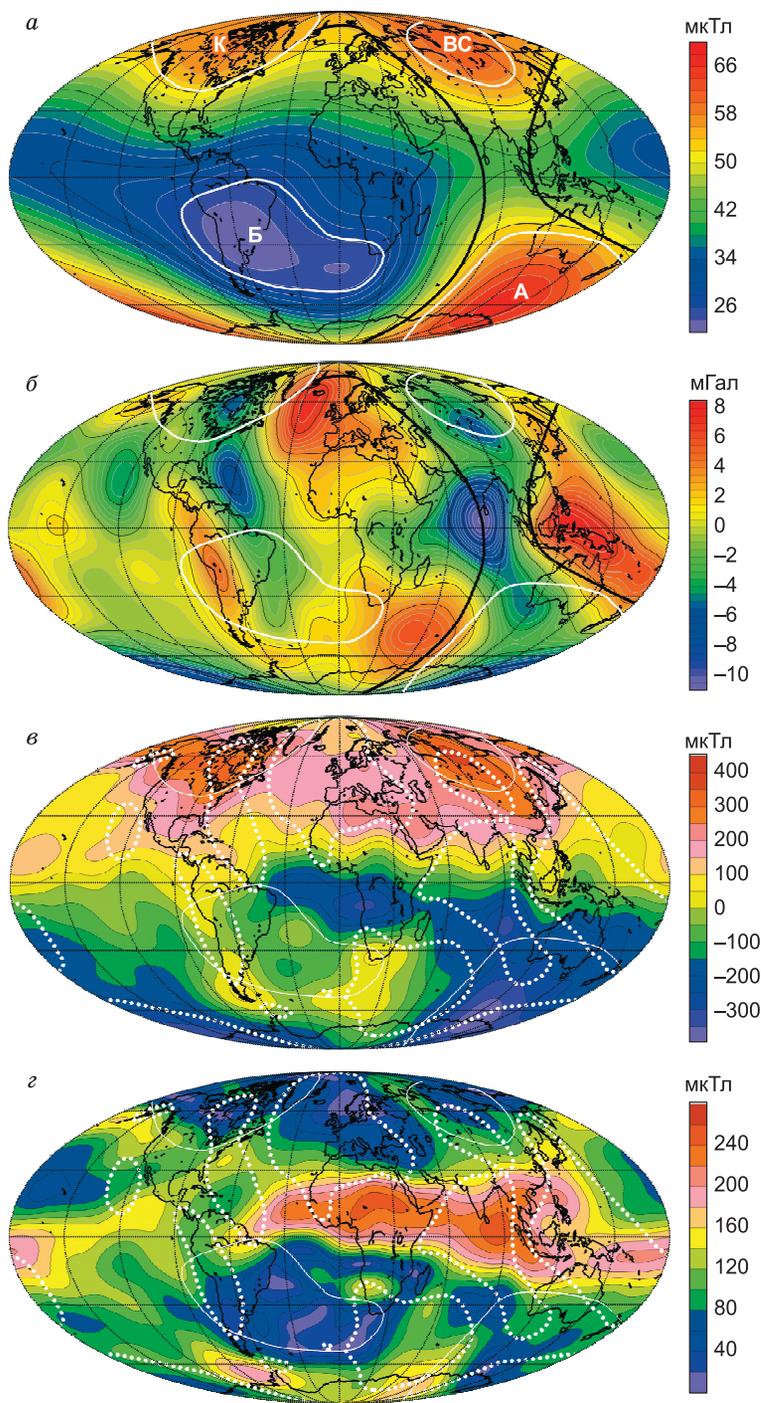


рис. 11, б) аномалий показаны газовые и газоконденсатные месторождения центральной части северной половины Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Сиреневым контуром выделено крупнейшее Уренгойское газовое месторождение, которое приурочено к крупному рифтогенному прогибу, отраженному и на магнитной, и на гравитационной карте отрицательными аномалиями. Остальные 55 месторождений вокруг Уренгойского месторождения приурочены как к отрицательным, подобно уренгойскому типу (14 месторождений), так и к положительным купольным структурам (40 месторождений) различного масштаба (черные жирные линии) и к локальным куполам (черный пунктир). Только 11 месторождений (в основном в юго-восточной области рассматриваемого района) остались в межкупольной позиции.

Приуроченность газовых и газоконденсатных месторождений к структурам, выделяемым по приведенным гравитационным и магнитным полям, видна на обоих картах (см. рис. 11), но лучшая их локализация в центрах купольных структур наблюдается на гравитационной карте.

В чем отличие разнотипных по структурной приуроченности месторождений, предстоит еще выяснять. Эта задача включает несколько сопряженных задач, в том числе, почему и на каком этапе газ и/или конденсат «перекачивался» в купола. В работе [Астахов, 2019] предположено, что это могло происходить во время кайнозойских оледенений (в последние 150 тыс. лет) за счет механического «газового насоса».

Таким образом, очевидно, что выявленные взаимосвязи гравитационных и магнитных аномалий как на глобальном, так и региональном уровнях достойны дальнейшего изучения, хотя достоверное

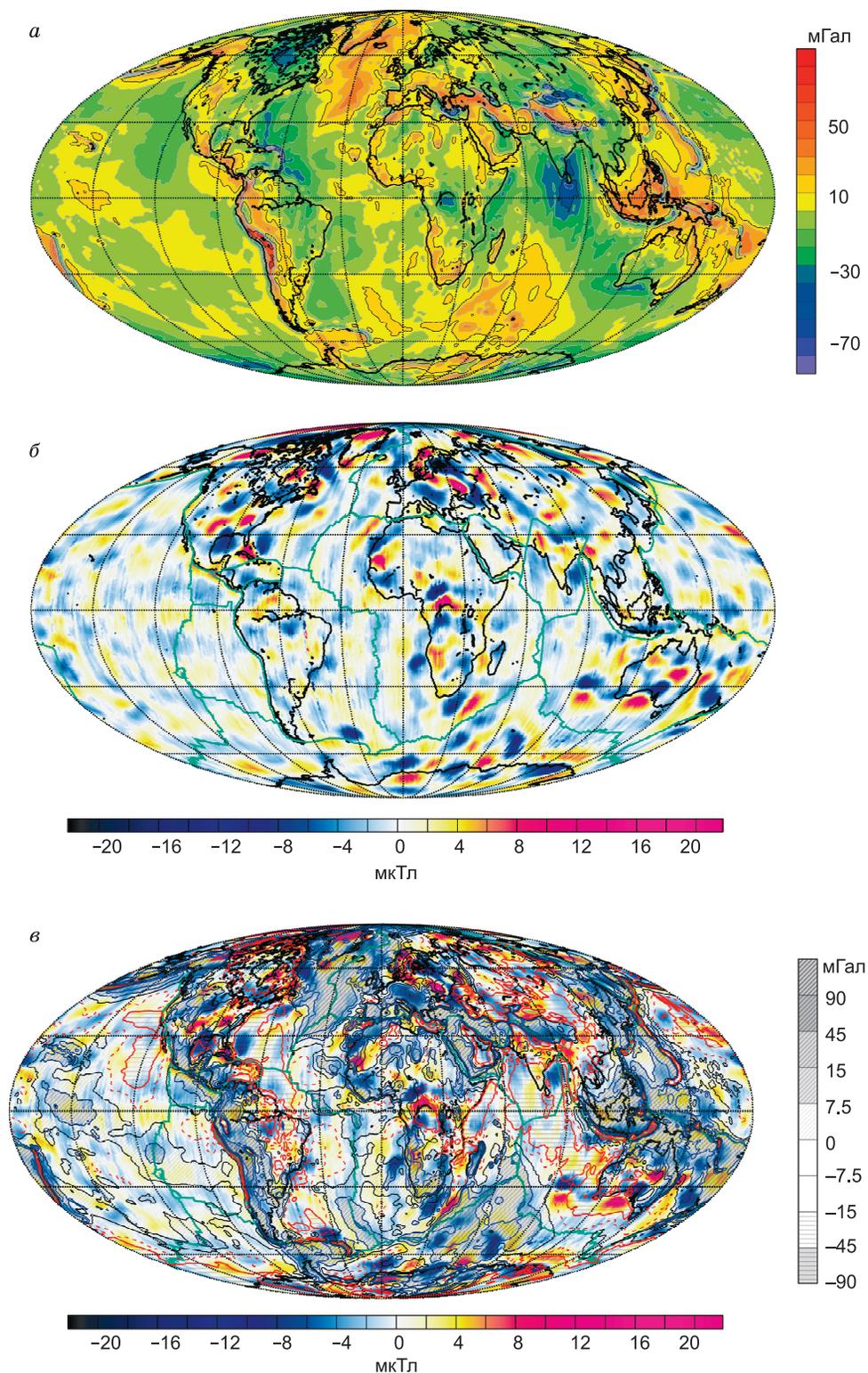


Рис. 10. Сопоставление магнитных и гравитационных аномалий корового происхождения.

a — региональные гравитационные аномалии, рассчитанные на высоте 100 км с помощью сервиса GFZ [Drewes et al., 2016; Ince et al., 2019], модель TIM_R6c [Zingerle et al., 2019]; *б* — региональные магнитные аномалии, полученные восстановлением спутниковых измерений на высоте 400 км [Thébault, 2006]; *в* — наложение контуров аномалий магнитного и гравитационного (со штриховкой) полей.

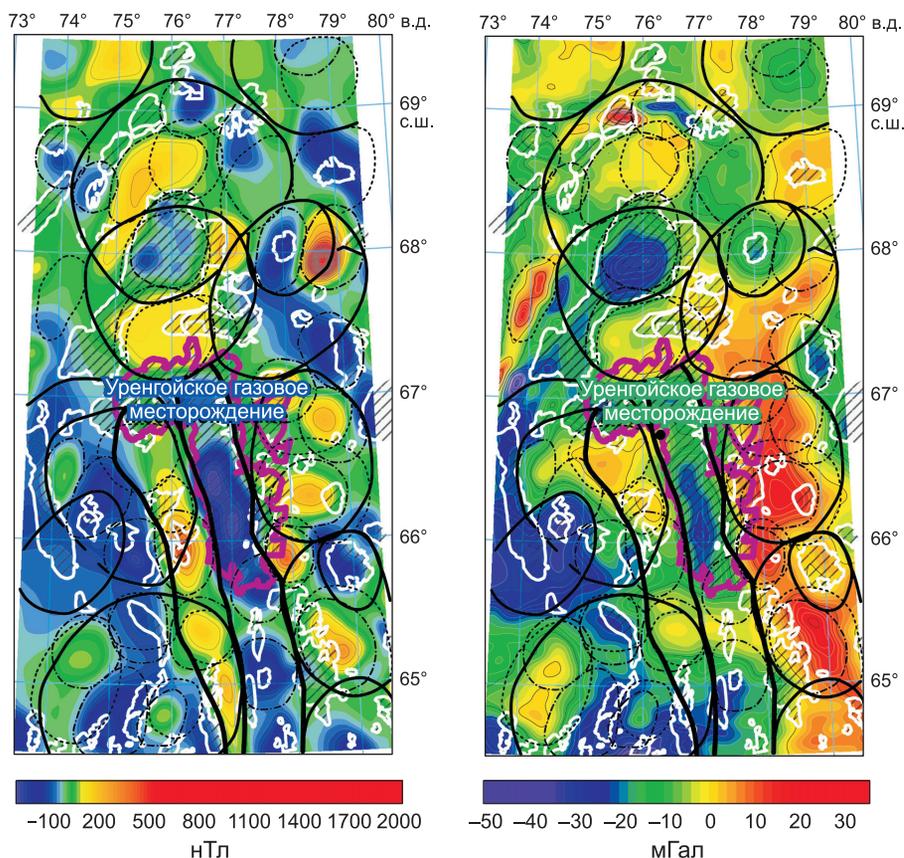


Рис. 11. Аномалии магнитного поля (ΔT_a) и гравитационные аномалии в свободном воздухе в районе Уренгойского газового месторождения.

Магнитные данные из глобальной модели EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], гравитационные — из модели DTU15 [Andersen, Knudsen, 2016]. Жирные черные линии — интерпретируемые структурные линии. Тонкие пунктирные линии — структуры второго порядка, выделяемые по гравитационным аномалиям, тонкие штрихпунктирные линии — структуры по магнитным аномалиям. Толстыми пунктирными сиреневыми линиями (с заполнением штриховкой) очерчены контуры Уренгойского месторождения, белыми линиями (с заполнением штриховкой) — другие газовые и газоконденсатные месторождения.

объяснение причин этой связи пока недостаточное и можно высказать лишь некоторые предположения. Так, выявленное совпадение на глубинном уровне может быть объяснено наличием крупнейшей группы современных мантийных плюмов, формирующих нескольких сближенных ареалов от Тибета до Прибайкалья, в зоне влияния пододвигаемой Индийской плиты, вплоть до Байкала и Станового хребта [Добрецов, 2020]. Это влияние не распространяется на сами плюмы. Скорее наоборот, наличие плюмов, функционировавших в интервале 30 млн лет до настоящего времени, является главной причиной формирования протяженной области горообразования и сопутствующего рифтогенеза в 3.5 тыс. км от зоны коллизионного взаимодействия. Плотностные аномалии, связанные с плюмами, распространяются на большую глубину и не могут быстро релаксировать, поэтому контуры горячих полей Tuzo и Jason сохраняются длительное время [Torsvik, Cocks, 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный обзор и проведенный анализ позволяют сформулировать четыре основных вывода.

1. Магнитное поле Земли определяется взаимодействием внешнего магнитного поля, зависящего от солнечного ветра и ионосферы с высокочастотными колебаниями, и внутреннего магнитного поля, зависящего от теллогравитационной конвекции во внешнем ядре, сложной формы и неравномерного вращения Земли и крупных магнитных аномалий литосферы.

2. Отсутствие инверсий или крайне низкая их частота в длительные промежутки времени определяются интенсивностью плюмов, приводящих к остыванию ядра, возрастанию скорости конвекции в астеносфере и периодическому изменению геодинамического режима.

3. За исключением периодов самого инверсионного перехода, включая время диффузной устойчивости длительностью не более 20 тыс. лет, можно наметить три главных типа состояния магнитного поля Земли:

— без инверсий с ламинарной (слаботурбулентной) конвекцией длительностью до 40 млн лет (ордовик, конец перми—ранний мел) при охлаждении ядра посредством плюмов;

— с нерегулярными инверсиями до 5—6 раз за млн лет в эпохи частичного перегрева ядра с высокой и сильно переменной турбулентностью конвекции в ядре;

— с экстремально частыми инверсиями до 25—30 раз за 1 млн лет в эпохи интенсивного и, возможно, длительного перегрева ядра (в венде, палеопротерозе?).

4. Пространственная характеристика величины главного геомагнитного поля имеет качественное сходство с характеристиками гравитационного поля и, вероятно, взаимосвязана с областями концентрации плюмовой активности. Сходство в расположении экстремумов главного магнитного поля Земли и центров гравитационных аномалий в свободном воздухе, а также ареалов распространения крупных магматических провинций подтверждают этот тезис, однако требует дополнительного исследования. В частности, одним из важнейших вопросов является природа сильнейшей отрицательной гравитационной аномалии под Тибетом.

Дальнейшее развитие этих и других, не полностью отраженных в данной статье, закономерностей требует дальнейшего исследования. Мы отметим только некоторые общие предположения. Теория гидромагнитного динамо показывает, что существование N- и R-полярности в среднем равновероятно, а это значит, что в среднем оно будет выдерживаться, что подтверждается имеющимися палеомагнитными данными. При этом достаточно малых отклонений, чтобы вызвать изменение поля. Предпочтительность полярности обусловлена влиянием на механизм динамо внешних по отношению к жидкому ядру процессов. Таким процессом может быть, например, изменение конвективной системы в нижней мантии или внешнем ядре. В частности, А. Кокс [Cox, 1981] предположил, что при перестройке конвективной системы в мантии может меняться распределение температуры между Северным и Южным полушариями на уровне границы ядро—мантия. Если величина магнитного момента и предпочтительность полярности действительно зависят от особенностей конвекции в нижней мантии, то на частоту инверсий, скорее, влияет состояние границы ядро—мантия, которое, в свою очередь, может отражать неоднородности распределения вещества, неоднородности конвекции нижней мантии (например, крупные плюмы или их отсутствие). В настоящее время все, изложенное в этом абзаце, не более, чем относительно логичные предположения. Выяснение этих вопросов — будущая задача исследователей.

Мы искренне признательны чл.-кор. РАН А.Н. Диденко, чл.-кор. РАН И.Ю. Кулакову за конструктивную критику материалов настоящей статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 19-17-00091) и РФФИ (проекты № 18-05-70035, 18-05-00234), Министерства науки и высшего образования (проект № FSUS-2020-0039).

ЛИТЕРАТУРА

Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Верниковский В.А., Брагин В.Ю. Палеомагнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (9), с. 1445—1468.

Астахов В.И. Четвертичная гляциотектоника Урало-Сибирского Севера // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (12), с. 1692—1708.

Бахмутов В.Г. Палеогеомагнитные вариации. Киев, Наук. думка, 2006, 295 с.

Бурлацкая С.П. Изменение напряженности геомагнитного поля за последние 8500 лет по мировым археомагнитным данным // Геомагнетизм и аэрономия, 1970, т. 10, № 4, с. 694—699.

Витте Л.В., Василевский А.Н. Геологическая природа региональных магнитных и гравитационных аномалий Монголо-Забайкальской провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1851—1860.

Галле И., Павлов В.Э. Три режима работы геодинамо // Физика Земли, 2016, № 2, с. 148—153.

Диденко А.Н. О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.

Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан—Евразия в конце раннего мела // ДАН, 2019, т. 487, № 4, с. 405—408.

Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (5), с. 5—19.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

- Добрецов Н.Л.** Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (5—6), с. 617—647.
- Добрецов Н.Л., Чумаков Н.М.** Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001, с. 11—26.
- Добрецов Н.Л., Василевский А.Н.** Гравитационное поле, рельеф и вулканические комплексы Камчатки и зоны соединения с Алеутской дугой // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (7), с. 972—999.
- Добрецов Н.Л., Василевский А.Н.** Отражение постгляциальных поднятий в гравитационном поле и неоген-четвертичных структурах // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (12), с. 1661—1691.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н.** Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 5—24.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н.** Геодинамические комплексы и структуры Забайкалья, их отражение в гравитационных полях // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (3), с. 301—317.
- Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А.** Турбулентная конвекция и магнитное поле внешнего ядра Земли // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 601—612.
- Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И.** Поведение палеонапряженности и интервалов между инверсиями геомагнитного поля в последние 167 млн лет // Геомагнетизм и аэрономия, 2018, т. 58, № 1, с. 39—45.
- Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И.** Вариации напряженности геомагнитного поля с характерными временами ~5 и 1 млн лет // Геомагнетизм и аэрономия, 2019, т. 59, № 2, с. 265—272.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф.** Состав и строение ядра Земли. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2016, 304 с.
- Метелкин Д.В., Казанский А.Ю.** Геотектоника и геодинамика: основы магнитотектоники. М., Юрайт, 2018, 126 с.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Каширцев В.А., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В.** Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // ДАН, 2008, т. 418, № 4, с. 500—505.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.
- Метелкин Д.В., Лавренчук А.В., Михальцов Н.Э.** О возможности записи инверсии геомагнитного поля в долеритовых силлах Норильского района: результаты математического моделирования // Физика Земли, 2019, № 6, с. 24—33.
- Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю.** Магнитохроностратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения // Физика Земли, 2007, № 10, с. 15—23.
- Павлов В.Э., Веселовский Р.В., Шацлло А.В., Галле И.** Магнитная стратиграфия опорного разреза ордовика среднего течения р. Ангары — еще одно доказательство существования ордовикского геомагнитного суперхрона // Физика Земли, 2012, № 5, с. 14—22.
- Павлов В.Э., Пасенко А.М., Шацлло А.В., Паверман В.И., Щербакова В.В., Малышев С.В.** Систематика палеомагнитных направлений раннего кембрия северных и восточных районов Сибирской платформы и проблема аномального геомагнитного поля вблизи границы протерозоя и фанерозоя // Физика Земли, 2018, № 5, с. 122—146.
- Палеомагнитология** / Ред. А.Н. Храмов. Л., Недра, 1982, 312 с.
- Петрова Г.Н.** Циклические изменения магнитного поля Земли // Физика Земли, 2002, № 5, с. 5—14.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., ИФЗ РАН, 1995, 298 с.
- Печерский Д.М., Любушин А.А., Шаронова З.В.** О синхронности событий в ядре и на поверхности Земли: изменения в органическом мире и полярности геомагнитного поля в фанерозое // Физика Земли, 2010, № 7, с. 64—74.
- Решетняк М.Ю., Павлов В.Э.** Эволюция дипольного геомагнитного поля. Наблюдения и модели // Геомагнетизм и аэрономия, 2016, т. 56, № 1, с. 117—132.
- Шацлло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В.** Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН, 2015, т. 465, № 4, с. 464—468.

Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Малышев С.В. Палеомагнитные, седиментологические и изотопные данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибири: новый взгляд на проблему низкоширотных оледенений // *Физика Земли*, 2019, № 6, с. 34—58.

Шрейдер А.А., Сажнева А.Э., Варга П., Денис К. Эволюция виртуального дипольного момента в геологической истории Земли // *Океанология*, 2019, т. 59, № 5, с. 852—858, doi: 10.31857/S0030-1574595852-858.

Щербаков В.П., Сычева Н.К. Об изменении величины геомагнитного диполя за геологическую историю Земли // *Физика Земли*, 2006, № 3, с. 25—30.

Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Латышев А.В., Фетисова А.М. О проверке гипотезы низкого мезозойского поля на трапповых породах Сибири // *Физика Земли*, 2015, № 3, с. 47—67.

Яновский Б.М. *Земной магнетизм*. Изд-во Ленингр. ун-та, 1978, 592 с.

Amit H., Choblet G., Olson P., Monteux J., Deschamps F., Langlais B., Tobie G. Towards more realistic core–mantle boundary heat flux patterns: a source of diversity in planetary dynamos // *Prog. Earth Planet. Sci.*, 2015, v. 2, p. 1—26.

Andersen O.B., Knudsen P. Deriving the DTU15 Global high resolution marine gravity field from satellite altimetry // Abstract from ESA Living Planet Symposium, 2016, Prague, Czech Republic, paper 1558.

Berner R.A., Kothavala Z. GEOCARB III: a revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time // *Am. J. Sci.*, 2001, v. 301, p. 182—204.

Biggin A.J., Strik G.H.M.A., Langereis C.G. The intensity of the geomagnetic field in the late-Archaeon: new measurements and an analysis of the updated IAGA palaeointensity database // *Earth, Planets, Space*, 2009, v. 61, p. 9—22.

Biggin A., Piispa E., Pesonen L., Holme R., Paterson G., Veikkolainen T., Tauxe L. Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation // *Nature*, 2015, v. 526, p. 245—248.

Bottke W.F., Vokrouhlický D., Marchi S., Swindle T., Scott E.R.D., Weirich J., Levison H. Dating the Moon-forming impact event with asteroidal meteorites // *Science*, 2015, v. 348, p. 321—323.

Braginsky S.I., Roberts P.H. Equations governing convection in Earth's core and the geodynamo // *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 1995, v. 79, p. 1—97.

Bradley D.C. Passive margins through earth history // *Earth Sci. Rev.*, 2008, v. 91, № 1—4, p. 1—26, doi: 10.1016/j.earscirev.2008.08.001.

Butler R.F. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains*. Oxford, Backwell Sci. Publ., 1992, 319 p.

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. The continental record and the generation of continental crust // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 2013 v. 125, № 1—2, p. 14—32, doi: 10.1130/B30722.1.

Channell J.E.T., Vázquez Riveiros N., Gottschalk J., Waelbroeck C., Skinner L.C. Age and duration of Laschamp and Iceland Basin geomagnetic excursions in the South Atlantic Ocean // *Quat. Sci. Rev.*, 2017, v. 167, p. 1—13.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth Sci. Rev.*, 2007, v. 82, p. 29—74.

Condie K.C., Davaille A., Aster R.C., Arndt N. Upstairs–downstairs: supercontinents and large igneous provinces, are they related? // *Int. Geol. Rev.*, 2015, v. 57, p. 1341—1348.

Constable C. On rates of occurrence of geomagnetic reversals // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2000, v. 118, p. 181—193.

Cox A. A stochastic approach towards understanding the frequency and polarity bias of geomagnetic reversals // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1981, v. 24, № 2—3, p. 178—190.

Drewes H., Kuglitsch F., Adám J., Rózsa S. The Geodesists Handbook 2016 // *J. Geod.*, 2016, v. 90 (10), p. 907—1205, doi: 10.1007/s00190-016-0948-z.

Ernst R. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press., 2014, 653 p., doi:10.1017/CBO9781139025300.

Ferk A., Leonhardt R. The Laschamp geomagnetic field excursion recorded in Icelandic lavas // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2009, v. 177, p. 19—30.

Gallet Y., Pavlov V. Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraint on the geomagnetic reversal frequency during the early Paleozoic // *Geophys. J. Int.*, 1996, v. 125, p. 95—105.

Ghosh A., Thyagarajulu G., Steinberger B. The importance of upper mantle heterogeneity in generating the Indian Ocean Geoid Low // *Geophys. Res. Lett.*, 2017, v. 44, p. 9707—9715, doi: 10.1002/2017GL075392, 2017.

Glatzmaier G.A., Roberts P.H. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal // *Nature*, 1995, v. 377, p. 203—209.

- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.** The Geological Time Scale. Elsevier, 2012, 1144 p.
- Hannisdal B., Peters S.E.** Phanerozoic Earth system evolution and marine biodiversity // *Science*, 2011, v. 334, p. 1121—1124.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B.** Tectonics and crustal evolution // *Geol. Soc. Am. Today*, 2016, v. 26, № 9, p. 4—11, <https://doi.org/10.1130/GSATG272A.1>.
- Ince E.S., Barthelmes F., Reißland S., Elger K., Förste C., Flechtner F., Schuh H.** ICGEM — 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans // *Earth Syst. Sci. Data*, 2019, v. 11, p. 647—674, doi: 10.5194/essd-11-647-2019.
- Jarboe N.A., Coe R.S., Glen J.M.G.** Evidence from lava flows for complex polarity transitions: the new composite Steens Mountain reversal record // *Geophys. J. Int.*, 2011, v. 186, p. 580—602.
- Kageyama A., Ochi M.M., Sato T.** Flip-flop transitions of the magnetic intensity and polarity reversals in the magnetohydrodynamic dynamo // *Phys. Rev. Lett.*, 1999, v. 82, p. 5409—5412.
- Kelly P., Gubbins D.** The geomagnetic field over the past 5 Myr // *Geophys. J. Int.*, 1997, v. 128, p. 315—330.
- Kirschvink J.L., Ripperdan R.L., Evans D.A.** Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander // *Science*, 1997, v. 277, p. 541—545.
- Kutzner C., Christensen U.** From stable dipolar to reversing numerical dynamos // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2002, v. 131, p. 29—45.
- Larson R.L., Olson P.** Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 437—447.
- McDougall I.** The present status of the geomagnetic polarity time scale // *The Earth: Its origin, structure and evolution* / Ed. M.W. McElhinny. London, Academic Press, 1979, p. 543—566.
- McElhinny M.W., MacFadden P.L.** Paleomagnetism: continents and oceans. San Diego, CA, Academic Press, 2000, 386 p.
- Meert J.G.** A paleomagnetic analysis of Cambrian true polar wander // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 168, p. 131—144.
- Merrill R.T., McElhinny M.W.** The Earth's magnetic field. London, Academic Press, 1983, 401 p.
- Merrill R.T., MacFadden P.L.** Geomagnetic polarity transitions // *Rev. Geophys.*, 1999, v. 37, p. 201—226.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D.** Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, № 2—3, p. 400—419.
- Meyer B., Saltus R., Chulliat A.** EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) Version 3. National Centers for Environmental Information, NOAA. Model, 2017, doi:10.7289/V5H70CVX.
- Mitchell R.N.** True polar wander and supercontinent cycles: Implications for lithospheric elasticity and the triaxial earth // *Am. J. Sci.*, 2014, v. 314, № 5, p. 966—979.
- Narteau C., Le Mouél J.-L., Valet J.-P.** The oscillatory nature of the geomagnetic field during reversals // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 262, p. 66—76.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M.** A concise Geologic Time Scale. Amsterdam, Elsevier, 2016, 240 p., doi: 10.1016/C2009-0-64442-1.
- Olson P., Amit H.** Changes in earth's dipole // *Naturwissenschaften*, 2006, v. 93, p. 519—542.
- Olson P., Amit H.** Mantle superplumes induce geomagnetic superchrons // *Front. Earth Sci.*, 2015, v. 3, № 38, doi: 10.3389/feart.2015.00038.
- Olson P.L., Glatzmaier G.A., Coe R.S.** Complex polarity reversals in a geodynamo model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 304, p. 168—179.
- Olson P., Hinnov L.A., Driscoll P.E.** Nonrandom geomagnetic reversal times and geodynamo evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 388, p. 9—17.
- Opdyke N.D., Channell J.E.T.** Magnetic stratigraphy. New York, Academic Press., 1996, 346 p.
- Perrin M., Schnepf E.** IAGA paleointensity database: distribution and quality of the data set // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2004, v. 147, p. 255—267.
- Prokoph A., Shields G., Veizer J.** Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history // *Earth Sci. Rev.*, 2008, v. 87, p. 113—133.
- Purucker M.E., Whaler K.A.** Crustal magnetism // *Treatise on geophysics*. 2nd ed. / Ed. G. Schubert. Oxford, Elsevier, 2015, v. 5, p. 185—218.
- Roberts P.H.** Theory of the geodynamo // *Treatise on geophysics*. 2nd ed. / Ed. G. Schubert. Oxford, Elsevier, 2015, v. 8, p. 57—90.
- Rohde R.A., Muller R.A.** Cycles in fossil diversity // *Nature*, 2005, v. 434, p. 208—210.
- Sarson G.R., Jones C.A.** A convection driven geodynamo reversal model // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1999, v. 111, p. 3—20.

- Shields G.A.** A normalised seawater strontium isotope curve: Possible implications for Neoproterozoic-Cambrian weathering rates and the further oxygenation of the Earth // *eEarth*, 2007, v. 2, p. 35—42.
- Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Biggin A.J.** Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // *Geophys. J. Int.*, 2020, v. 220, № 3, p. 1928—1946, doi: 10.1093/gji/ggz566.
- Smirnov A.V., Evans D.A.D.** Geomagnetic paleointensity at 2.41 Ga as recorded by the Widgiemooltha Dike Swarm, Western Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015, v. 416, p. 35—45.
- 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. Inter.*, 2011, v. 187, p. 225—231.
- 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*, 2007, v. 446, № 7136, p. 657—660. doi 10.1038/nature05667.
- 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*, 2010, v. 327, № 5970, p. 1238—1240. doi 10.1126/science.1183445.
- Tarduno J., Cottrell R., Davis W., Nimmo F., Bono R.K.** A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals // *Science*, 2015, v. 349, p. 521—524.
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Bono R.K., Oda H., Davis W.J., Fayek M., van 't Erve O., Nimmo F., Huang W., Thern E.R., Fearn S., Mitra G., Smirnov A.V., Blackman E.G.** Paleomagnetism indicates that primary magnetite in zircon records a strong Hadean geodynamo // *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, 2020, v. 117, № 5, p. 2309—2318.
- Tauxe L., Yamazaki T.** Paleointensities // *Treatise on geophysics*. 2nd ed. / Ed. G. Schubert. Oxford, Elsevier, 2015, v. 5, p. 461—509.
- Thébaud E.** Global lithospheric magnetic field modelling by successive regional analysis // *Earth Planets Space*, 2006, v. 58, p. 485—495, doi: 10.1186/BF03351944.
- Thébaud E., Finlay C.C., Beggan C.D., Alken P., Aubert J., Barrois O., Bertrand F., Bondar T., Boness A., Brocco L., Canet E., Chambodut A., Chulliat A., Coisson P., Civet F., Du A., Fournier A., Fratter I., Gillet N., Hamilton B., Hamoudi M., Hulot G., Jager T., Korte M., Kuang W., Lalanne X., Langlais B., Léger J.-M., Lesur V., Lowes F.J., Macmillan S., Manda M., Manoj C., Maus S., Olsen N., Petrov V., Ridley V., Rother M., Sabaka T.J., Saturnino D., Schachtschneider R., Sirol O., Tangborn A., Thomson A., Toffner-Clausen L., Vigneron P., Wardinski I., Zvereva T.** International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // *Earth Planets Space*, 2015, v. 67, 79, doi 10.1186/s40623-015-0228-9.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M.** Earth history and palaeogeography. Cambridge University Press, 2016, 317 p., doi: 10.1017/9781316225523.
- Valet J.-P., Fournier A., Courtillot V., Herrero-Bervera E.** Dynamical similarity of geomagnetic field reversals // *Nature*, 2012, v. 490, p. 89—93.
- Voice P.J., Kowalewski M., Eriksson K.A.** Quantifying the timing and rate of crustal evolution: Global compilation of radiometrically dated detrital zircon grains // *J. Geol.*, 2011, v. 119, № 2, p. 109—126, doi: 10.1086/658295.
- Wicht J., Meduri D.G.** A gaussian model for simulated geomagnetic field reversals // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2016, v. 259, p. 45—60.
- Zingerle P., Brockmann J.M., Pail R., Gruber T., Willberg M.** The polar extended gravity field model TIM_R6e // GFZ Data Services, 2019, doi: 10.5880/ICGEM.2019.005.

*Поступила в редакцию 25 июля 2020 г.,
после доработки — 28 августа 2020 г.*