

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

Н.Л. Добрецов<sup>1,2</sup>, Д.В. Метелкин<sup>2,1</sup>, А.Н. Василевский<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090,  
Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, д.3, Россия*

<sup>2</sup> *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д.2,  
Россия*

### АННОТАЦИЯ

В работе представлен обзор и анализ современных представлений 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, а возможно и более раз за млн лет.

Проиллюстрированное качественное сходство в расположение экстремумов главного магнитного поля Земли, центров гравитационных аномалий в свободном воздухе и ареалов распространения крупных магматических провинций хотя и не имеет пока достоверного

объяснения, однако представляется фундаментальным и требует специального изучения и детализации.

*Ключевые слова: геомагнитное поле, инверсии, гравитационные аномалии, геодинамо, плюмы, глобальная тектоника.*

## 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 гравитационных 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 тоже 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 магматизма на основе сопоставления спутниковых данных, отражающих короткопериодные изменения современного состояния магнитного и гравитационных 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 и др., 2019; Добрецов, Василевский, 2018, 2019]. В тоже 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 наблюдаемых, 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 величины (напряженности) 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 года (рис. 1). Прежде всего отчетливо видно, что вариации склонения и наклонения четко коррелируются с изменением напряженности. Последнее, очевидно, является отражением высокочастотных колебаний ионосферы, контролируемые солнечным ветром. Максимальные колебания будут во время магнитных бурь, а в периоды относительно спокойного состояния Солнца общее увеличение амплитуды колебаний похожее на “дрожание”, заметнее для светлого времени суток, после 08:00 всемирного времени, как показано на рисунке 1. При этом амплитуды вариаций и число высокоамплитудных отклонений в полярных областях, как в 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 показано закручивание конвективных потоков, возникающее вследствие силы Кариолиса, при вращении Земли. Эти потоки будут создавать дополнительные, наложенные высокочастотные токовые системы, влияющие на его дипольность, однако 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 – окислы, 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, симметрично относительно оси вращения Земли и существенно более стационарно 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 о том, 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 ( $6 \times 10^{-6}$  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 конвективных потоков и в нисходящих конвективных воронках в пределах внешнего ядра [Добрецов и др., 2001] (см рис. 2). Изменение в суммарных скоростях, т.е. 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  $11.5^\circ$  к оси вращения Земли (рис. 3). 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 (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, расположены 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, испытывающего наблюдаемые годовые, суточные и более короткопериодные вариации. В том числе, в течение исторического времени по данным обсерваторских наблюдений отмечена тенденция смещения магнитных полюсов на запад со средней скоростью 0.2 °/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 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 временных отрезках геологической истории, могут составить только длиннопериодные вариации, вызывающие заметные 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 3-10° по склонению, 2-5° по наклонению и 2-6 мкТл по напряженности, [Бурлацкая, 1970; Петрова, 2002; Бахмутов, 2006]. Таким образом, вариации недипольной части имеют характерные времена менее чем  $10^3 - 10^4$  лет, а основное колебание дипольного поля – период около  $10^4 - 10^5$  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 рисунке 4 показано положение северного магнитного полюса в течение последних 2000 лет. Для определения средних значений использованы данные не менее чем по 8-ми 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 ( $10^4 - 10^5$  лет) с 95%-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  $88.2^\circ$  СШ и  $84.6^\circ$  ВД [Бахмутов, 2006]. Соответственно построенный по таким данным последовательный временной ряд палеомагнитных полюсов будет представлять кажущееся смещение в реальности неподвижного геомагнитного полюса, координаты которого совпадают с географическим, и отражает перемещением 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; McElchinnу, McFadden, 2000; Cocks, Torsvik, 2007; Метелкин и др., 2008, 2012; Metelkin et al., 2010 и другие], 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, 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 [Merril, 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 плюмовой активности, не только являются “удобным” объектом 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 это закономерность намечается для последних 150 млн лет. Во время мелового суперхрона (84 – 124 млн лет назад), 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 км<sup>3</sup>). В периоды частых инверсий, например, непосредственно перед наступлением суперхрона (~ 130 млн лет назад) или на рубеже голоцена – миоцена (~ 25 млн лет назад) объем вынесенного вулканического материала почти на порядок меньше, всего около 1 млн км<sup>3</sup>. Даже в период относительного краткого максимума магматизма, около 60 млн лет назад, число инверсий стремиться к минимуму по сравнению с соседними интервалами (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, полуколичественные, с большим интервалом получаемых оценок из-за недостатка экспериментальных данных при характерных для внешнего ядра давлениях около 135 кбар и температурах выше 4000°C [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 Киама, 265 – 313 млн лет). Обоснованный в последнее время ордовикский суперхрон Майеро также обратной полярности вдвое короче 463 – 483 млн лет назад [Gallet, Pavlov, 1996; Павлов и др., 2012]. Кроме того, сравнительно редкие инверсии на рубеже девона – карбона ~ 350 – 370 млн лет назад и в триасе ~ 200 – 240 млн лет назад, 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 (рис 5); отражением суперхрона Киама и триасового понижения частоты инверсий можно считать образование крупнейших плюмов Азии: Таримский, Эмейшанский, Сибирский; девон – карбоновый рубеж понижения частоты инверсий ознаменован интенсивным внутриплитным магматизмом, который сопровождал вилюйской 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 (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, других 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 многое другое позволяют наметить и другую интервальную повторяемость событий [Добрецов, 1994, 2010; Berner, Kothavala, 2001; Rohde, Muller, 2005; Hannisdal, Peters, 2011; Печерский и др., 2010; Диденко, 2011; Ernst, 2014; Amit et al., 2015; Condie et al., 2015, Литасов, Шацкий, 2016]. Однако главной периодичностью в эволюции Земли и ее биосферы, определяемых периодическими 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 геодинамо 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 продолженные 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 геодинамо и эволюции магнитного поля Земли, является изменений его напряженности, в том числе в периоды инверсий. В рамках описанной выше модели высокие значения палеонапряженности магнитного поля должны соответствовать интенсивной работе геодинамо, т.е. этапам перегрева внешнего ядра с частыми инверсиями. В момент резкого отвода тепла за счет возникающих плюмов, интенсивность работы геодинамо 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 [Таухе, Yamazaki, 2015], позволяют наметить несколько периодов резкого снижения величины магнитного поля непосредственно предшествующие активному плюмовому магматизму в середине девоне, поздней перми и, возможно, начале мелового периода [Щербаков, Сычева, 2006; Tarduno et al., 2007, 2010, 2015; Biggin et al., 2009, 2011; Smirnov et al., 2011; Smirnov, Evans, 2015; Щербакова и др., 2015; Шрейдер и др., 2015].

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 тоже 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 [Таухе, Yamazaki, 2015], это может дать второе объяснение. 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 сильного 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 лет назад. В целом, докембрийский интервал эволюции магнитного поля Земли может значительно 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 геодинамо 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  $8 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>. К сожалению, количество достоверных определений палеонапряженности для докембрийского интервала не так велико, это связано с объективными причинами, поскольку соответствующие 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 определений. 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 геодинамо 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<sub>2</sub> и реакции, соответствующей равновесию Будуара:  $4\text{CO} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CH}_4 + 3\text{CO}_2$ , и также предположительно обусловленных формированием внутреннего ядра. В тоже время на рисунке 6 синим отмечено 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 магнитногидродинамическое 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 рисунке 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 геодинамо, 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 – 4.2 млрд лет, также показывают значения, сопоставимые с современными (см. рис. 7) [Tarduno et al., 2020].

Таким образом, можно полагать, что обособление внутреннего ядра произошло на самом раннем этапе формирования Земли и уже в хадее, 4.3 – 4.1 млрд лет назад, 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 оформилось к 3.2 – 3.3 млрд лет назад (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 рисунке 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. 9а). 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 (рис. 9б). 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, тем не менее, сопоставляя полученные карты видно, что общий характер пространственного расположения экстремумов гравитационных и магнитных полей в определенной степени сходный. При этом знак магнитных 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 (рис. 9 в, г). 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 (рис. 9 в, г) наложены изолинии гравитационного поля - 3.5 и 2 мГл, отражающие условные границы крупных гравитационных аномалий (рис. 9б), а также обозначенные выше контуры мировых магнитных аномалий (рис. 9а). Нетрудно заметить, что практически всем гравитационным аномалиям имеется соответствие либо вертикальной, либо горизонтальной компоненты магнитного поля.

Глядя на представленные карты (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 длительное время 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 проведена на основе сравнения региональных магнитных аномалий, полученных восстановлением спутниковых измерений на высоте 400 км и региональных гравитационных аномалий из модели TIM\_Rbe 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 части Срединно-Атлантического хребта.

Сравнение разновысотных карт гравитационного поля (см рис 9 б и 10 а) ясно подчеркивает разноглубинный характер отраженных на них процессов. Так, гравитационные аномалии, связанные с Гималаями, хорошо выраженные на низковысотной карте (рис. 10 а), почти исчезают при расчете величины поля на высоте 1500 км (рис. 9б). 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 (см. также [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° СШ) и западное приразломное поднятие, а в гравитационном поле лучше и шире отражено восточное поднятие. На фоне магнитных (рис. 11а) и гравитационных (рис. 11б) 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 (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 тысяч 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 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 поддвигаемой 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, являются 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 тепло-гравитационной конвекции во внешнем ядре, сложной формы и неравномерного вращения Земли и крупных магнитных аномалий в коре и литосферной мантии.

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 (слабо турбулентной) 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, палеопротерозое ?);

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 больше, чем относительно логичные предположения. Выяснение этих вопросов – будущая задача исследователей.

Мы искренне признательны члену-корреспонденту РАН А.Н. Диденко, члену-корреспонденту 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. Палеоокеановые геомагнитные 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 Ив, Павлов В.Э. Три режима работы геомагнетизма // 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. 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. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, Т. 51, № 6, с. 761-784
- Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 5. С. 3–19.
- 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
- 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: Издательство СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 408 с.
- 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.
- 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. Вариации напряженности геомагнитного поля с характерными временами ~5 и 1 млн лет // Геомагнетизм и аэрономия, 2019, Т. 59, № 2, С. 265-272.
- 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.

Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. Состав и строение ядра Земли. – Новосибирск : Издательство СО РАН, 2016. – 304 с.

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., 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, т.418, №4, 2008, с.500-505

Метелкин Д.В., Казанский А.Ю. Геотектоника и геодинамика: основы магнитотектоники: Учебное пособие для вузов – М: Юрайт, 2018, 126 с.

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., Шацилло 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., Шацилло 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 / Под ред. А.Н. Храмова. - 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. Т. 46, № 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.

Шацилло 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 // Докл. РАН. 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 ЛГУ 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 CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time // *Am. J. Sci.* 2001. V. 301. P. 182–204.

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.

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 and Space*, 2009, V.61, p. 9–22.

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 Dynamics*. 1995. V. 79. P. 1–97

Bradley D.C. Passive margins through earth history // *Earth Science Reviews*, 2008, v. 91, no. 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 // *GSA Bulletin*, 2013 v. 125, no. 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 // *Quaternary Science Reviews*. 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 and Planet, Inter.*, 1981, vol. 24, No 2-3, p. 178–190.

Drewes H., Kuglitsch F., Adám J., Rózsa S.. The Geodesists Handbook 2016 // *Journal of Geodesy*, 2016, V. 90 No.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 // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 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 // *Geophysical Journal International*, 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 // *Geophysical Research Letters*, 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 // *GSA Today*, 2016, v. 26, no. 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 System Science 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 // *Physical Review Letters*, 1999, v.82, p. 5409–5412.
- Kelly P., Gubbins D. The geomagnetic field over the past 5 Myr // *Geophysical Journal International*, 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 // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2002, V.121, p. 29–45.
- Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, v.107, p. 437–447
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Res.* 2007. V. 11. P. 7–37.
- McDougall I. The present status of the geomagnetic polarity time scale // *In: The Earth: Its Origin, Structure and Evolution / McElhinny M.W. (ed). Academic Press. London. 1979. P. 543–566.*
- McElhinny M.W., MacFadden P.L. *Paleomagnetism: continents and oceans*. San Diego, Academic Press, CA, 2000, 386 p.
- Meert J.G. A paleomagnetic analysis of Cambrian true polar wander // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1999, v.168, p.131-144.
- Merrill R.T., McElhinny M.W. *The Earth's Magnetic Field*. Academic Press, London, 1983, 401 p.
- Merrill R.T., McFadden P.L. Geomagnetic polarity transitions // *Rev. Geophys.* 1999. V. 37. P. 201–226.
- Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, v.18, Iss.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 // *American Journal of Science*, 2014, V.314, Iss.5. p 966-979.
- Narteau C., Le Mouél J.-L., Valet J.-P. The oscillatory nature of the geomagnetic field during reversals // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 262. P. 66–76.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. *A Concise Geologic Time Scale*. 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. // *Frontiers in Earth Sciences*, 2015, 3:38. doi: 10.3389/feart.2015.00038
- Olson P., Hinnov L.A., Driscoll P.E. Nonrandom geomagnetic reversal times and geodynamo evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 388. P. 9–17.
- 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.
- Opdyke N.D., Channell J.E.T. *Magnetic stratigraphy*. Academic Press., NY. 1996. 346 p.
- Perrin M., Schnepf E. IAGA paleointensity database: distribution and quality of the data set // *Phys. Earth and 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. 5. 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 // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 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 // *Geophysical Journal International*, 2020, V. 220, Iss. 3, p. 1928–1946, doi: 10.1093/gji/ggz566
- Smirnov A.V., Evans D.A.D. Geomagnetic paleointensity at 2.41Ga 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., Cottrell R., Davis W. et al. A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals // *Science*. 2015. V. 349. P. 521–524.
- 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.A., Cottrell R.D., Bono R.K., H. 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 // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA (PNAS)*, 2020, v.117, No.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 and 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., Coïsson 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., Mandea 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., Tøffner-Clausen L., Vigneron P., Wardinski I., Zvereva T. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // *Earth, Planets and Space*, 2015, V67:79 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 // *The Journal of Geology*, 2011, v. 119, no. 2, p. 109–126, doi: 10.1086/658295

Wicht J., Meduri D.G. A gaussian model for simulated geomagnetic field reversals // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 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

## Подписи к рисункам

Рис. 1 Вариации основных элементов земного магнетизма (D – склонение, I – наклонение, F – напряженность) в течении суток (20.04.2020) по данным обсерваторий сети INTERMAGNET ([www.intermagnet.org](http://www.intermagnet.org)) в Новосибирске (а) и Резольют Бей (б).

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

Рис. 3. Морфология магнитного поля Земли (наклонный геоцентрический диполь). Слева – картина распределения силовых линий геомагнитного поля, справа – взаимоотношение географических, геомагнитных и магнитных координат.

Рис. 4. Положение северного геомагнитного полюса в течение последних 2000 лет (заимствовано из [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% овалами доверия; положение среднего полюса за весь интервал времени показано черным квадратом с соответствующим овалом доверия.

Рис. 5 Сравнение периодичности инверсий геомагнитного поля, плюмового и коллизионного магматизма и событий в биосфере (по [Литасов, Шацкий, 2016] с изменениями): а - шкала полярности геомагнитного поля фанерозоя по [Молостовский 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 (VLIP – 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 – хребет королевы Мод, KER – Кергулен, ONT – Онтонг-Ява, HES – хребет Хесса, CAR – Карибское плато, MAN – Манихики, PAR – Парана-Этендека, MAG – хребет Магеллана, SHR – хребет Шатского, НIK – Хикуранги, KAR – Кару, САМ – Центрально-Атлантическая провинция, WRA – о. Врангеля (США), SIB – Сибирская провинция, EME – Эмейшань, TAR – Тарим, OSL – Осло, YAK – Якутия, Вилюйское 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<sub>2</sub> в атмосфере [Berner, Kothavala, 2001], внизу шкала оледенений по данным изучения морских осадков [Prokoph et al., 2008]: черные интервалы – подтвержденное оледенение,

серые – предполагаемое; серые вертикальные полосы соответствуют эпизодам суперхронов: CNS – Джалал, KRS – Киама, MRS – Майэро.

Рис. 6 Изменение величины виртуального дипольного момента по данным IAGA paleointensity database (<http://www.isteen.univmontp2.fr/PERSO/perrin/2007>) по [Шрейдер и др., 2019] с дополнениями

Рис. 7 Изменение интенсивности магнитного поля в хаеэ – архее, заимствовано из [Tarduno et al., 2020].

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

а – абсолютные значения амплитуды истинного дрейфа полюса (TPW) по [Mitchell, 2014]; б – гистограмма возрастов детритовых цирконов по [Voice et al., 2011], вертикальные серые линии отвечают интервалам формирования суперконтинентов; 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 - осредненные значения  $\epsilon\text{Hf}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в детритовых цирконах соответствующего возраста по [Cawood et al., 2013]

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

а – 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), толстые 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 центром 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 мГл; г – то же для IGRF-13 горизонтальная составляющая.

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

а - региональные гравитационные аномалии, рассчитанные на высоте 100 км с помощью сервиса GFZ [Drewes et al., 2016; Ince et al., 2019], модель TIM\_R6e [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 ( $\Delta T_a$ ) 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.

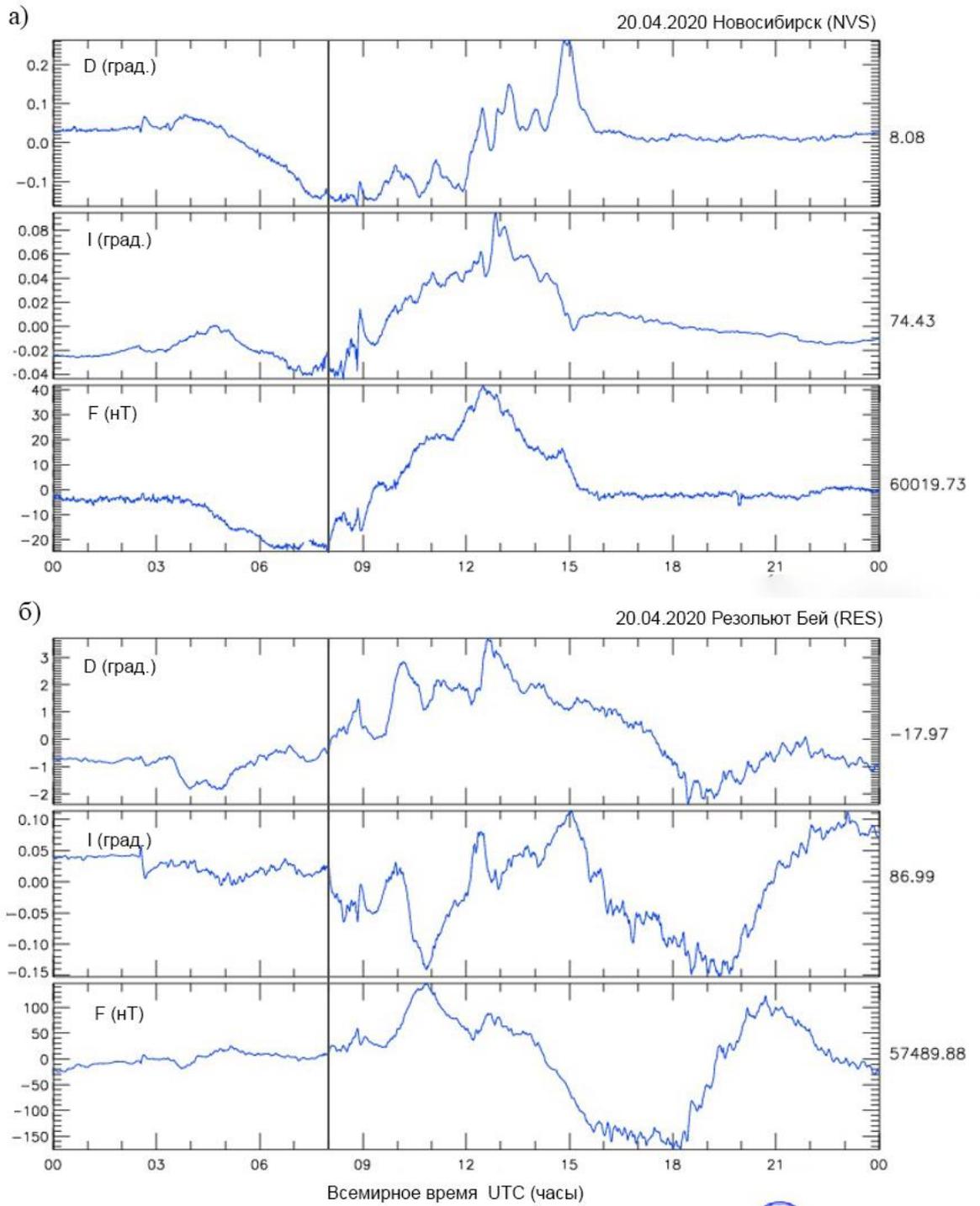


Рис.1

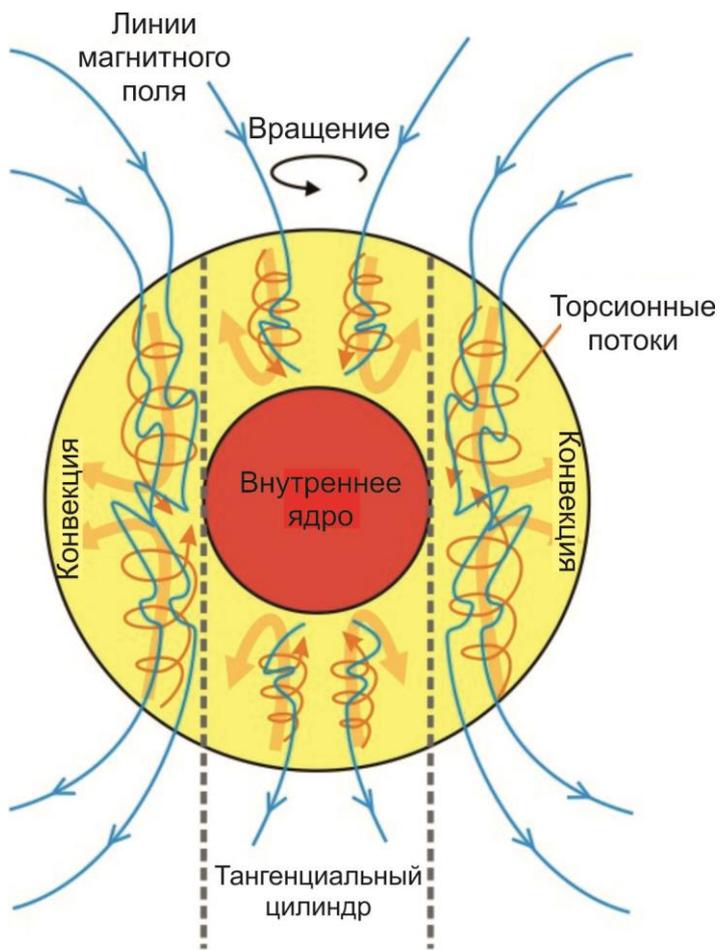


Рис. 2

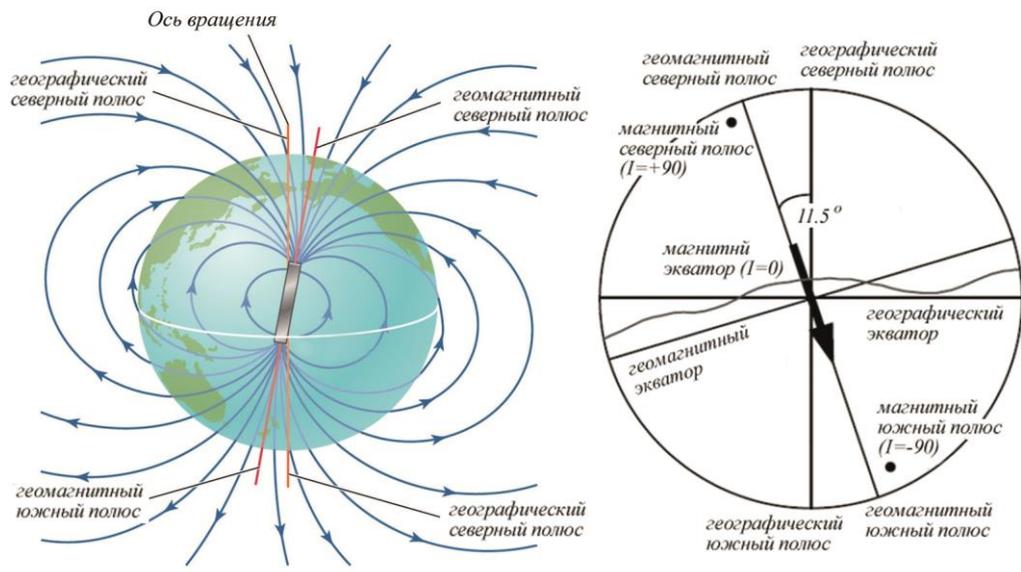


Рис. 3

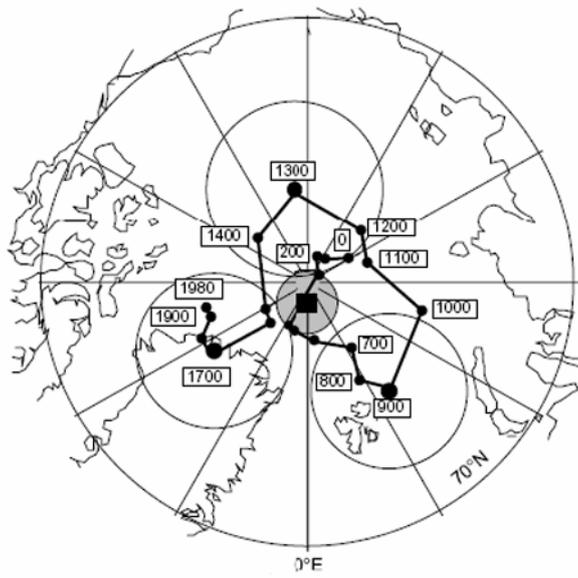


Рис. 4

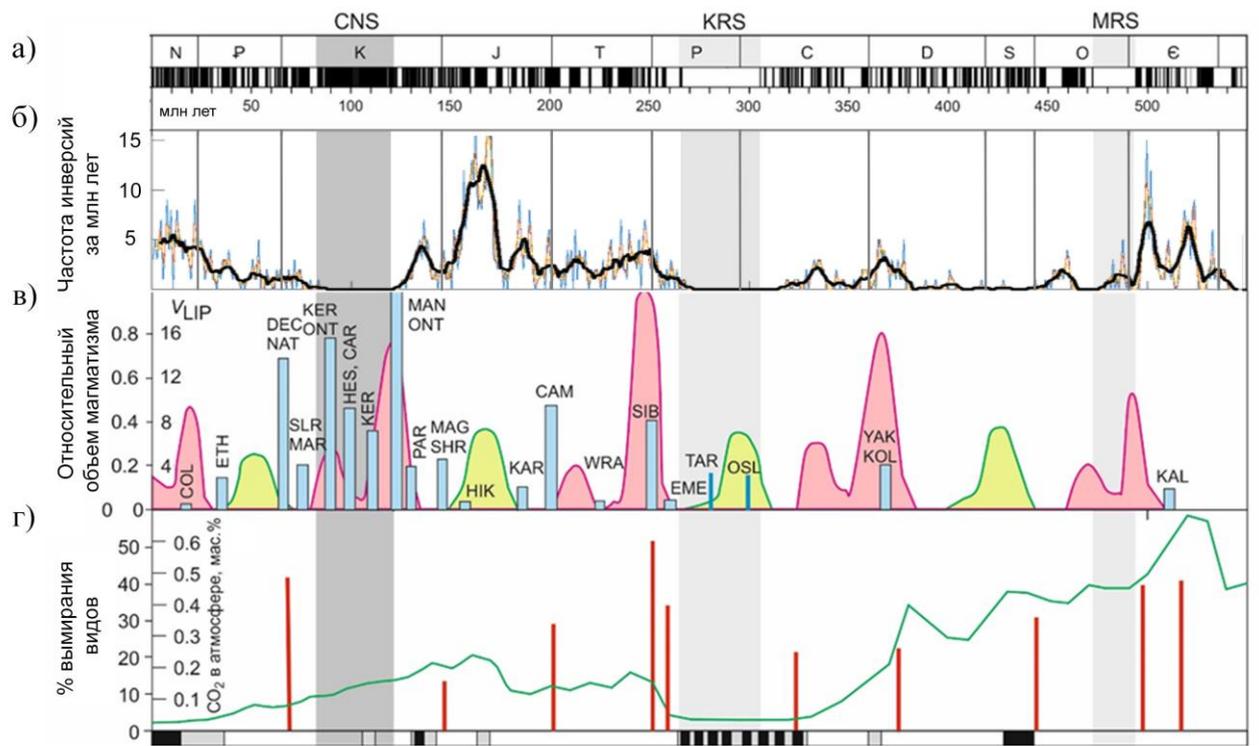


Рис. 5

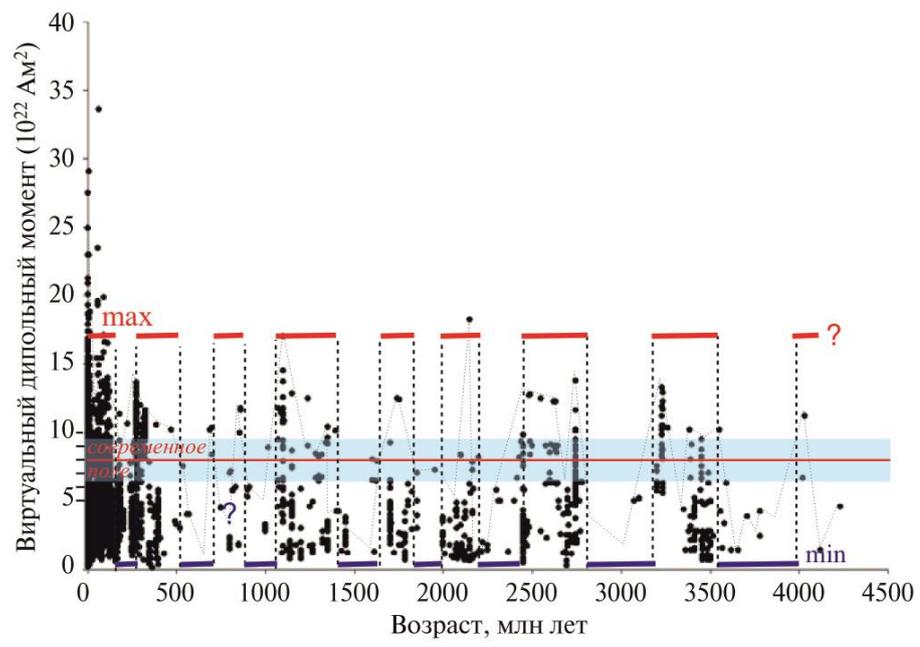
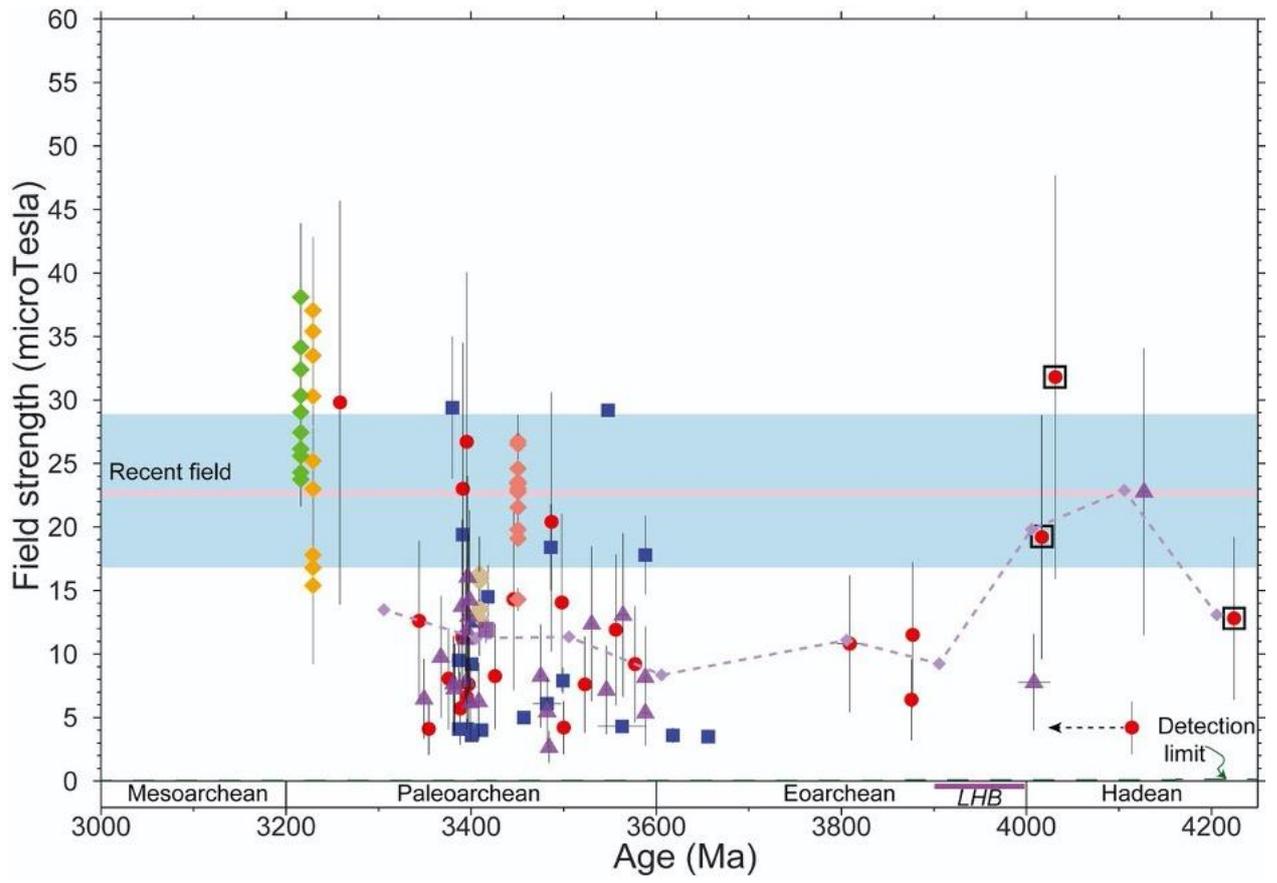


Рис. 6



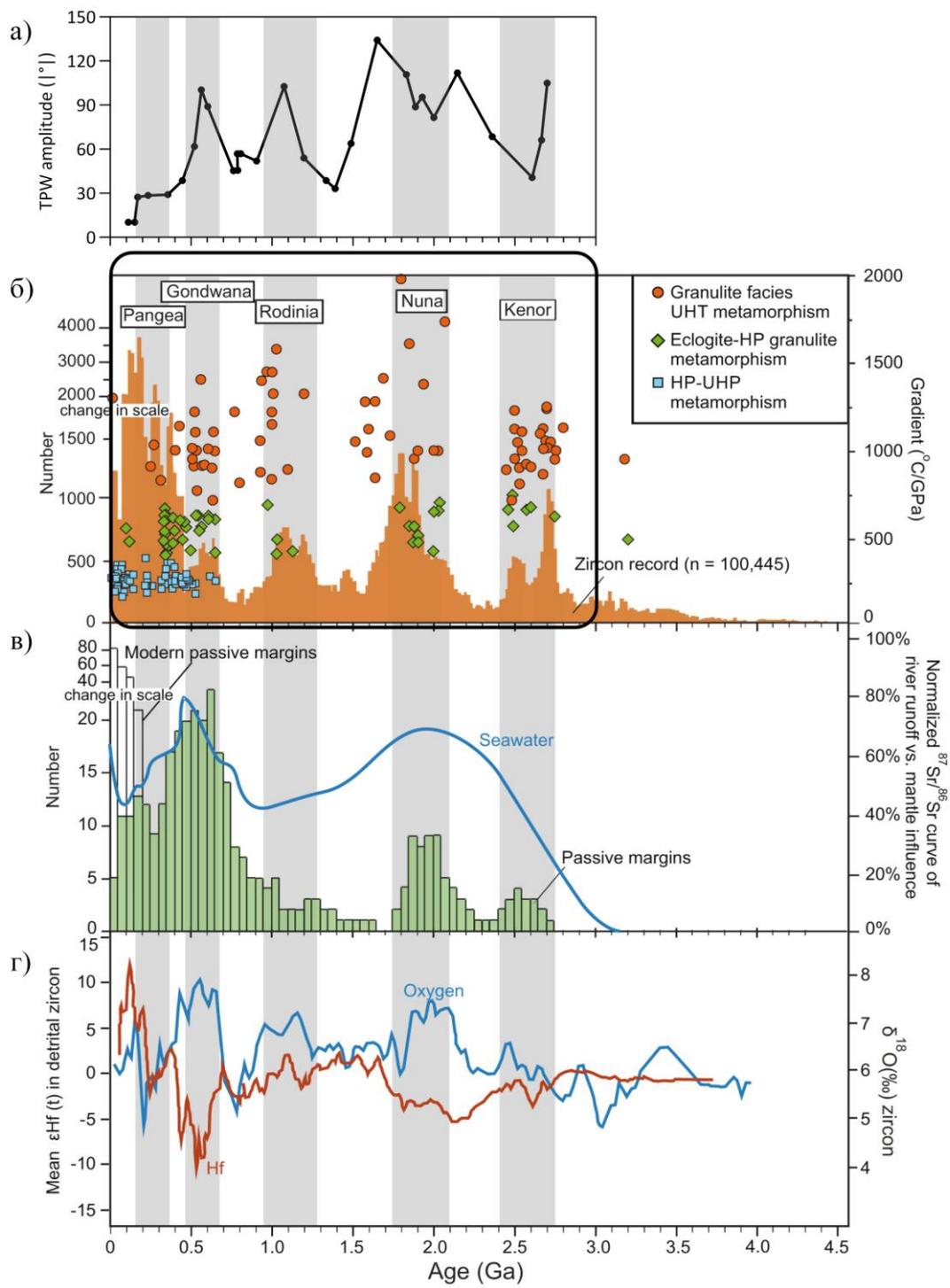


Рис. 8

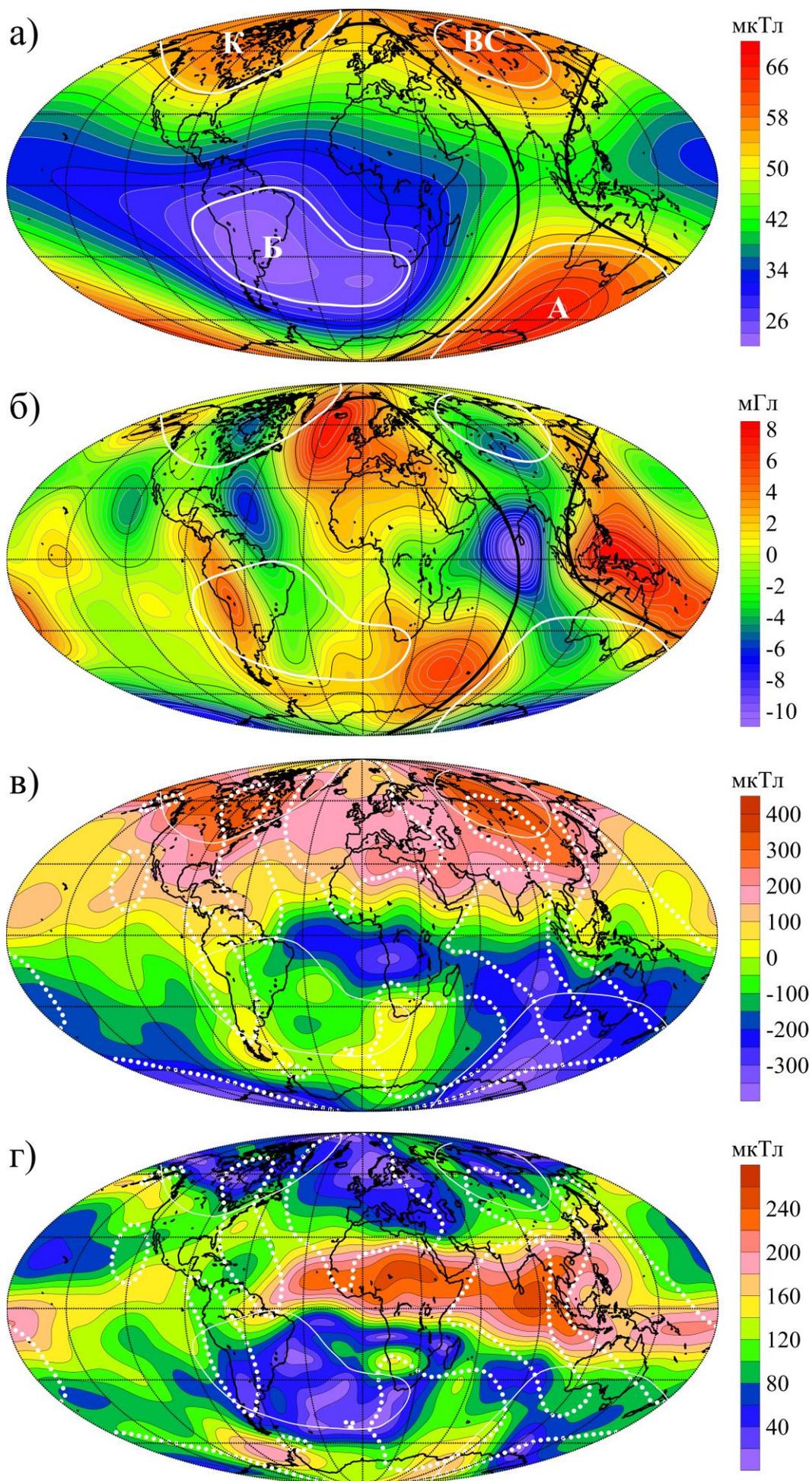


Рис. 9

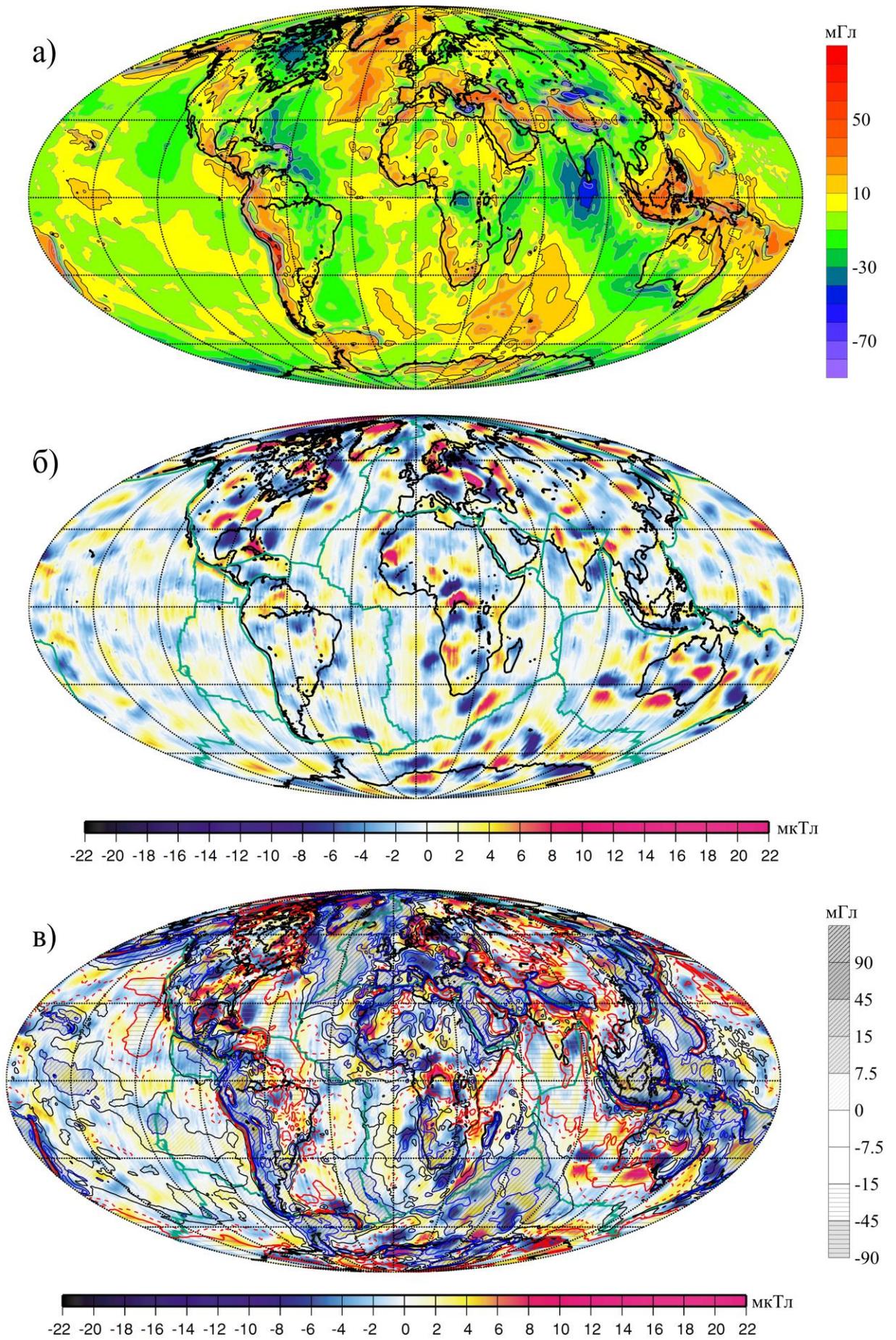


Рис. 10

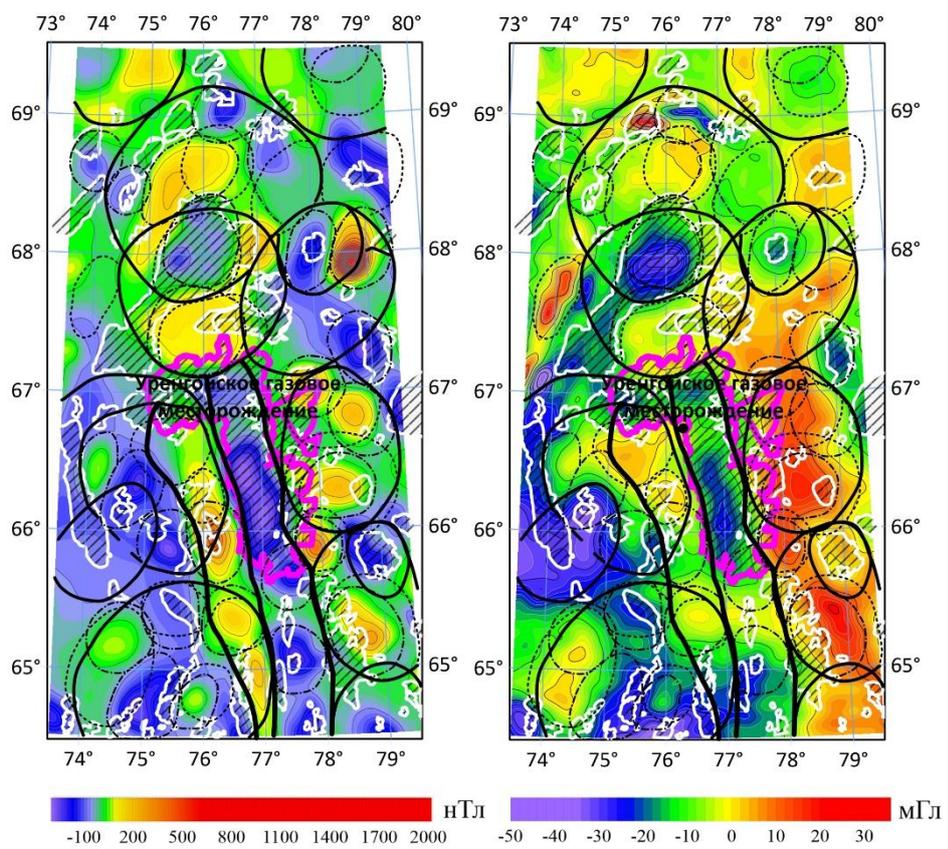


Рис. 11