



**МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ**

**федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования**

**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ»**

**Кафедра «ФИЗИКИ»**

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**

**(бакалаврская работа)**

На тему **«ДИНАМИКА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТ»**

**Исполнитель** студент группы Ф-Б17-1  
**Беляков Константин Михайлович**

**Руководитель** доц.каф. физики, к.х.н., доцент  
**Михтева Елена Юрьевна**

---

**«К защите допускаю»**

---

**Заведующий кафедрой**

---

(подпись)

**к.ф.-м.н., доцент**

**Бобровский Анатолий Петрович**

---

---

**«10» июня 2021 г.**

---

---

**Санкт-Петербург**

---

**2021**

---

## Оглавление

Введение .....	3
1 Магнитное поле Земли и планет.....	5
1.1 Природа магнитного поля Земли.....	5
1.2 Источники геомагнитных полей.....	10
1.3 Магнитное поле планет Солнечной системы .....	17
2 Инверсии магнитного поля Земли.....	25
2.1 Вариации магнитного поля.....	25
2.2 Инверсии и аномалии магнитного поля Земли.....	28
2.3 Дрейф магнитных полюсов Земли .....	33
2.4 Методы измерения магнитных полей .....	42
3 Анализ динамики магнитосферы .....	49
3.1 Моделирование магнитных полей.....	49
3.2 Экспериментальные данные магнитных полей Земли за последние 50 лет.....	52
Заключение .....	60
Список литературы .....	60
Приложения.....	64

## Введение

Геомагнитное поле является одним из результирующих явлений для возможности существования жизни на планете Земля. Оно защищает биологические организмы от радиационных влияний космоса и других проникающих факторов. Кроме того, влияние поля сказывается и на иных процессах, происходящих на планете.

Человек научился использовать данные о магнитном поле Земли для своих нужд, например, для поиска полезных ископаемых, определения возраста объектов археологии и палеонтологии. Из-за сильного влияния поля на живые организмы и человека, остро стоит вопрос о его мониторинге для прогнозирования возмущений. Большое количество работ посвящено прогнозированию землетрясений вызванных Солнечной активностью влияющей на магнитосферу Земли. Для успешного запуска искусственных спутников Земли необходимо знать состояние магнитного поля.

В настоящее время изучение и мониторинг состояния магнитного поля Земли имеют следующие подходы: полевой – измерения магнитного поля посредством оперативных инструментов; стационарный – сеть интернациональных лабораторий непрерывно производящими сбор данных о состоянии поля планеты; космический – несколько групп космических аппаратов, производящих зондирование планеты с целью мониторинга магнитного поля. Эти многоступенчатые подходы позволяют уточнять многолетние наблюдения за поведением магнитного поля и строить модели прогнозирования изменения в будущем.

Данная выпускная квалификационная работа посвящена анализу научных работ по теме исследования и существующих рабочих моделей магнитного поля Земли и планет солнечной системы.

Актуальность темы исследования обусловлена тем, что магнитное поле – сложное физическое явление, являющееся непостоянным в пространстве и времени, требующее постоянного наблюдения и оценки для прогнозирования, так как оно влияет на существование человечества. Одна из главных характеристик поля – напряженность, которая убывает. По данным измерений это происходит быстрее, чем предполагалось. За последние 20 лет напряженность геомагнитного поля уменьшилась в среднем на 1,7 процента, что в 10 раз превышает расчетный показатель. Дрейф магнитных полюсов явление давно известное и наблюдаемое, так в начале активной фазы измерений располагавшийся на территории Канады полюс сейчас смещается на север и двигается к территории России. Скорость передвижения полюса – около 40 километров в год. До 1970 г. полюс дрейфовал со скоростью не более 10 км в год.

Целью выпускной квалификационной работы является описание существующих моделей магнитного поля и использование данных многолетних измерений для анализа изменчивости его состояния.

В данной работе необходимо выполнить следующие задачи:

- Проанализировать современные гипотезы возникновения магнитного поля Земли;
- Ознакомиться с результатами исследований магнитного поля планет Солнечной системы;
- Произвести анализ данных магнитного поля для произвольной точки на поверхности Земли за последние 50 лет.

Объектом исследования в выпускной квалификационной работе выступает геомагнитное поле планеты как физическое явление.

Предметом исследования выступают методы исследования происхождения и современной активности магнитного поля, а также гипотезы описывающие наблюдаемые состояния по многолетним наблюдениям.

# 1 Магнитное поле Земли и планет

## 1.1 Природа магнитного поля Земли

Магнитное поле планеты Земля играет важную роль – регулирует взаимодействия с Солнцем. Силовые линии магнитного поля защищают поверхность Земли от проникновения космических высокоэнергетических частиц.

С магнитным полем связаны магнитные бури, полярные сияния и помехи в радиозфире. Исследования магнитного поля, позволяют ориентироваться на местности, используя разработанные приборы, искать полезные ископаемые. Благодаря исследованиям магнитного поля, удалось восстановить геологическую модель положения континентов.

Доказать существование магнитного поля можно, если подвесить на нить намагниченный стержень за центр тяжести, то его проекция на земную поверхность ориентируется в направлении север-юг.

В 1100 г. зафиксировано первое упоминание об использовании китайскими моряками компаса в виде плавающей на воде магнитной стрелки. В европейских источниках магнитный компас впервые упоминается в 1187 г.

Основной характеристикой магнитного поля является напряженность ( $T$ ). Напряженность – это момент силы, действующий со стороны поля на единичный магнит, является векторной величиной. Силовые линии изображают магнитное поле графически, где направление вектора напряженности поля является касательными к этим линиям. Величина напряженности поля равна количеству силовых линий, пересекающих единичную площадь, перпендикулярную их направлению. Элементами земного магнитного поля называются составляющие вектора напряженности в локальной системе координат. Ось ( $Z$ ) направлена вертикально вниз, ось ( $X$ )

направлена на географический север, ось (Y) – на восток, оси X, Y лежат в горизонтальной плоскости, касающейся поверхности Земли, рисунок 1.

Эти элементы поля связаны между собой соотношениями:

$$X = T \cos I \cos D; \quad (1)$$

$$Y = T \cos I \sin D; \quad (2)$$

$$Z = T \sin I; \quad (3)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} = T \cos I; \quad (4)$$

$$\tan D = \frac{Y}{X}; \quad (5)$$

$$\tan I = \frac{Z}{H}; \quad (6)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (7)$$

где I – наклонение, D – склонение, H – горизонтальная составляющая направления на магнитный север.

Оценивая конфигурацию силовых линий можно предположить, что Земля – однородно намагниченный шар, с магнитной осью, отстоящей от оси вращения планеты. Места на северном и южном полюсах Земли где силовые линии располагаются вертикально – магнитные полюсы. Они постоянно перемещаются и находятся под пристальным наблюдением ученых. Географический полюс и магнитный полюс также не совпадают.

Описать магнитное поле можно, оперируя тремя его параметрами: склонением, напряженностью и наклонением. Напряженность поля измеряется в Эрстедах в системе СИ, часто также используют единицы нано тесла (нТл). Если сравнивать Землю с абстрактным магнитом в общепринятых единицах измерений, она окажется слабым магнитом, с показателем напряженности в 0,4 Эрстед.

Следующая составляющая магнитного поля – склонение. Это угол проведенный между направлениями географического и магнитного меридиана. Географический меридиан – условное направление, служащее для ориентирования на поверхности Земли и в околоземном воздушном пространстве севернее или южнее экватора планеты. Магнитный меридиан представляет собой направление образованное проекцией силовых линий, исходящих от одного полюса Земли к другому. Эти направления не являются аналогами геодезических линий, кратчайших расстояний от одного географического полюса до другого. Силовые линии, спроецированные на поверхность, могут сильно отклоняться от географического меридиана вследствие сложного строения планеты и физических аномалий. Определение склонения осуществляется следующим образом: отклонение северного направления магнитной стрелки к востоку от географического меридиана – склонение восточное и положительное, к западу – то западное и отрицательное.

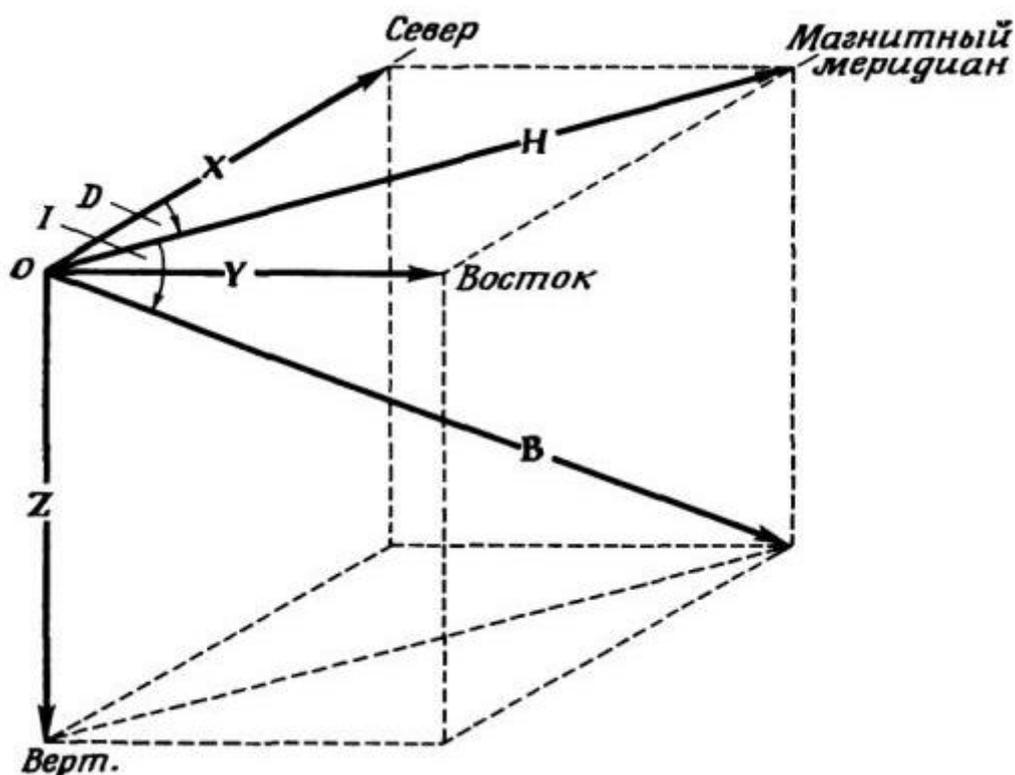


Рисунок 1 – Компоненты магнитного поля

Магнитное наклонение – это угол между магнитной стрелкой, подвешенной за центр тяжести и поверхностью Земли. Стрелка, подвешенная таким образом, ориентирована горизонтально в области магнитного экватора. Магнитный экватор, как и магнитные полюса, не совпадает с географическим. Северное направление магнитной стрелки увеличивается к северу от магнитного экватора, при приближении к магнитному полюсу. При нахождении на полюсе северное направление стрелки становится вертикально вниз, ориентируясь на южный магнитный полюс. Такая же ситуация происходит при нахождении на южном полюсе. К югу от магнитного экватора отклоняется уже южное направление магнитной стрелки.

Наибольшие значения напряженности магнитного поля Земли на магнитных полюсах, наименьшие – на магнитном экваторе. При больших значениях магнитного наклонения компас работает хуже. На низких и средних магнитных широтах показания компаса устойчивы. Такое поведение стрелки объясняется незначительной величиной напряженности совместно со стремлением одного края опуститься, что приводит к ее заклиниванию на оси вращения.

Основными составляющими магнитного поля, характеризующими поведение силовых линий на поверхности, являются склонение и наклонение. Имея значения этих компонент с использованием формул математического перехода, определяют местоположение магнитных полюсов. Площадь магнитного полюса занимает порядка нескольких десятков километров, и характеризуется, как описывалось выше, отвесным положением магнитной стрелки.

При удалении от планеты, магнитное поле теряет свою интенсивность пропорционально третьей степени расстояния от планеты до наблюдателя.

Для получения истинного направления на север, необходимо определить поправку на магнитное склонение. Для этого используют формулу:

$$A_{и} = A_{м} + D \quad (8)$$

где  $A_{и}$  – истинное направление на географический полюс;  $A_{м}$  – направление на магнитный полюс;  $D$  – магнитное склонение, взятое с соответствующим знаком.

В результате взаимодействия магнитного поля Земли с космическими воздействующими факторами, такими как солнечный ветер, потоки плазмы исходящие от Солнца, формируется область называемая магнитосферой. В результате этого процесса возникают магнитосферные токовые системы, порождающие магнитосферное магнитное поле и формирующие сложную систему взаимосвязанных областей и структур в околоземном космическом пространстве. Основными, регулярными, токовыми системами, поддерживающими общую структуру магнитосферы, являются токи на магнитопаузе, токи хвоста и кольцевой ток.

При взаимодействии сверхзвукового потока солнечного ветра и поля Земли происходит поджатие геомагнитного поля с образованием магнитопаузы, которая определяет границы магнитосферы и по поверхности которой текут токи Чепмена-Ферраро, экранирующее магнитосферное магнитное поле. Форма и положение магнитопаузы определяются на основе баланса давлений изнутри и снаружи магнитосферы (главным образом, динамического - снаружи, и магнитного – изнутри). Расстояние до ее подсолнечной границы от центра Земли составляет около 10–12 радиусов Земли при спокойных условиях в солнечном ветре. Перед магнитопаузой образуется головная ударная волна, на фронте которой плазма солнечного ветра сжимается, нагревается и замедляется. Между магнитопаузой и головной ударной волной образуется переходная область, в которой плазма обтекает магнитосферу с флангов, отклоняясь от первоначальной траектории. Главным результатом воздействия солнечного ветра на геомагнитное поле является образование хвоста магнитосферы, специфичной конфигурации силовых линий, которые вытянуты от Земли в ночную сторону. Геомагнитный

хвост состоит из двух долей, северной и южной, с противоположно направленными магнитными полями, разделенных электрическими токами поперек хвоста, которые замыкаются через магнитопаузу.

На рисунке 2 схематично изображена магнитосфера Земли и выделены характерные области и токовые системы, каждая из которых обладает своими уникальными параметрами и динамикой. Стоит заметить, что каждая отдельная область, каждая токовая система, вносит свой вклад в общую конфигурацию магнитосферы и, в то же время, тесно с ней связана, сама зависит от геомагнитных условий и параметров солнечного ветра, что позволяет считать магнитосферу самосогласованной системой.

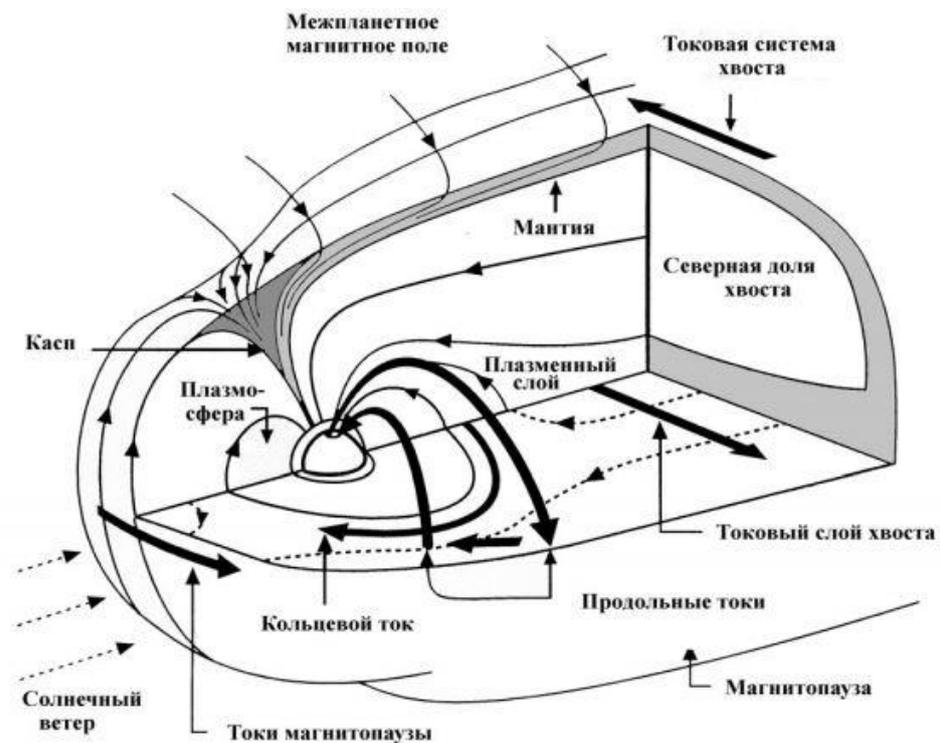


Рисунок 2 - Магнитосфера Земли

## 1.2 Источники геомагнитных полей

Магнитное поле Земли - диполь, ось которого составляет с осью вращения Земли угол  $\approx 10^\circ$ , не проходит через геометрический центр вращения Земли, а

сдвинута на 342 км в сторону, противоположную восточной оконечности Бразилии. Полярность магнитного поля Земли, – противоположна полярности географической: Северный магнитный полюс расположен на юге, в Антарктиде, а Южный - на севере, в Канаде. Так, Москва, расположенная на 56° северной географической широты, имеет южную магнитную широту 51°. Магнитный момент Земли  $M = 8,1 * 10^{25} \text{ Гс} * \text{см}^3$ , а средняя напряженность магнитного поля на поверхности Земли составляет  $\sim 0,4 \text{ Гс}$ . Общепринятой теории происхождения магнитного поля Земли до сих пор нет. Среди имеющихся гипотез наиболее правдоподобны две: поле вызвано вращающимся железным ядром Земли или гигантским электрическим током, опоясывающим Землю на большом расстоянии от центра Земли.

Главное геомагнитное поле определяется как поле, полученное усреднением измеренных величин по временному интервалу около года на площади  $10^6 \text{ км}^2$

Мировые карты обычно получают, синтезируя гармонические составляющие элементов магнитного поля. Изомагнитные карты для меньшей площади, например, для какой-нибудь отдельной страны, часто строят вручную, проводя изолинии наблюденного поля после предварительной коррекции данных с учетом среднегодовых значений и сглаживания по всей площади. Такие карты несут информацию, как о главном, так и о локальных полях, рисунок 3.

Наблюдаемое на поверхности Земли магнитное поле обычно представляют в виде суммы трёх полей, источники которых имеют различные физические механизмы и местоположение:

$$T = T_m + T_{\text{эп}} + T_{\text{ап}} \quad (9)$$

где  $T_m$  – главное геомагнитное поле;  $T_{\text{эп}}$  – электромагнитные поле;  $T_{\text{ап}}$  – аномальное геомагнитное поле.

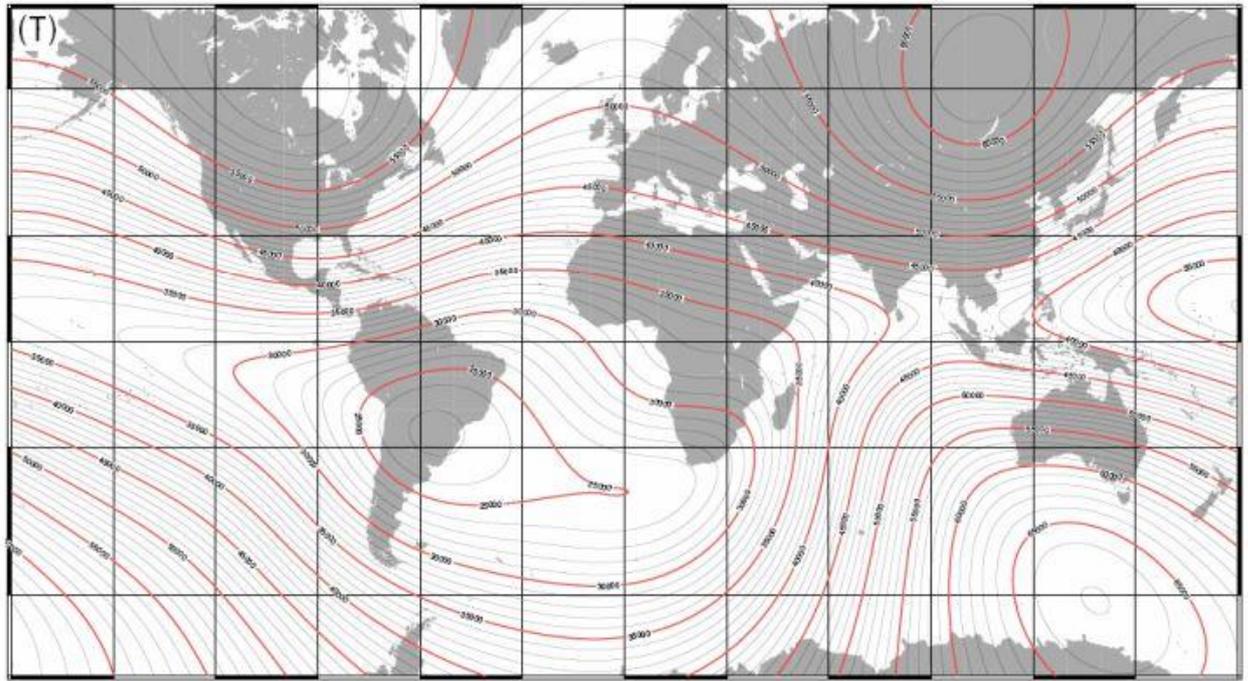


Рисунок 3 – Карта магнитной напряженности

Когда Земля формировалась около 4,5 миллиардов лет назад тяжелые элементы концентрировались в центре, в результате на глубине 3000 км относительно уровня земной поверхности находится ядро из жидкого железа (смешанное со следами более легких элементов), сфера радиусом 3400 км. По мере того, как давление увеличивается по направлению к сердцу Земли, железо затвердевает, и там располагается твердое внутреннее ядро, которое занимает объем в радиусе 1200 км. Именно в этом металлическом ядре возникает магнитное поле Земли. Температуры на такой глубине выше  $3000^{\circ}\text{C}$  и, следовательно, намного выше точки Кюри (при которой металлы теряют свои ферромагнитные свойства). Именно по этой причине, магнитное поле может поддерживаться только в том случае, если в этом океане жидкого железа циркулируют электрические токи. Однако омическая диссипация подавит любой непродолжительный электрический ток в ядре Земли. Существует представление о магнитном поле Земли как плоско направленное поле дипольного магнита.

Тот факт, что магнитное поле Земли является в основном дипольным, позволяет определять магнитную широту в любой точке Земли, в которой измерена величина наклонения. Магнитный потенциал точечного диполя (то есть такого, размер которого мал по сравнению с расстоянием до точки наблюдения) в системе координат, связанной с осью диполя.

Силовые линии дипольного поля, пересекают поверхность земного шара под разными углами – на полюсах под углом  $90^\circ$ , на экваторе силовые линии параллельны поверхности Земли. Согласно приведенным соотношениям, напряженность поля (например, вертикальная составляющая) убывает с удалением от центра диполя как проверялось еще в XIX веке при подъеме на воздушных шарах и измерениями в глубоких шахтах. В наше время это подтверждается многочисленными измерениями на искусственных спутниках Земли, снабженных магнитометрами.

Обычный способ измерения силы и ориентации дипольной составляющей геомагнитного поля - использовать дипольный момент. Он определяется с использованием первых членов разложения по сферической гармонике. Это удобное понятие, потому что его также можно восстановить в прошлом, используя палеомагнитные записи (без учета усредненный эффект более высокого момента).

Вместо того, чтобы использовать грубые данные магнитной обсерватории, используют сглаженные модели, основанные на этих измерениях. Это модель геомагнитного поля GUFM за 1600- 1990 или Международная геомагнитное поле IGRF начиная с 1900 года. Эти модели отличаются лишь незначительно, и можно использовать обе, чтобы выделить надежные значения. Обе модели ясно показывают быстрые и относительно устойчивое уменьшение геомагнитного дипольного момента в течение последних четырех веков. Это составляет первоначальную и первичный мотив для размышлений о возможности приближающегося разворота.

Каким бы поразительным ни было, это уменьшение не обязательно имеет смысл, особенно если нынешняя величина дипольного момента не мала по сравнению с прошлой. Действительно, палеомагнетизм показывает, что амплитуда геомагнитного поля - величина флуктуирующая, и нынешнее уменьшение могло быть просто частью таких флуктуаций. Еще одно интересное свойство дипольного момента Земли - это его направление, особенно его угол наклона, тангенс которого показывает относительная сила осевой дипольной составляющей (т. е. совмещенная с ось вращения) к экваториальной. Этот угол представлен в зависимости от времени. Заметно, что в настоящее время угол быстро увеличивается до  $90^\circ$ . Иными словами, дипольный компонент становится все более осевым. Это полная противоположность того, что ожидалось от разворота, и просто отражает тот факт, что экваториальный диполь в настоящий момент убывает еще быстрее чем осевой диполь.

Обзор исследований по геодинамо приведен во многих работах. О некоторых исследованиях в области моделирования геодинамо планет и звезд указано в работах М. Ю. Решетняка. В числе первых работа Лармора, которая положила начало исследованиям и моделям генерации магнитного поля в Солнце. Для Земли первая модель, связанная с жидким ядром, была предложена В. Эльзассером 20 лет спустя. Он предположил, что при температурных градиентах возникает вихревое движение жидкости, первоначально перпендикулярное к поверхности ядра, а затем под влиянием силы Кориолиса отклоняющееся ближе к плоскости, параллельной экватору. При адиабатическом расширении верхние слои охлаждаются и возникает разность температур, что приводит к появлению ЭДС, а, следовательно, и тока. Однако для возникновения термотока необходимо еще, чтобы состав жидкой массы был неоднородным. По мнению В. Эльзассера, такая неоднородность может возникнуть вследствие разности давлений в верхней и нижней частях ядра.

Модель В. Эльзассера важна, так как в ней обосновывается вариант направления движения тока, совпадающего с направлением движения жидкости. Уже в следующей работе, приведенной Б. М. Яновским, движение жидкости и токов является ортогональным. Образование токов в ядре должно происходить при вихревом движении металлических масс ядра в магнитном поле. В модели постулируется начальное поле  $B_0$ , которое первоначально могло быть малым, но за длительное время существования ядра Земли могло достичь современного уровня. Регенерация прекращается в тот момент, когда энергия радиоактивного распада становится равной энергии рассеяния вследствие вязкости ядра и электросопротивления. Для ответа на вопрос о регенерации поля предложено сотни математических моделей геодинамо, основанных на движении токов в проводящем слое. Многие из них сложны, как, например, модель Э. Булларда, в которой требуется сделать восемь преобразований, чтобы принципиально получить что-то близкое к токовой модели, порождающей магнитное поле нужного направления.

Для объяснения модели геодинамо используется простая модель с вращающимся диском. Причем если в ней направление движения диска совпадает с направлением тока в проводнике, то такая механическая модель усиливает магнитное поле и возникает самоподдерживающееся динамо. Попытка связать эту модель с земной реальностью успехом не увенчалась. Однако можно получить близкую к ней модель самоподдерживающегося динамо, если предположить, что движущаяся в вихрях жидкая масса ядра является носителем положительных зарядов, т. е. заряжена. По оценкам ученых, ядро имеет температуру около 5000 градусов. При таких высоких температурах химические элементы, слагающие ядро, неизбежно ионизируются, т. е. теряют электроны внешних оболочек. [4]

Первые исследования эмиссии выполнялись в условиях, близких к вакууму. Масштабные исследования ионизации газов и жидкостей проводились и проводятся в настоящее время в связи с созданием МГД-

генераторов, в которых ионизированная среда, называемая плазмой, является основой для генерации электрического тока. При этих исследованиях установлено, что некоторые металлы (в том числе щелочные) ионизируются при температуре около 3000 К. Пример естественной ионизации и распределения по слоям заряженных атомов кислорода и азота наблюдается в верхних слоях атмосферы от 100 км и выше. Основной максимум ионизации фиксируется на высотах около 300 км. Вызывает ионизацию энергия солнечных лучей. В дневное время суток она достигает максимума.

В 1915 г. С. Барнетом была высказана гипотеза блуждающих токов, возникающих из-за движения заряженных частиц, возникших из-за высокой температуры внутри Земли. Принимая участие в суточном вращении, эти заряды и дают то начальное магнитное поле, которое необходимо для возникновения дрейфа. В дальнейшем при образовании дрейфующих токов магнитное поле начинает усиливаться и тем самым регенеративно усиливать токи и магнитное поле. Основным недостатком этой гипотезы является то, что она не предусматривает механизмов, ограничивающих регенеративное поле, которое, как показывают вычисления, должно продолжаться непрерывно, до бесконечности.

Важное значение имеют результаты, полученные при исследовании турбулентности в жидком ядре. В частности, потенциально важны для представляемой модели: 1) малое влияние магнитного поля на формирование течения; 2) формирование крупномасштабных турбулентностей из мелких.

Модель сферических токов, обтекающих внутреннее ядро интересна тем, что в ней сделана попытка создать модель генерации магнитного поля с учетом влияния внешних объектов – спутников планет. В этой модели токи направлены против часовой стрелки, что должно породить магнитное поле противоположного направления. Однако сферические токи можно представить как совокупность токовых колец, на каждое из которых распространяется теорема «антидинамо».

Технологии математического моделирования течений в приближенных к реальным условиям необходимы и важны, если в них будут учтены приливные силы Луны и Солнца. По результатам детального мониторинга спутниковых и наземных данных установлено периодическое изменение магнитного поля, совпадающее с периодом приливов. Жидкие массы ядра Земли приводятся в движение гравитационными силами Луны и Солнца. Ученые давно исследуют роль Луны в горообразовательных и тектонических процессах, происходящих на Земле.

### 1.3 Магнитное поле планет Солнечной системы

Исследование планетарных магнитосфер – относительно молодое и быстро развивающееся направление науки. Основная информация о магнитосферах планет Солнечной системы получена за последние 50 лет. Было обнаружено, что планеты, обладающие собственным магнитным полем: Меркурий, Земля, Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун – окружены магнитосферами. Магнитосфера – это область, созданная благодаря взаимодействию солнечного ветра с магнитным полем планеты; в ней преобладает магнитное поле, препятствующее непосредственному проникновению солнечного ветра к планете. Магнитосфера заполнена плазмой, быстрыми и частицами и многочисленными излучениями.

На рисунке 4 приведены некоторые характеристики планет Солнечной системы. Меркурий, Венера, Земля и Марс – планеты земной группы, сходные по размеру, массе и составу. Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун – планеты-гиганты. Это массивные небесные тела, не имеющие твёрдой поверхности, состоящие в основном из водорода и гелия. Около 98 % суммарной массы планет Солнечной системы приходится на долю планет-гигантов, характеризующихся большими размерами и массой, относительно низкой плотностью, быстрым вращением, сильным магнитным полем, а также

многочисленными спутниками. Почти вся кинетическая энергия вращения Солнечной системы приходится на планеты-гиганты. Вращение большинства планет Солнечной системы происходит в направлении движения по орбите. Однако Венера вращается в обратном направлении. Один оборот Венеры вокруг оси вращения составляет – 243 земных суток, что превышает длительность сидерического периода ее обращения, составляющего 224,7 земных суток.

Уран и Плутон тоже вращаются в обратном направлении, но, в отличие от других планет, их оси вращения расположены под небольшим углом к плоскостям их орбит. В 2006 г. Международный астрономический союз определил Плутон как карликовую планету, а не как классическую планету Солнечной системы. Собственное магнитное поле планеты – её важнейшая характеристика с точки зрения космической электродинамики. В настоящее время более или менее надёжно известны магнитные поля всех планет Солнечной системы. Магнитное поле Меркурия намного меньше поля Земли. Венера не обладает собственным магнитным полем. Ситуация с Марсом до сих пор неясна: если у него и есть собственное поле, оно мало. Для планет, не имеющих собственного магнитного поля, существенно индукционное взаимодействие с замагниченной плазмой солнечного ветра, при котором возникает индуцированная магнитосфера. Для Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна установлен не только факт существования собственных магнитных полей, но известны и величины их мультипольных членов. Взаимодействие солнечного ветра с собственным магнитным полем планеты приводит к формированию крупномасштабных магнитосферных магнитных и электрических полей, конвекции и токовых систем. Для быстро вращающихся планет-гигантов, обладающих сильным магнитным полем (Юпитер, Сатурн), вращение оказывает существенное влияние на формирование их магнитосфер и на характер их взаимодействия с солнечным ветром.

Планета	Радиус $R_p$ , км	Средняя плотность, $г\ см^{-3}$	Период вращения вокруг оси, земные сутки	Дипольный момент, $Гс\ R_p^3$	Расстояние от Солнца, а.е.
Меркурий	2439,7	5,43	58,6462	0,0033	0,39
Венера	6051,8	5,24	-243,0185	—	0,72
Земля	6378,1	5,515	0,9973	0,3	1,00
Марс	3397	3,94	1,0259	$< 1 \times 10^{-4}$	1,52
Юпитер	71492	1,33	0,4135	4,28	5,20
Сатурн	60268	1,70	0,4440	0,21	9,58
Уран	25559	1,25	-0,7183	0,23	19,18
Нептун	24764	1,64	0,6712	0,13	30,02

Рисунок 4 – Характеристики планет солнечной системы

Магнитное поле Меркурия почти на два порядка слабее земного, поэтому и магнитосфера Меркурия намного меньше земной магнитосферы. Магнитный момент диполя Меркурия направлен к югу, как у Земли. Магнитосфера Меркурия мала и динамична. Её размер составляет 5 % от размера земной магнитосферы, характерное время конвекции в магнитосфере Меркурия порядка 1 мин, в то время как для Земли оно составляет около часа. Из-за слабого магнитного поля ионный гирорадиус превышает расстояние от центра планеты до подсолнечной точки магнитопаузы для ионов со средней энергией. Отношение плотностей магнитосферной плазмы у Меркурия и Земли примерно равно отношению плотностей плазмы солнечного ветра на орбитах Меркурия и Земли. Магнитосфера Меркурия погружена в кометоподобное облако планетарных ионов сложного состава с преобладанием ионов Натрия.

У Меркурия почти отсутствует атмосфера и ионосфера; планета окружена разреженной экзосферой – тонкой газовой оболочкой, состоящей из нейтральных и ионизованных атомов Na и K. Предполагается, что существует два источника магнитосферной плазмы – солнечный ветер и ионизация

нейтральной экзосферы. Во время первого пролёта Мессенджер обнаружил, что магнитосфера богата различными планетарными ионами разной степени ионизации. Освещенная Солнцем полусфера Меркурия покрыта слоем фотоэлектронов, который может играть роль горизонтальной проводящей поверхности, служащей для замыкания продольных токов, соединяющих планету с магнитосферой. Однако интегральная проводимость этого слоя намного ниже проводимости ионосфер Земли, Юпитера и Сатурна. Полярные шапки на Меркурии – это области открытых силовых линий, соединяющих планету с солнечным ветром. Радиус приэкваториальной границы полярных шапок Меркурия порядка  $17\text{--}26^\circ$ . Было обнаружено сильно возмущённое магнитосферное поле и горячая плазма. Если в магнитосфере Земли характерное время суббури порядка часа, то у Меркурия – несколько минут.

Другие часто используемые модели магнитосферы Меркурия. В модифицированной модели земной магнитосферы магнитопауза, представляющая собой цилиндр с ночной стороны и полусферу с дневной, полностью экранирует магнитосферное поле. Проникающее поле прибавляется к магнитосферному полю как возмущение, при этом нормальная компонента магнитного поля на магнитопаузе является свободным параметром. Угол наклона диполя считается равным нулю. Глобальное моделирование и гибридное моделирование взаимодействия солнечного ветра с Меркурием дают качественно похожие результаты, особенно в оценке влияния на топологию дневной магнитосферы. В частности, все эти модели дали близкие значения для границы полярной шапки Меркурия ( $45\text{--}60^\circ$ ).

Юпитер – самая крупная планета Солнечной системы. Он находится на расстоянии в 5,2 астрономические единицы от Солнца. Период обращения Юпитера вокруг Солнца 12 земных лет, а вокруг своей оси – около 10 ч. Экватор Юпитера наклонен на  $3^\circ$  к его орбите. Вокруг Юпитера вращаются 63 спутника. Как у большинства планет-гигантов, поток тепла из недр Юпитера превышает приток солнечного тепла. Юпитер состоит в основном из

водорода – 86 % и гелия – 14 % и не имеет твёрдой поверхности. Атмосфера Юпитера, является самой массивной в Солнечной системе и имеет толщину свыше 1000 км. Давление под атмосферой настолько велико, что молекулярный водород превращается в жидкость, а ещё глубже переходит в жидкометаллическое состояние. Юпитер обладает самым мощным магнитным полем, поэтому у него самая протяжённая магнитосфера, простирающаяся за орбиту Сатурна.

Магнитное поле Юпитера, как и других планет, возникло, по-видимому, под действием гидромагнитного динамо. Полагают, что внутренняя часть планеты жидкая и состоит из сплава жидкого металлического водорода и гелия. Необходимым условием для работы механизма динамо является нарушение геометрической симметрии. Поэтому отличный от нуля угол наклона диполя к оси вращения может играть существенную роль в процессе динамо.

В параболоидной модели магнитосферы Юпитера магнитопауза представлена параболоидом вращения. Эта модель включает в себя магнитное поле юпитерианского диполя и магнитное поле токов магнитопаузы, экранирующих его, поле токовой системы магнитосферного хвоста, магнитное поле токов магнитодиска и токов его экранировки. В параболоидной модели граничные условия на магнитопаузе для частично проникающего магнитного и электрического поля солнечного ветра были выбраны в виде коэффициента проникновения невозмущённого межпланетного магнитного и электрического поля. Вдоль высокопроводящих магнитных силовых линий электрический потенциал с магнитопаузы может быть спроектирован в магнитосферу. Магнитодиск Юпитера не имеет аналогов в земной магнитосфере.

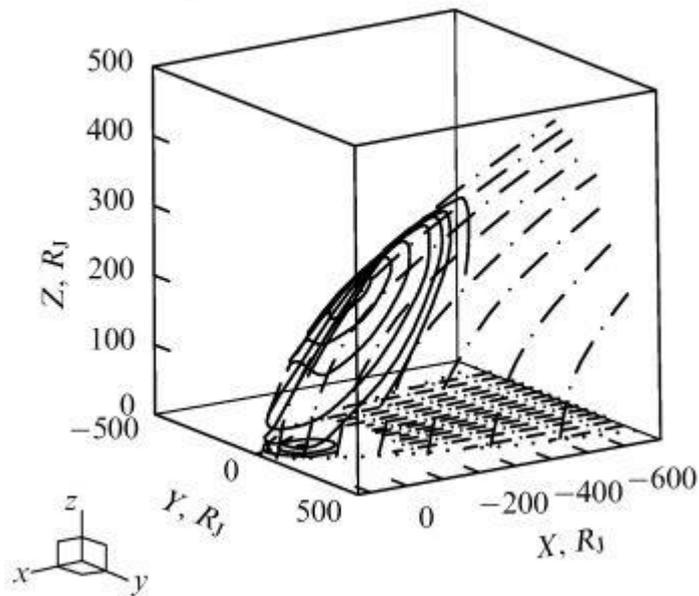


Рисунок 5 – Юпитерианская магнитосфера при северном межпланетном магнитном поле по параболоидной модели

Магнитосфера Сатурна оказалась промежуточной между земной и юпитеринской. Плазма в магнитосфере Сатурна приводится в движение вращением планеты и солнечным ветром. Электрическое поле коротации преобладает над электрическим полем конвекции, генерируемым солнечным ветром, до радиальных расстояний  $21 R$ . Вращение происходит с угловой скоростью около  $0,3 - 0,8$  скорости твердотельного вращения. Обнаружен протяжённый хвост магнитосферы Сатурна.

Быстрое вращение Сатурна и наличие магнитосферной плазмы приводит к образованию относительно сильного кольцевого тока – уменьшенного аналога магнитодиска Юпитера. В отличие от Юпитера, у которого главный источник магнитосферной плазмы – его спутник Ио, источниками магнитосферной плазмы Сатурна являются ледяные спутники и кольца, атмосферы Сатурна и Титана. Оказалось, что внутренняя и внешняя границы кольцевого тока, находящегося в экваториальной магнитосфере, так же как и его толщина, меняются с течением времени. С увеличением размеров системы при уменьшении динамического давления солнечного ветра увеличиваются

расстояния до границ кольцевого тока, величина полного тока в нём и магнитный момент кольцевого тока. Предполагается, что это происходит вследствие баланса радиальных натяжений плазмы в быстро вращающейся магнитосфере.

Параболоидная модель магнитосферы Сатурна была построена для описания глобальных токовых магнитосферных систем и учёта взаимодействия с солнечным ветром и его магнитным полем. Она включает дипольное собственное поле планеты, поле кольцевого тока, токовую систему хвоста и токи магнитопаузы, экранирующие магнитосферные источники поля. Каждая токовая система включена в модель в виде самостоятельного блока. Меридиональное сечение полдень-полночь магнитосферы Сатурна показано на рисунке 6.

Величина магнитного момента диполя Урана примерно в 50 раз больше дипольного момента Земли. Вклад квадрупольного члена на поверхности планеты сравним с вкладом диполя. Только у Нептуна квадрупольный член дает ещё больший вклад. Ученые пришли к выводу, что магнитные моменты более высокого порядка, чем октуполь, могут быть существенны тогда, когда велик недипольный член магнитного поля планеты, что верно для магнитного поля Урана и Нептуна.

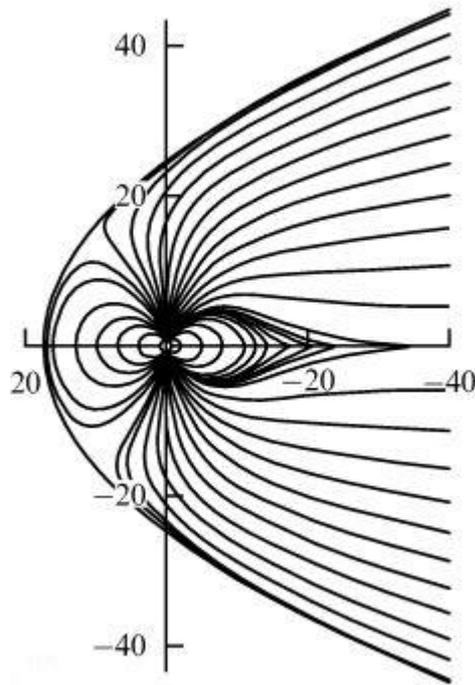


Рисунок 6 – меридиональное сечение полдень-полночь магнитосферы Сатурна

Магнитный момент диполя Урана, в отличие от Меркурия, Земли, Юпитера и Сатурна, наклонён под большим углом ( $59^\circ$ ) к оси вращения планеты и смещён к северному полюсу на 8000 км. В результате магнитосфера Урана обладает особенностями, связанными с взаимным расположением оси вращения и оси магнитного диполя. Перед магнитосферой Урана возникает головная ударная волна и у магнитосферы существует протяжённый магнитный хвост. У Урана обнаружены некоторые свидетельства магнитосферной динамики типа магнитосферных суббурь на Земле.

Магнитное поле Нептуна почти вдвое слабее, чем магнитное поле Урана. Как и Уран, Нептун имеет большое недипольное поле. Вклад квадрупольного момента Нептуна в поверхностное поле больше, чем у какой-либо другой планеты солнечной системы. Сложные магнитные поля Урана и Нептуна можно аппроксимировать с относительно хорошей точностью дипольным полем, смещённым от центра планеты и наклонённым к оси вращения. Магнитный момент диполя Нептуна примерно в 27 раз превышает земной.

Угол между осью магнитного диполя и осью вращения составляет  $47^\circ$ . Центр диполя смещён в южное полушарие, поэтому величина магнитного поля у южного магнитного полюса в 10 раз больше, чем у северного. Магнитный момент Нептуна направлен на север, как у Юпитера и Сатурна, противоположно земному полю. Однако дипольное представление хорошо только на расстояниях, больших нескольких радиусов планеты. Вблизи планеты магнитное поле должно быть представлено разложением по сферическим гармоникам, а точность такого представления возрастает с ростом.

## 2 Инверсии магнитного поля Земли

### 2.1 Вариации магнитного поля

Гильберт, английский ученый, был первым описавшим вариации магнитного поля планеты. Его работы датированы 1600 годами. Вследствие влияния магнитного поля Земли на исследование новых территорий, исследование этой тематики велось активно. В результате этих наблюдений и исследований, возможно, оценить дрейф магнитных полюсов. Развитие спутниковых и цифровых технологий позволили производить мониторинг магнитного поля круглосуточно и формировать картограммы изменений вариаций и аномалий поля. Этим занимается глобальная сеть станций соединенных общей сетью для обмена и формирования общих значений поля состоящих из измерений трех компонент (описанных выше склонения, наклонения и напряжённостей). [21]

Из всего многообразия эффектов воздействия Солнца на Землю именно магнитные бури представляют собой наиболее доступное и информативное их проявление, позволяющее оценить состояние околоземного космического пространства. Ввиду этого сведения о магнитных бурях и сопровождающих их вариациях магнитного поля получили наиболее широкий спрос. При этом

распространение данных по Интернет направлено как на поддержку и развитие научных исследований, базирующихся на сведениях о магнитных бурях, так и на информирование и обучение широкого круга пользователей в смежных областях знаний и всех интересующихся проблематикой магнитных бурь. Прогнозы о магнитных бурях озвучиваются по радио и телевидению, что, в свою очередь, стимулирует запросы от различных организаций, и общество, в широком смысле этого слова, становится способным воспринимать такую информацию.

В настоящее время достаточно широко изучены многочисленные эффекты воздействия космической среды, наиболее ярко проявляющиеся во время магнитных бурь, которые условно можно разделить на несколько классов:

1. спутниковые аномалии: поверхностные заряды и токи, деградация солнечных батарей, сбои электронных схем и т.п.;

2. это радиационное воздействие на космонавтов, проникающее до верхней границы атмосферы, т.е. до уровня высот, где выполняются полеты гражданской авиации;

3. воздействие на ионосферу: прекращение КВ-радиосвязи, сбои в радиосистемах, ошибки в системах навигации и т.п.;

4. индукционные эффекты на уровне земли: экстратоки в линиях электропередач, наведенные токи в трубопроводах, наводки в трансокеанских кабелях и т.д.;

5. воздействие на биосферу, в том числе и на человека.

Хотя воздействие и не является катастрофой для большинства людей, но те, кто находятся в экстремальных ситуациях, кто страдает сердечной недостаточностью, психическими расстройствами могут проявить вполне заметную реакцию на магнитные бури, которая иногда становится фатальной. Из этих общеизвестных фактов следует, что и на сегодняшнем этапе развития современного информационного общества изучение характера вариаций магнитного поля остается актуальной задачей: ведь именно сведения о

вариациях магнитного поля Земли служат основой исследований окружающего космического пространства.

Данные магнитных обсерваторий накапливаются непрерывно, и простой просмотр магнитограмм позволяет сразу выявить геомагнитные возмущения, как отклонения от некоторого своего стационарного состояния. Из многочисленных исследований геомагнитных возмущений известны их характерные признаки, в первую очередь интенсивность, продолжительность протекания и пространственное распределение. Установлено, что геомагнитные возмущения на поверхности Земли есть сумма эффектов, различных источников, представляющих собой сложные системы токов, текущих в ионосфере и в магнитосфере Земли. Структура и динамика токовых систем геомагнитных возмущений все еще недостаточно изучены, но некоторые их параметры достаточно твердо установлены. На сегодня можно принять, что переменное магнитное поле состоит из следующих частей:

Одна из основных причин, по которым ведутся наблюдения вариаций магнитного поля, Земли, связана с сильным негативным воздействием на современные технологические системы. По мере освоения Севера и создания крупных технологических систем было обнаружено, что часть аварийных ситуаций определенно связана с развитием магнитных возмущений. Основное воздействие состоит в развитии индукционных эффектов: в линиях электропередач и связи, нефте- и газопроводах, в кабелях связи, протяженных линейных технологических системах. Геомагнитные индукционные токи наиболее явно проявляются в арктических регионах. При этом наиболее подвержены негативному влиянию силовые трансформаторы. Кроме частоты 50 Гц появляются наводки других частот, которые сбивают работу регулирующих устройств. В результате происходит отключение энергетических систем. Геомагнитные индукционные токи в трубопроводах выбивают работу систем защиты от коррозии и контроля работы трубопроводов.

## 2.2 Инверсии и аномалии магнитного поля Земли

Ферромагнетики – это вещества, которые под воздействием внешнего магнитного поля имеют способность становиться постоянными магнитами. Они намагничиваются в том направлении внешнего магнитного поля, в момент их остывания ниже определенной критической температуры. К таким веществам относятся различные металлы. Для каждого из них существует свое значение этой температуры, например для железа это 770 °С, для никеля 358 °С, для кобальта 1150 °С и т. д. В горных породах, в которых содержатся ферромагнетики, образуется остаточная намагниченность. Она сохраняет в себе направление силовых линий древнего магнитного поля Земли. К таким породам относятся магматические породы, лавовые потоки, интрузивные массивы. [26]

Имеются и другие пути приобретения породами остаточной намагниченности. Например, ее можно обнаружить в некоторых осадочных породах. Магнитное поле прошлых геологических эпох изучает наука палеомагнитология. Проводя замеры остаточной намагниченности в разновозрастных породах из разных точек земного шара, ученые получают возможность выявить, во-первых, эволюцию магнитного поля, а во-вторых, изменение расположения разных мест относительно этого поля. При изучении магнитных свойств пород было обнаружено, что намагниченность некоторых из них противоположна по направлению современному геомагнитному полю, то есть Северный и Южный магнитные полюса как бы поменялись местами. Ученые пришли к выводу, что причина этого – инверсии магнитного поля Земли. Анализы слоистых разрезов, сложенных породами с остаточной намагниченностью, показали, что инверсии магнитного поля довольно частое явление в истории Земли. Причем сам процесс инверсии протекал достаточно быстро, в течение нескольких тысяч лет, а интервалы существования прямой и обратной полярности продолжались от 0,5 до 1 млн. лет (в кайнозое – около 0,7 млн лет). По минимальным оценкам за последние 1,7 млрд. лет на Земле

произошло 593 инверсии магнитного поля. Только в течение последних 70 млн. лет инверсии происходили не менее 1-2 раз за каждый миллион лет. Последний раз инверсия магнитного поля происходила около 750 тыс. лет назад.

Инверсия геомагнитного поля была обнаружена в 1906 году Брюнесом при палеомагнитных исследованиях в лаве из Центрального массива во Франции. С тех пор подобные образцы горных пород были найдены во всех частях света. Установлено, что примерно половина всех измеренных образцов пород обладает нормальной намагниченностью, а другая половина – обратной. Долгие годы продолжался спор, касающийся вопроса, изменяла ли Земля полярность магнитного поля, или обратная намагниченность является результатом воздействия на вещество тех или иных физических или химических процессов. В настоящее время этот вопрос снят: считается доказанным, что Земля периодически меняет полярность своего поля. Более того, доказана корреляция между частотой смены полярности поля и тектонической активностью планеты. Есть свидетельства тому, что величина температурного градиента различна при прямой и обратной полярности поля. Оказывается, что величина температурного градиента пород с обратной полярностью геомагнитного поля несколько выше, чем этот градиент у пород с прямой полярностью. Обнаружено, что в момент инверсии, величина поля значительно понижается, но почти никогда не бывает равной нулю. Величина остаточного поля неравномерна по земной поверхности: она заметно выше в областях магнитных аномалий.

Важным параметром является время инверсии, или, что, то же самое, средняя скорость дрейфа магнитного полюса, т.к. длина его пути известна. Общепринято, что время обращения составляет в среднем от 1000 до 10000 лет, хотя есть оценки и в сто тысяч лет. В некоторых других оценках ученые выделили несколько кратковременных переполусовок в течение периода инверсии. Они тщательно изучали поведение магнитного поля во временных переходных зонах между эпохами Гаусс-Матуяма, Матуяма-Харамильо, а

также верхнекембрийской инверсии на ряде разрезов Средней Азии и Восточной Сибири. Среднее время смены полярности, когда можно говорить об устойчивом состоянии поля, составляет примерно от сотни до тысячи лет. Инверсия включает в себя до десятка и более состояний той или иной полярности поля и промежуточных состояний, 174 когда дипольного поля (и магнитных полюсов) попросту нет. Недавно было опубликовано, что время переполюсовки Брюнес-Матуяма тем больше, чем дальше точка взятия пробы от экватора. Это явление чем-то напоминает известный факт, что время смены дня и ночи (терминатор) тем короче, чем ближе к экватору.

Интересный анализ характера инверсий показал, что плотность распределения по длинам интервалов между обращениями распределена по случайному (пуассоновскому) закону. Выяснилось, что на длительном интервале времени, когда происходит много инверсий, отрицательная полярность поля превалирует над современной положительной полярностью поля. Хотя в течение последнего миллиона лет (690 тыс. лет) явно прослеживается обратная зависимость. В течение этого периода поле несколько раз меняло полярность на очень короткие периоды времени и возвращалось затем к прежней полярности. Такие кратковременные события, в отличие от инверсий, принято называть экскурсами.

Периоды современной (положительной) полярности поля (N) и периоды отрицательной полярности (R), длительность которых составляет порядка одного млн. лет, прерываются короткими изменениями поля, называемыми экскурсами. Разделение в значительной степени условно. По всей видимости, природа этих явлений едина. Отмечается три важных момента: теории динамо не могут объяснить таких резких и кратковременных изменений поля, как экскурсы; экскурс - это глобальное явление, происходящее во время цикла понижения магнитного момента Земли. Последнее заключение подтверждается недавно опубликованными данными о поведении магнитного поля Земли в течение последних 800 тыс. лет, где авторы показали, что

экскурсы происходят в ситуации, когда дипольный момент опускается ниже критической отметки.

Джерками, в буквальном переводе – резкий толчок во время езды, в геомагнетизме называются резкие изменения производной  $dB/dt$ . Джерк – это резкое изменение скорости роста (убывания) интенсивности компонент МПЗ. В 1978 ученые обратили внимание на поведение вековой вариации Y-компоненты МПЗ в Европе в 1969-70 годах. Необычность поведения поля выражалась в том, что ряд среднегодовых значений, начиная с 40-х годов и до конца 60-х, для каждой обсерватории, хорошо описывался параболой, а затем наблюдалось резкое расхождение наблюдаемых данных и модели, смотреть рисунок 7. Введение второй параболы для данных после события 1960-70 гг. устраняло это расхождение. Именно это явление и получило название джерк.

Было выполнено много исследований, в которых аналогичная методика применялась как для оценки джерка 1970 году, так и для выделения аналогичных джерков в другие эпохи. Для обнаружения джерка авторы строят график зависимости первой производной компоненты геомагнитного поля от времени. Как правило, эта зависимость выглядит как наклонная прямая. Если в какой-то момент времени, эту прямую нельзя продолжить, а следует построить другую, под другим углом, то это событие и есть джерк. Наилучшим образом джерки проявляются во временной зависимости Y-компоненты, слабее они видны в X-компоненте и еще слабее, - в Z-компоненте геомагнитного поля. Длительность джерка оценивается в 6 месяцев. Известны и хорошо изучены джерки, произошедшие практически на всей территории Земли, но с различной интенсивностью в: 1969-1970, 1979-1980, 1989-1992 годах. Сделано предположение о том, что в 1999 г. возможно начался новый джерк и прогнозирует появление следующего, - ранее, чем через 10 лет.

Можно считать, что Y-компонента характеризует квадрупольность геомагнитного поля. Изменение величины этой компоненты во времени, вероятно, связано с изменением степени квадрупольности магнитного поля.

Очевидно, что симметричный относительно оси вращения дипольный источник генерации геомагнитного поля не должен приводить к появлению  $Y$ -компоненты. Наличие этой компоненты и, собственно, квадрупольности геомагнитного поля можно связать с существованием четырех глобальных магнитных аномалий, представляющих четыре токовых кольца не находящихся на оси вращения Земли. В пользу такой модели говорит распределение джерков 1969 года по поверхности Земли.

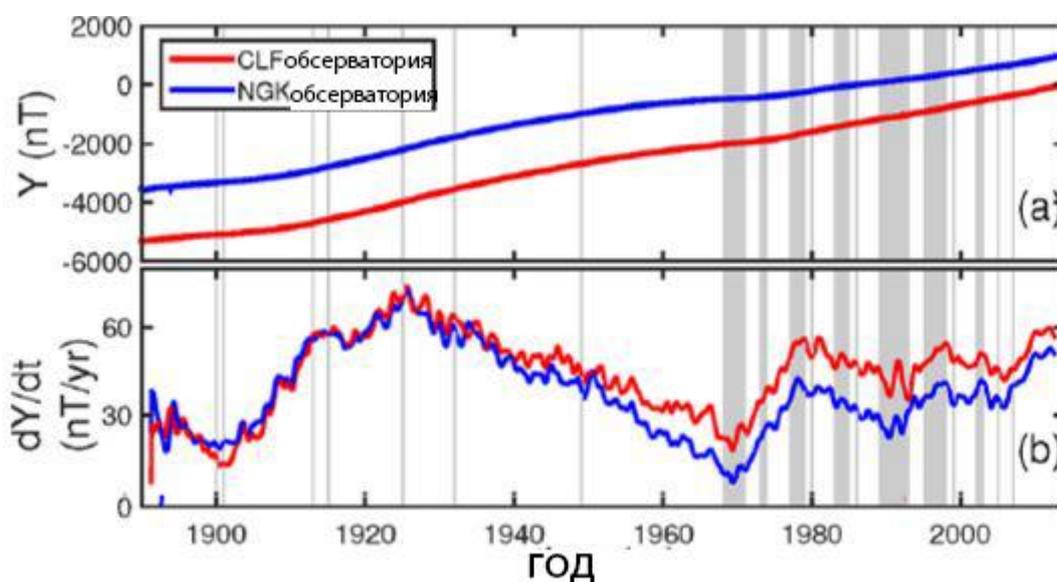


Рисунок 7 – изменение  $Y$ -компоненты магнитного поля по данным двух обсерваторий, на момент открытия явления джерка [32] [17]

Максимальные величины джерков относятся к глобальным аномалиям. По данным о вековых вариациях МПЗ за 1956-1978 годов для 48 обсерваторий построена модель поля в виде четырех радиальных диполей, расположенных на 0.25 частей радиуса. Ученые обнаружили поразительный факт: во время джерка 1970 годов в ряде регионов Земли западный дрейф сменился на восточный. Также замечено, что пространственное распределение регионов, занятых джерками, тяготеет к геомагнитным аномалиям.

Модель геомагнитного динамо, в принципе, объясняет механизм усиления первичного поля, захваченного Землей в мировом пространстве, и,

тем самым, объясняет идею генерации дипольной части поля. Однако ни одна динамо модель не в состоянии найти правдоподобное объяснение инверсий и экскурсов поля. Наличие джерков, вообще говоря, находится в противоречии с динамо моделью. Это обстоятельство связано с тем, что для генерации поля на динамо эффекте необходима вполне определенная величина проводимости среды, приближающейся к сверхпроводимости, что автоматически определяет временной диапазон процессов, происходящих в ядре Земли.

Характерное время в различных динамо моделях колеблется в очень нешироких пределах и составляет около 100 тыс. лет. Что же касается джерков, то в литературе по геомагнитному полю отсутствуют даже попытки найти объяснение таким явлениям. Явление возникновения джерков иногда связывается с изменением характера дрейфа северного магнитного полюса.

Почему джерки наиболее эффективно проявляются в  $Y$ -компоненте поля? Предположим, что  $Y$ -компонента геомагнитного поля характеризует степень квадрупольности источника его генерации. Действительно, симметричный относительно оси вращения дипольный источник генерации геомагнитного поля не должен приводить к появлению  $Y$ -компоненты. Наличие этой компоненты и, собственно, квадрупольности геомагнитного поля, можно связать с существованием четырех глобальных магнитных аномалий, представляющих четыре радиальных токовых кольца не находящиеся на оси вращения Земли. В пользу такой модели говорит распределение джерков 1969 года по поверхности Земли, где показано, что эпицентры максимальных величин джерков практически совпадают с эпицентрами глобальных аномалий. Становится понятной пространственная взаимосвязь джерков с геомагнитным полем.

### 2.3 Дрейф магнитных полюсов Земли

Истинные магнитные полюса Земли — это небольшие области, в которых силовые линии магнитного поля абсолютно вертикальны. Для многих

практических и научных задач необходимо знать их точное местоположение на каждый год. Геофизики давно уже научились следить за их перемещением, не устраивая трудных ежегодных полярных экспедиций. Эта задача решается путём построения математических моделей магнитного поля Земли. При качественной модели земной магнитосферы, можно с высокой точностью определять склонение, наклонение и напряжённость магнитного поля в любой точке планеты. В частности, можно указать и точки с наклонением  $90^\circ$ , т. е. магнитные полюса. От точности конкретной модели зависит степень совпадения определяемых ей значений с реальными параметрами магнитного поля.

Но ни одна модель не может указать координат истинных магнитных полюсов с абсолютной точностью, ибо локальные аномалии в той или иной степени всегда влияют на их положение. Отсюда возникает новое понятие — модельный магнитный полюс, который является той точкой поверхности, в которой конкретная модель предсказывает область с наклонением  $90^\circ$ . Для нахождения этих областей моделью IGRF, получают так называемые модельные магнитные полюса международного эталонного геомагнитного поля.

В 1994 г. среднее положение истинного северного магнитного полюса было  $78^\circ 18$  с. ш.,  $104^\circ 00$  з. д. Модельный северный магнитный полюс в том же году располагался в точке с координатами  $78^\circ 42$  с. ш.,  $104^\circ 42$  з. д. Разница в 47 км хорошо иллюстрирует влияние, как местных магнитных аномалий, так и наводимых надземными токами полей. Для южного магнитного полюса в декабре 2000 г. расхождение между измеренным и модельным значением по IGRF-2000 оказалось совсем незначительным: всего 11 км. Модельные полюса могут с неплохой точностью приближать истинные, а для их вычисления не требуются экспедиций, необходимо иметь данные стационарных магнитных обсерваторий и специализированных спутников, рисунок 8.

На картах около точки магнитного полюса необходимо всегда указывать его истинную природу. У двойного ряда функций Лежандра есть

замечательное свойство, при окончании на степени  $n=1$ , полученная сумма всего только из трёх членов даст в среднем более 90% вклада в главное поле Земли.

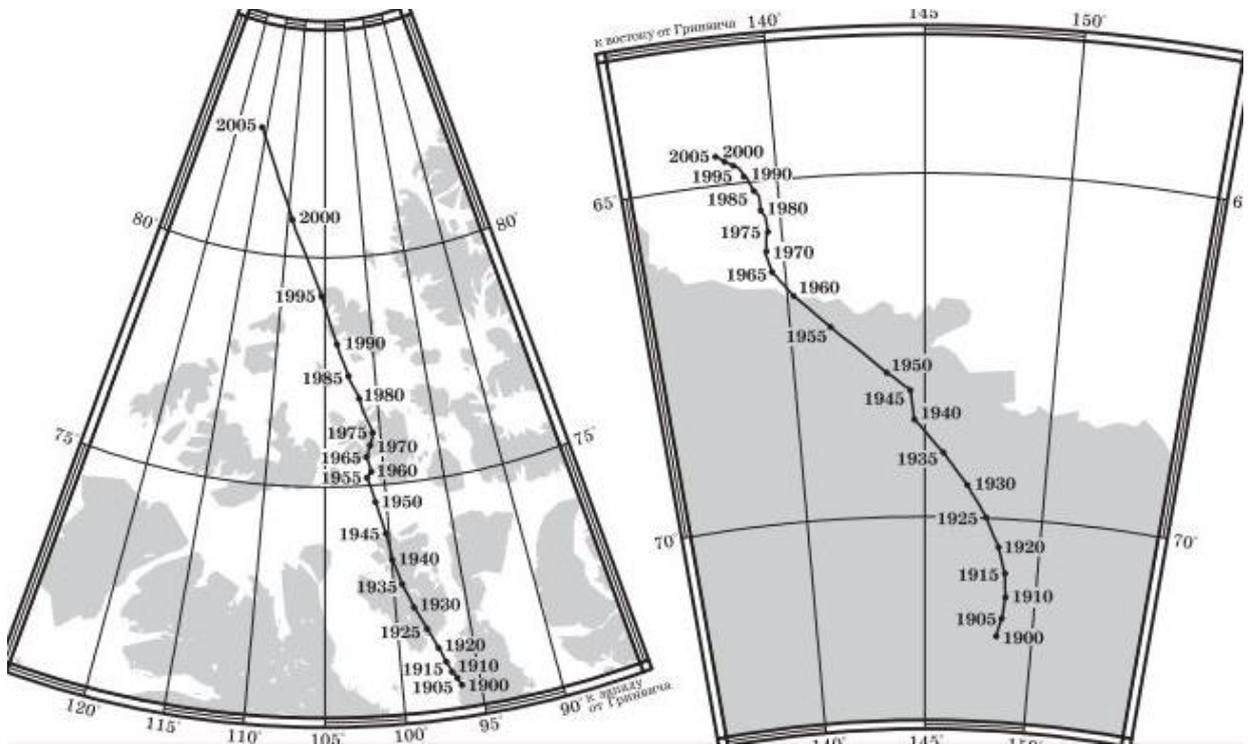


Рисунок 8 – изменение магнитных полюсов по данным моделирования в периоды с 1900 по 2005 года

Такая упрощённая модель описывает поле воображаемого идеального геоцентрического диполя, наклонённого на  $10^\circ$  к оси вращения планеты и служащего первым приближением к реальному геомагнитному полю. Геофизики называют его дипольной компонентой главного поля. Все остальные слагаемые при  $n \geq 2$  образуют так называемые недипольные компоненты, которые можно рассматривать просто как возмущения дипольной компоненты главного поля планеты. Оказалось, что очень полезно установить координатную систему, связанную с геоцентрическим диполем. А две симметричные точки, в которых ось этого диполя прокалывает поверхность планеты, называют геомагнитными полюсами Земли, или полюсами геоцентрического диполя

В середине 1996 г. модель IGRF-95 помещала магнитные полюса у пролива Смит около Гренландии и недалеко от российской антарктической станции Восток. Разница только по долготе между моделируемыми и истинными магнитными полюсами огромна. Для южного магнитного полюса сюда добавляется ещё и значительная разница по широте. Геомагнитная координатная система полностью определяется положением одного из её полюсов и выбором нулевого меридиана – по соглашению в качестве такового выбирают тот, который проходит через южный географический полюс. Эту координатную систему чаще всего используют учёные, изучающие солнечно-земные связи и магнитосферу планеты в целом.

Помимо вышеназванных магнитных полюсов встречаются и другие. Действительно ли геоцентрический диполь представляет главное поле Земли лучше всех других диполей? Нет, дело в том, что магнитное поле Земли в целом несимметрично. Если при разложении на сферические гармоники сразу сместить начало координат из центра геоида таким образом, чтобы минимизировать вклады членов степени  $n=2$ , можно построить модель, дипольная компонента которой представляет главное поле Земли ещё точнее. Такую модель называют эксцентричной. А смещённый диполь, наилучшим образом совпадающий с главным полем планеты, называют эксцентричным диполем магнитного поля Земли. Поле эксцентричного диполя можно получить и в обычной геоцентрической модели – суммированием поля центрального диполя (члены степени  $n=1$ ) и квадрупольной компоненты поля (члены степени  $n=2$ ). То есть, первые восемь членов ряда ( $n \leq 2$ ) геоцентрической модели полностью определяют эксцентричный диполь Земли. Направление в пространстве и магнитный момент геоцентрического и эксцентричного диполей совпадают, но центр эксцентричного диполя смещён относительно центра геоида на 540 км в направлении северной оконечности Марианских островов в Тихом океане, по данным на 2000 год. У этого диполя будут и свои, но уже несимметричные полюса на земной поверхности.

Используя все наблюдения магнитных полюсов с 1500-х годов до нашего времени и строя наилучшим образом соответствующие им модели магнитного поля Земли, учёные сумели реконструировать маршрут движения магнитных полюсов на этом интервале времени. Северный полюс после пребывания на территории Канады приблизительно в середине XIX в. развернулся и теперь вновь уходит в Арктические воды. Южный медленно сближался с географическим полюсом по западной окраине моря Росса. На рубеже XVII – XVIII веков изменил курс на юго-восточную окраину Индийского океана. Это лишь одна из гипотез.

Помимо глобального расширения поля по сферическим гармоникам, можно также думать о локально определенных величинах: магнитных полюсах падения. Это два места на Земле, в которых магнитная стрелка могла бы стоять прямо. Важно уловить различие между этими точками и ориентацией дипольного момента, о которой говорилось выше. В то время как полюса крупномасштабного дипольного поля, определенные в предыдущих параграфах, с использованием расширения сферических гармоник, естественно, противоположны друг другу, полюса магнитного падения являются локальными объектами, на которые влияют все компоненты в спектральном расширении. Как результат, они могут двигаться независимо друг от друга.

Оказывается, положение северного полюса магнитного падения часто измеряется во время научных экспедиций, и недавно было обнаружено, что его скорость быстро увеличивается, достигая огромного значения 40 км / год за последние несколько лет, тогда как его максимальная скорость составляла около 15 км / год за последнее столетие. Это внезапное увеличение скорости полюса северного магнитного падения считается предвестником внезапного изменения поведения поля, которое, возможно, вступает в фазу разворота. Это было причиной большого ажиотажа. Однако первым поразительным сюрпризом является то, что в другом полушарии скорость южного магнитного полюса продолжала снижаться в течение последних нескольких лет и

значительно ниже 10 км / год, рисунок 9. Кроме того, как и в случае с глобальным диполем, северный полюс магнитного падения движется к географическому полюсу, а не от него!

Фактически полюс магнитного падения можно понимать как ноль горизонтальной составляющей поля. Построив изометрические значения напряженности горизонтального поля, можно показать, что северный магнитный полюс наклона является просто плохо определенной величиной, и незначительное изменение поля может привести к огромному смещению нулевого положения (т.е. положение полюса), тогда как южный полюс магнитного падения является хорошо ограниченной величиной,.

За предшествующие 450 лет наклон эксцентричного диполя по отношению к оси вращения планеты увеличивался от  $3^{\circ}6'$  до  $11^{\circ}30'$ , а теперь снова стремительно уменьшается со скоростью около  $2^{\circ}24''$  в год.

Эта скорость близка к максимальной скорости изменения угла его наклона за весь изученный по историческим записям период. Старая цифра  $11^{\circ}30'$  уже давно не соответствует действительности, можно говорить о наклоне магнитного диполя Земли всего на  $10^{\circ}$ .

Южный полюс движется всё дальше в Индийский океан, а северный, направляется явно мимо географического полюса к западу. Если ни чего не произойдет, то при нынешней скорости он уже через 20 лет пойдёт прямым курсом на Сибирь. Ещё удивительнее ведёт себя общий дипольный момент планеты.

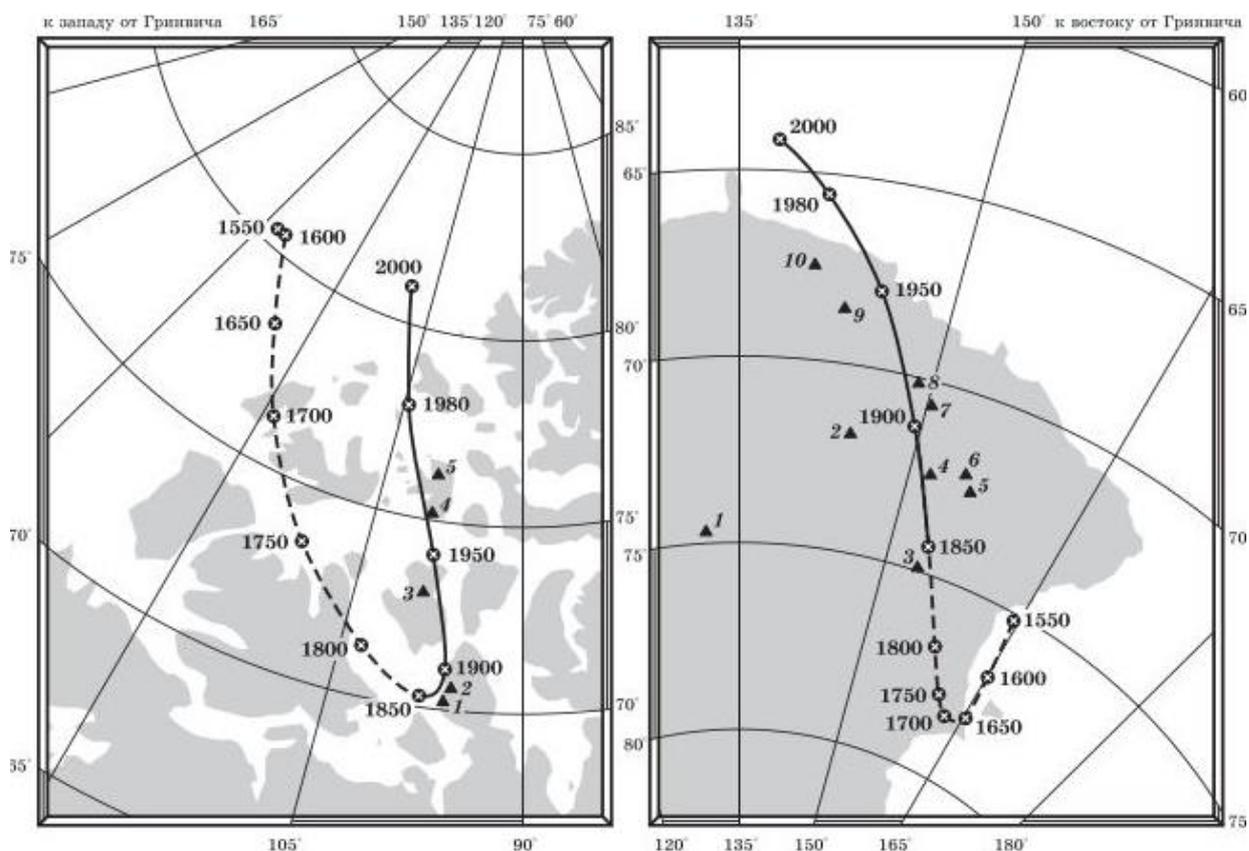


Рисунок 9 – изменение положения истинного магнитного полюса за последние 450 лет, треугольник обозначает определение полюса на месте экспедицией

При монотонном убывании всего за 450 лет напряжённость магнитного поля Земли уменьшилась уже почти на 20%. Именно это беспокоит учёных больше всего. По археомагнитным данным убывание продолжается уже около двух тысячелетий, причём в последние века его величина падает особенно интенсивно. Магнитные измерения за последние два столетия показывают, что с 1829 г. до 1960-х гг. динамика магнитного момента Земли довольно точно описывается линейным законом:

$$M = (8,27 - 0,004t) \cdot 10^{15} \text{ (Тл} \cdot \text{м)}^3 \quad (10)$$

где  $t$  – это время в годах, отсчитываемое вперёд или назад от 1900 г.

Такая динамика полностью обнуляет магнитный момент всего за две тысячи лет, с 1970 года ситуация ещё усугубилась. Коэффициент перед  $t$  возрос до 0,006, что сокращает срок обнуления  $M$  до 1200 – 1300 лет. Это уже не геологический, а реально обозримый исторический срок. Точные геомагнитные измерения со специализированных спутников за последнее десятилетие эту динамику полностью подтверждают.

Геологи находят отпечатки магнитного поля Земли в самых разнообразных минералах и могут таким образом восстанавливать его историю за прошедшие миллионы лет. Палеомагнитные реконструкции, описывают геомагнитное поле в древности очень грубо, не лучше, чем на уровне дипольного приближения, но они позволили учёным установить, что в истории Земли уже многократно происходили инверсии магнитного поля

За последние 5 млн. лет это происходило уже около 20 раз. Последняя инверсия случилась приблизительно 780 тыс. лет назад, и с тех пор уже достаточно долго магнитное поле Земли сохраняет свою нынешнюю полярность. За последние 100 млн. лет интервалы между инверсиями значительно варьировались: от десятков тысяч до миллионов лет. Какой-либо закономерности в их последовательности не наблюдается, а продолжительность даже соседних периодов различной полярности может значительно отличаться. Длительные периоды времени, в которые полярность магнитного поля планеты ориентирована преимущественно в какую-то одну сторону, геофизики называют эпохами (хронами). Сейчас протекает эпоха прямой полярности Брюнеса, названную так в честь геофизика Бернарда Брюнеса, открывшего само явление инверсии геомагнитного поля. Она продолжается уже около 780 тыс. лет. Предыдущая эпоха обратной полярности – называется эпохой Матуямы. Названа в честь другого пионера в области палеомагнетизма. За ней следует эпоха прямой полярности Гаусса, затем эпоха обратной полярности Гильберта и т. д. Внутри одной эпохи часто случаются относительно непродолжительные переполюсовки, называемые эпизодами (субхронами). Например, в эпохе Матуямы выделены три

отчётливых эпизода – Харамильо, Олдувай и Реюньон. В эпоху Брюнеса эпизодов полного обращения поля не обнаружено.

За последние 780 тыс. лет магнитные полюса Земли временами совершали тысячелетние экскурсии в более южные широты. Конечно, в данном случае учёные говорят не об истинных магнитных полюсах, положение которых в прошлом неизвестно, а о геомагнитных. Реконструкция их в геологические эпохи производится только по палеомагнитным данным – магнитным склонениям и наклонениям, в минералах горных пород. Изучение этих минералов показало, что в эпоху Брюнеса виртуальные геомагнитные полюса совершили как минимум 14 экскурсов с отходом от полюсов вращения более чем на  $45^\circ$ . То есть 14 раз геомагнитная ось значительно отклонялась от оси вращения планеты, а в остальное время, совпадение было очень хорошим.

Усреднённое за несколько последних тысячелетий положение виртуальных геомагнитных полюсов тоже очень близко к географическим. В процессе палеомагнитного изучения кернов тихоокеанского дна, собранных по проекту глубоководного бурения, оказалось, что смена полярности может оказаться гораздо менее хаотичным процессом, чем это считалось ранее. Остаточная напряжённость магнитного поля этих кернов, являющаяся отпечатком геомагнитного поля эпохи их образования, позволила увидеть определённую закономерность: сразу после переполусовки магнитное поле Земли как бы перезаряжается до некоторого сравнительно высокого уровня, а затем на протяжении одного геомагнитного хрона постепенно убывает, хотя это убывание очень сильно маскируется колебаниями магнитного момента на более коротких временных интервалах. Так продолжается до тех пор, пока уменьшающийся магнитный момент снова не откроет возможности новой инверсии. Кроме того, французским учёным удалось обнаружить и так называемые ложные инверсии, во время которых всё происходит по тому же сценарию: геомагнитное поле ослабевает до некоторого уровня, затем следует настоящая перезарядка, во время которой общий магнитный момент планеты

резко возрастает в несколько раз; только вот самой переполюсовки не происходит.

Сами по себе экскурсы явным образом не связаны с инверсиями – для последних необходимо именно ослабление поля до некоторого уровня. Говоря простым языком, во время инверсий поле не переворачивается, а как бы распадается; в течении нескольких тысячелетий происходит его перестройка, а затем достаточно быстро по геологическим меркам оно возрождается сразу с обратным направлением магнитного момента. Палеомагнитные данные также показывают, что к моменту инверсии происходит не полное исчезновение главного поля, а ослабление только его дипольной компоненты – квадрупольная, октупольная и другие недипольные составляющие, скорее всего, сохраняются. В момент инверсии магнитное поле, хотя и очень слабое, всё же остаётся, только имеет очень сложную, не дипольную природу с множеством вторичных полюсов. Такой сценарий, несколько смягчает последствия для биосферы планеты, но нельзя забывать и о том, что помимо общей космической защиты, геомагнитное поле служит основой пространственной ориентации огромного числа живущих на Земле видов.

Долгое время считалось, что усреднённый за последние 160 млн. лет магнитный момент планеты как раз близок к нынешнему. Однако эта оценка не была подкреплена достаточным количеством измерений. Новые данные, полученные геофизиками к 1998 г. благодаря изучению новых образцов океанических базальтов, показали, что эту оценку нужно понизить до  $4,2 \pm 2,3 \cdot 10^{15}$  Тл·м<sup>3</sup>. Получается, что поле в мезозое было просто средним, а величина магнитного момента в эпоху Брюнеса колеблется существенно выше среднего значения. Этот факт говорит в пользу того, что сила магнитного поля Земли ещё намного превосходит необходимый для инверсии уровень.

## 2.4 Методы измерения магнитных полей

До 16 века особо точных методов измерения магнитных полей не существовало, в основном были использованы направленные измерения. В 16 веке для измерения склонения начали использовать компасы. В конце 16 и начале 17 веков использовался уровень, определяющий измерение падения магнитного вектора ниже горизонтальной плоскости. В стандартной навигационной практике эта система так и не стала применяться. Особую роль в проведении полезных исторических геомагнитных наблюдений принадлежит морякам. Именно моряки, участвующие в торговом и военноморском судоходстве, во время своих путешествий, имели возможность и желание проводить различные геомагнитные наблюдения. Если смотреть по годам, то до 1590 года имеется небольшое количество наблюдений. Начиная с 1590 по 1700 года, количество наблюдений значительно увеличивается, опять же благодаря записям, сделанным моряками, работающими на голландские и английские компании Ост-Индии. Далее, из-за резкого увеличения военноморских перевозок, в основном по торговым маршрутам в Атлантике и Арктике, с 1700 по 1800 года увеличилось и количество наблюдений. Между 1800 и 1930 годами, к наблюдениям моряков добавились проведенные в большом количестве и наземные исследования на материках. Несмотря на выше-указанные сведения, имеющиеся сейчас исторические данные весьма ограничены. Для расширения информации о геомагнитных измерениях использовали также различные возможности, в частности косвенные данные, так как прямые наблюдения, особенно в 16-17 веках проводились редко.

Регулярные измерения элементов поля (сначала только склонение и наклонение) в фиксированных известных точках вскоре были проведены в Лондоне, Париже, Риме и Эдинбурге. В 40-х годах 19 века, благодаря влиянию Гаусса и Вебера, для отслеживания временных изменений магнитного поля Земли в полном объеме заработали специализированные магнитные обсерватории, которые занимались измерением всех элементов магнитного поля, включая его интенсивность, регулярные абсолютные наблюдения для

отслеживания инструментального дрейфа вариометров, обеспечивающих непрерывные изменения трех компонентов магнитного поля.

В настоящее время вариации непрерывно измеряются и регистрируются в цифровом виде либо трехкомпонентными феррозондовыми магнитометрами, либо магнитометрами на основе датчиков, которые измеряют компоненты поля с помощью скалярного датчика, оснащенного системой катушек. В последующем элементы вектора геомагнитного поля записываются в системах координат, связанных с прибором. Но, такие вариометры подвержены дрейфу, возникающему как внутри прибора (например, температурные эффекты), так и из-за ограниченной стабильности крепления прибора. Для отслеживания и коррекции этих отклонений приходится преобразовывать такие измерения в абсолютные единицы в географической системе отсчета. Для  $B$  поля как правило это делается с помощью теодолита с феррозондовым затвором, ищущего плоскость, перпендикулярную полю. Абсолютные же измерения напряженности поля непосредственно измеряются с помощью абсолютного скалярного магнитометра.

Современные стандарты качества данных геомагнитных обсерваторий требуют точности лучше, чем  $\pm 5$  нТл, включая долгосрочную стабильность вариационных записей лучше, чем 5 нТл / год. Точность 1 нТл может быть достигнута для абсолютных измерений сотрудниками в хорошо подготовленных обсерваториях. В связи с появившимся недавно требованием – записывать данные за одну секунду, особенно в связи с предстоящей миссией Swarm, некоторые обсерватории смогли предоставлять данные с таким высоким разрешением. Образовавшаяся всемирная сеть обсерваторий ИНТЕРМАГНЕТ, поддерживает стандарты более высокого уровня для измерения данных, обеспечивает распространение этих данных в режиме, практически близком к реальному времени. Обсерватории сети ИНТЕРМАГНЕТ распределены неравномерно, наибольшее количество их

находится в Европе и Северной Америке, в то же время их заметно не хватает в Южном полушарии над океанами. Для исправления этого недостатка принимаются попытки разработки полностью автоматизированных обсерваторий, приспособленных для работы в отдаленных районах. Выбор метода и аппаратуры, вида съемок и систем наблюдения, погрешности и формы представления материалов, направленных на получение кондиционного материала о распределении аномалий магнитного поля, с помощью которого можно решить поставленные геологические задачи, является методика магниторазведки и гравиразведки. Основными методами магниторазведки являются полевые (наземные, пешеходные или автомобильные), воздушные (аэромагниторазведка), морские (гидромагнитные) съемки, а также подземные и скважинные наблюдения.

По решаемым задачам различают следующие виды магнитных съемок:

а) региональные (аэромагнитные и гидромагнитные), выполняемые в масштабах 1 : 200 000 и мельче и предназначенные для изучения глубинного геологического строения крупных территорий суши и акваторий;

б) картировочные (аэромагнитные и полевые), проводимые в масштабах 1:100000 - 1:50000 и применяемые для решения задач геологического картирования с оценкой перспективности изучаемых площадей на железорудные и другие полезные ископаемые;

в) картировочно-поисковые (как правило, полевые), предназначенные для крупномасштабного геологического картирования (масштабы 1:50000 - 1:10000), а также непосредственных поисков железорудных и других полезных ископаемых;

г) поисково-разведочные и детальные (полевые, подземные и скважинные), при которых работы проводят в масштабах 1: 10000 и крупнее и решают задачи выявления рудных тел, оценки их размеров, формы, положения, намагниченности.

Полевую, как правило, пешеходную магнитную съемку проводят с помощью портативных магнитометров типа М-27М, ММП-203, ММП-303 и др. Она отличается достаточно высокой производительностью: в зависимости от детальности и категории местности отряд из двух человек отрабатывает от нескольких десятков до двух сотен точек наблюдений за смену. Выбор системы наблюдений. Различают два вида магнитных съемок: маршрутные и площадные. Первые применяют как при рекогносцировочных исследованиях для выявления общих закономерностей аномального магнитного поля пересекаемых геологических структур и уточнения их границ, так и по интерпретационным профилям при высокоточных съемках.

Проводимые чаще площадные съемки, выполняемые по системе параллельных профилей, позволяют судить о форме и простирании аномалий магнитного поля на исследуемой площади. Принцип выбора профилей и шага съемки такой же, как в гравиразведке. Однако в связи с более сложной структурой аномального магнитного поля связь аномалий с параметрами искомых геологических объектов более сложная, поэтому сеть наблюдений должна быть более густой. Проектная точность зависит не только от масштаба съемки, но и в основном от величины ожидаемых магнитных аномалий, которые должны быть в 2–3 раза больше средней квадратической погрешности съемки. При работах с оптикомеханическими магнитометрами, как и в гравиразведке, разбивают опорную сеть, на которую опираются рядовые пункты наблюдения. При работах с протонными и квантовыми магнитометрами, у которых сползание нуля практически отсутствует, разбивать опорную сеть необязательно.

В отличие от гравиразведки при магнитной разведке необходимо вводить поправки за вариации магнитного поля, амплитуды и частоты которых нередко сравнимы с амплитудами и формой аномалий за счет геологических неоднородностей. Для этого с помощью так называемых магнитных вариационных станций или обычных магнитометров того же типа, с которыми

ведется съемка, на базе экспедиции ведут измерения напряженности магнитного поля. Зная время, амплитуду вариаций и время замеров при полевых съемках, можно ввести поправки и рассчитать аномалии во всех пунктах наблюдения. Если район исследования занимает большую площадь, то используют данные двух-трех МВС или результаты записи вариаций в ближайших (до 500 км) обсерваториях. Если имеется опорная сеть, то ее можно использовать и для учета вариаций. Погрешность магнитной съемки и способы представления результатов. Контроль качества проведенных магнитных работ осуществляют путем постановки независимых контрольных наблюдений, выполняемых в объеме до 5 %, от общего числа точек, желательно другим прибором и оператором и обязательно в другое время, например в конце полевого сезона. Среднюю квадратическую погрешность работ определяют по стандартной формуле:

$$m = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta_i^2}{n-1}}, \quad (12)$$

где  $\Delta$  — разница основного и контрольного отсчетов на  $i$ -ом измерении;  
 $n$  — общее число измерений.

Самым большим преимуществом измерения магнитного поля Земли из космоса с помощью спутников с низкой орбитальной орбитой является то, что это дает превосходный охват пространственными данными, что является важной предпосылкой для получения хороших глобальных моделей геомагнитного поля. Это также гарантирует, что разные регионы Земли отбираются с помощью одного и того же оборудования. Однако, поскольку спутники движутся быстро (обычно со скоростью 8 км/с для спутников на низкой околоземной орбите), ощущаемые ими изменения поля представляют собой комбинацию обоих изменений из-за движения спутника. Первые глобальные спутниковые наблюдения магнитного поля Земли были сделаны спутниками POGO, которые работали в период с 1965 по 1971 год. POGO

измерял только скалярное поле (магнитную напряженность), но не компоненты вектора. Это дает лишь частичную информацию о поле и ведет к фундаментальной двусмысленности в его определении. Хотя такую неоднозначность можно преодолеть с помощью дополнительной информации, необходимость измерения полного векторного магнитного поля быстро стала очевидной.

Первым таким векторным спутником был «Magsat», который пролетел 8 месяцев в 1979–1980 годах на высоте от 300 до 550 км. После этой очень успешной, но недолгой миссии было предложено довольно много спутниковых миссий. Спустя 20 лет эти усилия окупились: в феврале 1999 года был запущен спутник «Oersted», что ознаменовало начало новой эры непрерывной космической магнитометрии. Являясь первым спутником геопотенциальных исследований, «Oersted» и его оборудование (в частности, его комбинированный набор из абсолютного скалярного магнитометра, векторного магнитометра и звездного трекера для достижения высокоточных ориентированных измерений векторного магнитного поля с частотой дискретизации 1 Гц и 50 Гц). Теперь доступны измерения магнитного поля Земли из космоса с типичной точностью 0,5 нТл для интенсивности и несколько менее хорошей (2 нТл) для измерений отдельных компонентов поля.

Низкая высота (350–450 км) «CHAMP» оказалась чрезвычайно полезной для исследования полей ионосферы и земной коры, в то время как комбинация одновременных наблюдений, сделанных «Эрстедом» (высота 650–850 км), CHAMP и SAC-C ( $\approx 700$  км над уровнем моря) привело к значительному прогрессу в исследовании временного поведения ядра поля. Спутниковая группировка «EKA Swarm» состоит из пары расположенных бок о бок спутников на начальной высоте 450 км и третьего спутника, вращающегося на большей высоте (530 км) с разной скоростью орбитального дрейфа. Эта конфигурация позволит еще лучше разделить внутренние и внешние поля и

повысить чувствительность к мелкомасштабным структурам поля земной коры. Таким образом, ожидается, что такое улучшенное продолжение наблюдения магнитного поля из космоса приведет к еще большему прогрессу в нашем понимании всех источников магнитного поля Земли.

### 3 Анализ динамики магнитосферы

#### 3.1 Моделирование магнитных полей

Магнитное поле Земли  $\mathbf{B}$  – векторная величина, изменяющаяся в пространстве ( $\mathbf{r}$ ) и во времени ( $t$ ). Поле, представляет собой комбинацию нескольких магнитных полей, формируемых разнообразными источниками. К наиболее важным из геомагнитных источников относятся: основное поле формируемое в проводящем внешнем ядре Земли, которое находится в расплавленном состоянии; поле коры, формируемое в верхней мантии Земли; составное возмущающее поле, формируемое электрическими токами, протекающими в верхней атмосфере и магнитосфере. [28]

Для создания точной модели основного поля необходимо располагать данными с хорошим глобальным охватом и очень низким уровнем шума. Этим требованиям удовлетворяют массивы данных, передаваемых с искусственных спутников Земли, на основе которых возможно моделирование поведения основного магнитного поля в пространстве и времени.

Предварительная обработка данных со спутника включает в себя построение родительской модели на основе всех имеющихся данных, с помощью которой можно синтезировать значения магнитного поля:

1) параметризация – осуществляется аппроксимация массивов данных, отобранных из результатов спутниковых измерений и средних обсерваторных значений за каждый час;

2) девиация – вводится зависимость от Dst (коэффициент, оценивающий возмущение магнитного поля) для внешних коэффициентов Гаусса степени 1, для отображения изменчивости магнитосферных кольцевых токов;

3) преобразование системы координат – данные, полученные от обсерваторий переводятся из геодезической системы координат в геоцентрические;

4) прогнозирование векового изменения – осуществляется обработка данных фильтрами линейного предсказания, в результате чего получают оценки изменения поля вплоть до 2010 г.;

5) взвешивание данных – оценка весовых функций, назначаемых каждому массиву данных и в пределах самих массивов данных.

Алгоритм математической модели для расчёта элементов магнитного поля Земли в точке с заданной широтой долготой:

1. Преобразование эллипсоидных геодезических координат в сферические геоцентрические координаты:

$$\tan \varphi_{\text{ГЦ}} = \frac{\sqrt{(A^2 \cos^2 \varphi_{\text{ГД}} + B^2 \sin^2 \varphi_{\text{ГД}}) \cdot h + B^2}}{\sqrt{(A^2 \cos^2 \varphi_{\text{ГД}} + B^2 \sin^2 \varphi_{\text{ГД}}) \cdot h + A^2}} \cdot \tan \varphi_{\text{ГД}}; \quad (13)$$

$$r^2 = h^2 + 2h \cdot \sqrt{(A^2 \cos^2 \varphi_{\text{ГД}} + B^2 \sin^2 \varphi_{\text{ГД}})} + \frac{A^4 \cos^2 \varphi_{\text{ГД}} + B^4 \sin^2 \varphi_{\text{ГД}}}{A^4 \cos^2 \varphi_{\text{ГД}} + B^4 \sin^2 \varphi_{\text{ГД}}}, \quad (14)$$

где  $A = 6378,137$  км – большая полуось эллипсоида;  $B = 6356,7523142$  км – малая полуось с привязкой к эллипсоиду Всемирной геодезической системы WGS84;  $h$  – геодезическая высота;  $\varphi_{\text{ГД}}$  и  $\lambda$  – соответственно геодезические широта и долгота;  $t$  – время.

2. Определение коэффициентов Гаусса степени  $n$  и порядка  $m$ :

$$G_n^m(t) = G_n^m + \dot{G}_n^m(t - t_0); \quad (15)$$

$$H_n^m(t) = H_n^m + \dot{H}_n^m(t - t_0), \quad (16)$$

где  $t_0 = 2005$  – базисная дата модели.

3. Вычисление векторных составляющих поля  $X'$ ,  $Y'$  и  $Z'$  в геоцентрических координатах:

$$X'(\varphi_{\text{ГЦ}}, \lambda, r) = \sum_{n=1}^{12} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \cdot \sum_{m=0}^n (G_n^m(t) \cos m \lambda + H_n^m(t) \sin m \lambda) \cdot \frac{dP_n^m(\overline{\sin \varphi_{\text{ГЦ}}})}{d\varphi_{\text{ГЦ}}}; \quad (17)$$

$$Y'(\varphi_{\text{ГЦ}}, \lambda, r) = \frac{1}{\cos \varphi_{\text{ГЦ}}} \sum_{n=1}^{12} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \cdot \sum_{m=0}^n m (G_n^m(t) \sin m \lambda + H_n^m(t) \cos m \lambda) \cdot d\check{P}_n^m(\sin \varphi_{\text{ГЦ}}), \quad (18)$$

где  $d\check{P}_n^m(\sin \varphi_{\text{ГЦ}})$  – полу нормированные присоединённые функции Лежандра;  
 $V$  – скалярный потенциал.

4. Геоцентрические составляющие вектора  $X'$ ,  $Y'$  и  $Z'$  преобразуются обратно в геодезическую систему координат:

$$X = X' \cos \psi + Z' \sin \psi; \quad (19)$$

$$Y = Y'; \quad (20)$$

$$Z = -X' \sin \psi + Z' \cos \psi, \quad (21)$$

где  $\psi = \phi' - \phi$  – разность между геоцентрической и геодезической широтами;

5. По составляющим вектора рассчитываются элементы магнитного поля  $H$ ,  $D$ ,  $I$ ,  $B$  и условное магнитное склонение:

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}; \quad (22)$$

$$D = \tan^{-1}(X, Y); \quad (23)$$

$$I = \tan^{-1}(Z, H); \quad (24)$$

$$GV = D - \lambda, \text{ если } \varphi > 55^\circ; \quad (25)$$

$$GV = D + \lambda, \text{ если } \varphi < -55^\circ;$$

$$B = \sqrt{H^2 + Z^2}; \quad (26)$$

По данному алгоритму возможно получать данные для: картографических систем определения величин составляющих магнитного поля в точке с заданными широтой и долготой; для построения силовых линий магнитного поля; для построения эквипотенциальных поверхностей

магнитного поля; для построения сечений силовых линий магнитного поля для определенных широты, долготы, высоты; для построения изолиний и поверхностей, составляющих магнитного поля, магнитного склонения и наклонения для интересующих районов земного шара.

### 3.2 Экспериментальные данные магнитных полей Земли за последние 50 лет

Для оценки изменения магнитного поля Земли имеется база данных NOAA (National oceanic and atmospheric administration), которая позволяет получить результаты для модели IGRF с 1590 года.

Международное эталонное геомагнитное поле (IGRF) – стандартное математическое описание крупномасштабной структуры главного магнитного поля Земли и его вековой вариации. Он был создан путем подгонки параметров математической модели магнитного поля к измеренным данным магнитного поля из обзоров, обсерваторий и спутников по всему миру. IGRF разрабатывается и обновляется под руководством Международной ассоциации геомагнетизма и аэронавтики (IAGA) с 1965 года.

Модель IGRF охватывает значительный промежуток времени и поэтому полезна для интерпретации исторических данных. Это не похоже на Мировую Магнитную Модель, которая предназначена для навигации в ближайшие несколько лет. Она обновляется каждые 5 лет, отражая наиболее точные измерения, доступные на тот момент. Текущая 13-я редакция модели IGRF была выпущена в декабре 2019 года и действительна с 1900 по 2025 год. Для периода с 1945 по 2015 год она является «окончательной», что означает, что будущие обновления вряд ли улучшат модель каким-либо существенным образом.

В работе использовались данные для произвольной пространственной точки недалеко от г. Москва с координатами 55.58152 с.ш., 36.82514 в.д.

Значение компонентов магнитного поля в таблице таблицы, см. приложение 1, в соответствии с рисунком 1.

Напряженность В поля описывается горизонтальной компонентой (состоящей из северной и восточной направляющих) и вертикальной компонентой. Эти компоненты обычно измеряются в нанотесла (нТл), где  $1 \text{ нТл} \times 100\,000 = 1 \text{ Э}$  и  $1 \text{ нТл} = 1 \text{ гамма}$ . Для выбранной точки изменения за последние 50 лет отображены на рисунке 10.

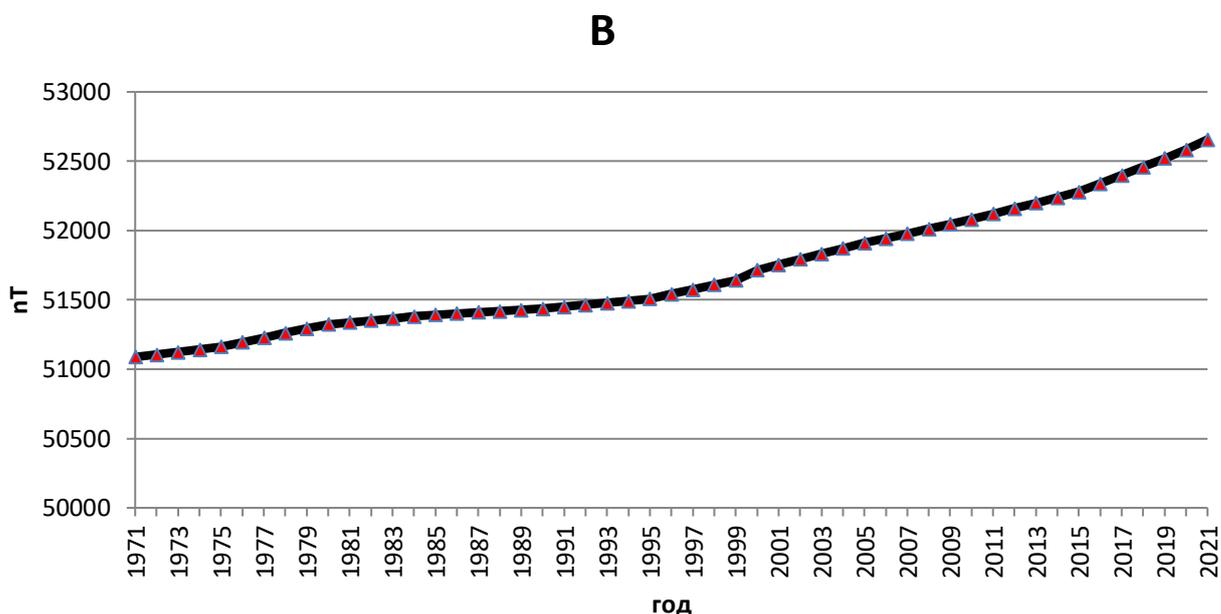


Рисунок 10 – изменение величины компоненты напряженности магнитного поля в выбранной точке поверхности Земли

Для визуализации изменения напряженности компонентов магнитного поля в выбранной точке на земной поверхности, использовался ресурс <http://www.geomagnet.ru/> отображающий изолинии для IGRF на выбранную дату.

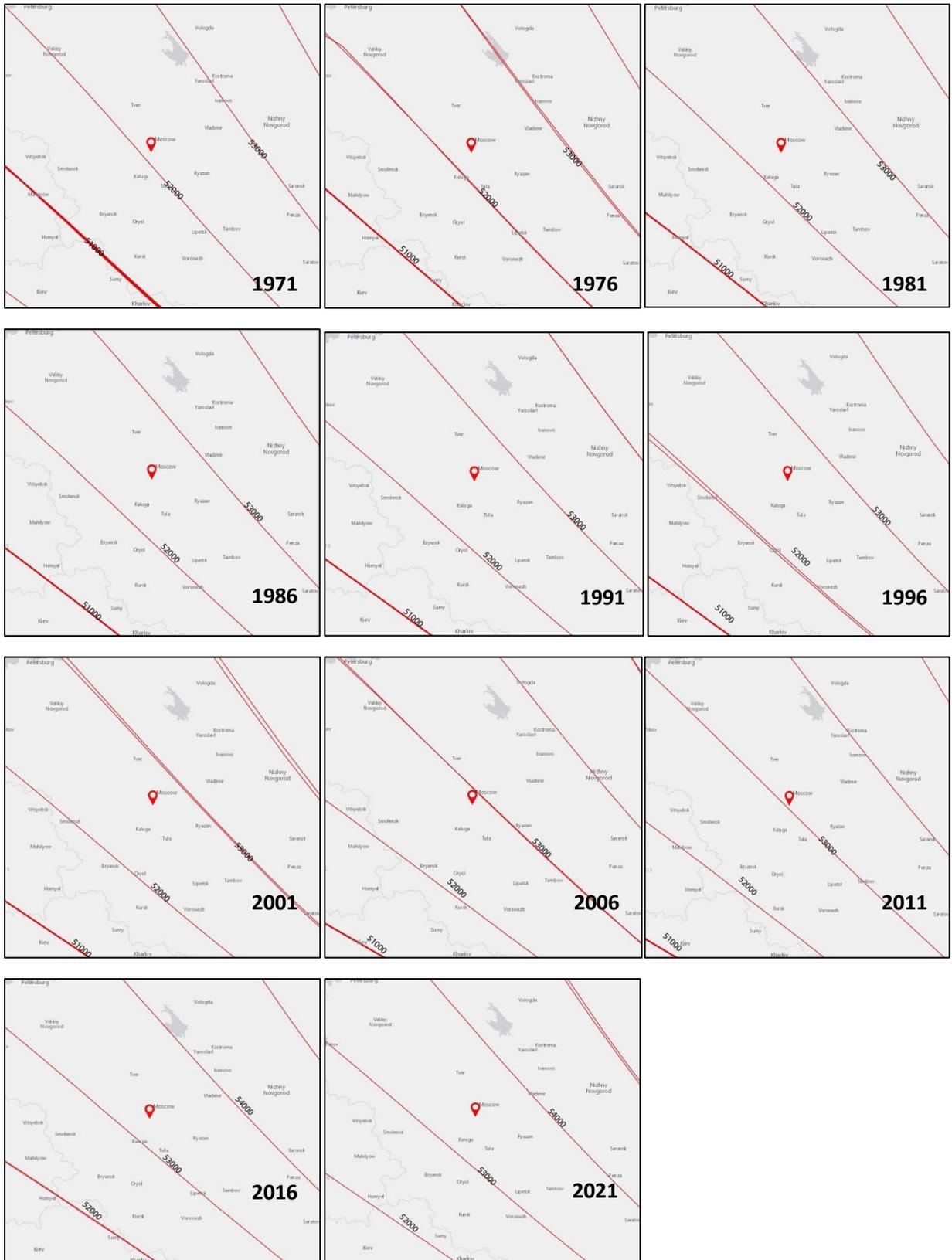


Рисунок 11 – визуализация изменения напряженности В магнитного поля в выбранном регионе в период с 1971 по 2021 годы, с разницей в 5 лет.

На рисунке изображено изменение напряженности  $B$  в выбранном районе с периодичностью в 5 лет с 1971 по 2021 год. На основании полученных данных можно построить направление вектора напряжённости магнитного поля, характеризующего изменение за последние 50 лет, рисунок 11. За 50 лет изменение величины напряженности в данной точке составило 1570 нТл.



Рисунок 13 – вектор напряженности магнитного поля в выбранной точке поверхности Земли

Такой же анализ проведен для всех составляющих напряженность  $B$ , на основании, которого построен вектор на рисунке 13. Для северной  $B_x$  и восточной  $B_y$  составляющих, графики изменения их величин указаны на рисунках 14 и 15.

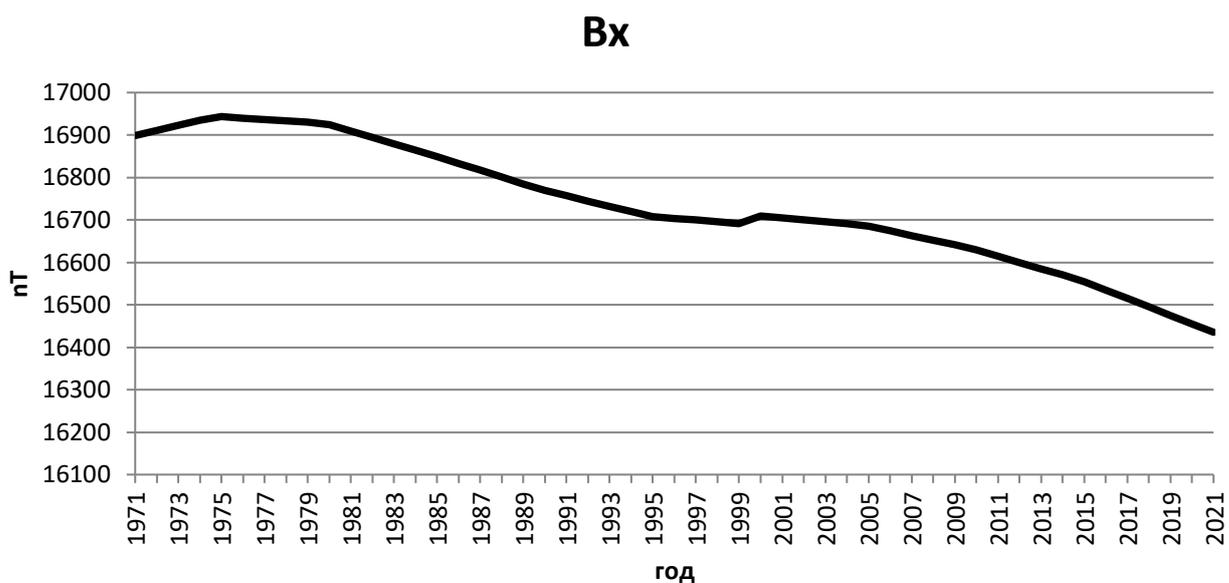


Рисунок 14 – изменение величины северной Вх компоненты напряженности магнитного поля в выбранной точке поверхности Земли

Изменение величины северной Вх компоненты напряженности магнитного поля за последние 50 лет составило 463 нТл.

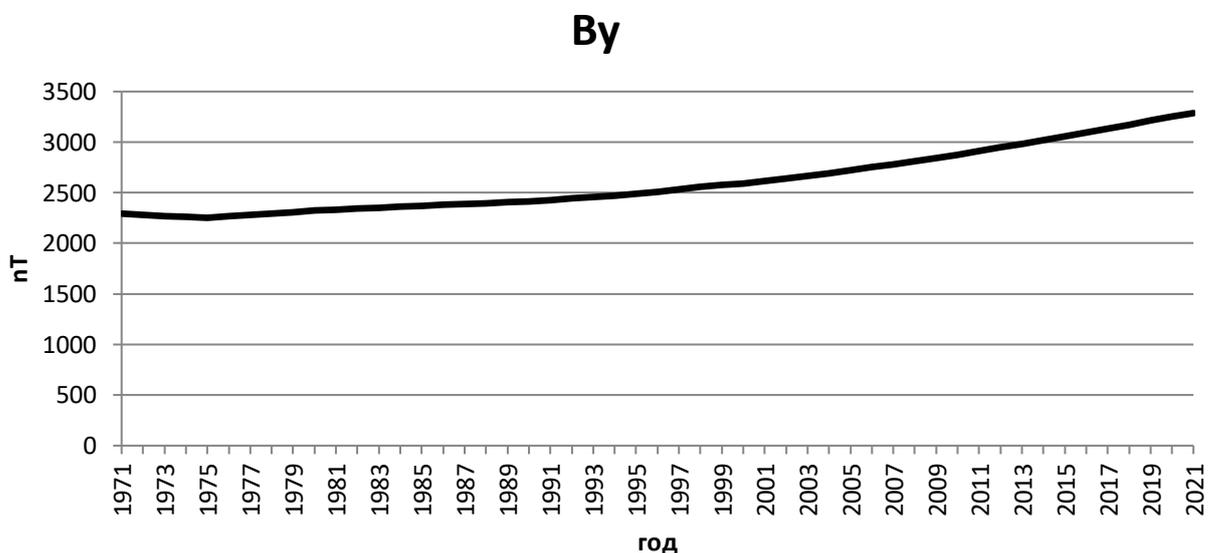


Рисунок 15 – изменение величины восточной Ву компоненты напряженности магнитного поля в выбранной точке поверхности Земли

Изменение величины северной Ву компоненты напряженности магнитного поля за последние 50 лет составило 992 нТл.

Значения по данным измерений вертикальной компоненты  $Z$  представлены на рисунке 16. Изменение за 50 лет составило 1761 нТл.

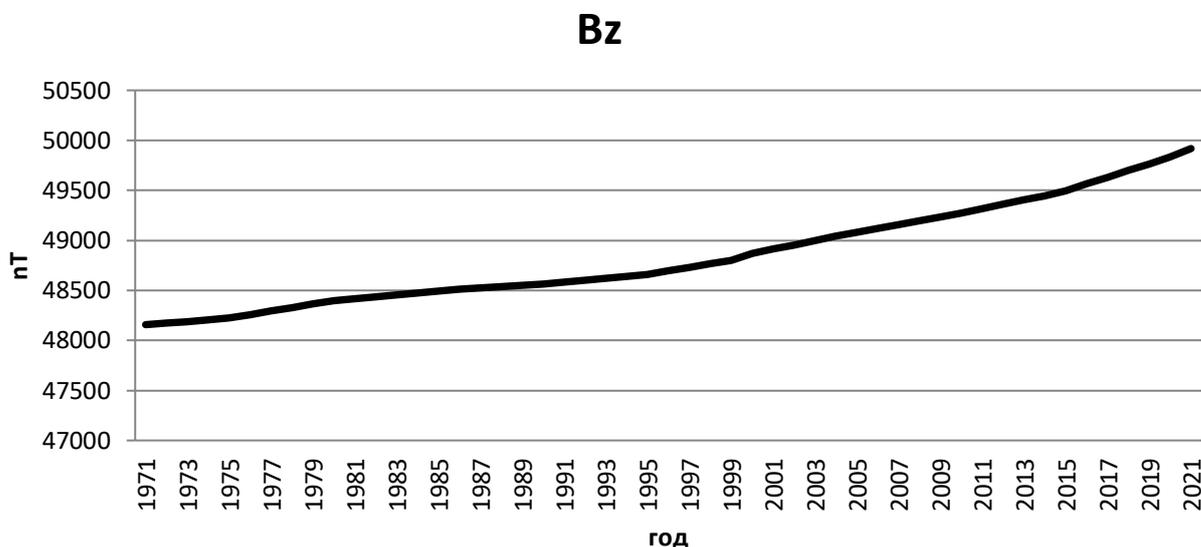


Рисунок 16 – изменение величины восточной  $Bz$  компоненты напряженности магнитного поля в выбранной точке поверхности Земли

Значения по данным измерений  $I, D$  и  $H$  представлены на рисунках 17,18,19. Убыль горизонтальной интенсивности магнитного поля Земли  $H = -12.5$  нТл/год. Т.е. за последние 50 лет горизонтальная составляющая уменьшилась на 1,7 %. Но убыль была неравномерной. После роста и стабилизации началось падение с 1980 по 1995 на 1,1 % за 15 лет, потом после стабильного 10- летнего периода (с 1995 по 2005), с 2005 по сегодняшний день (за 15 лет) горизонтальная интенсивность упала на 0,83 %. Таким образом говорить об ускорении падения горизонтальной интенсивности магнитного поля рано.

Даже за такое краткосрочное время наблюдений замечено существенное изменение направления геомагнитного поля. Среднее изменение геомагнитного склонения  $D$  и геомагнитного наклонения  $I$  за выбранный период времени:  $I = 0.1341^\circ/\text{год}$ ;  $D = 0.0414^\circ/\text{год}$ .

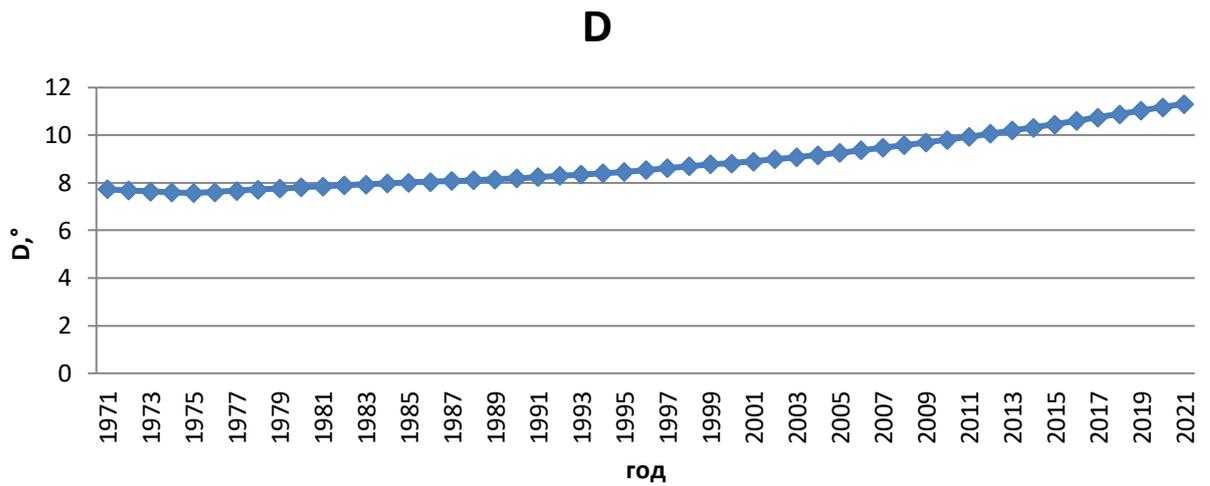


Рисунок 17 – изменение магнитного склонения за выбранный период

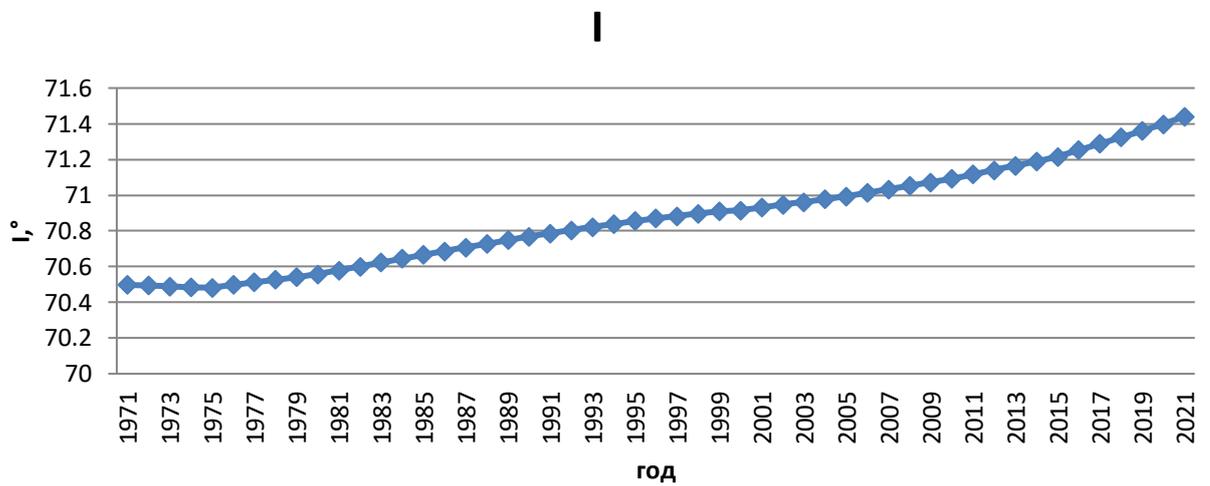
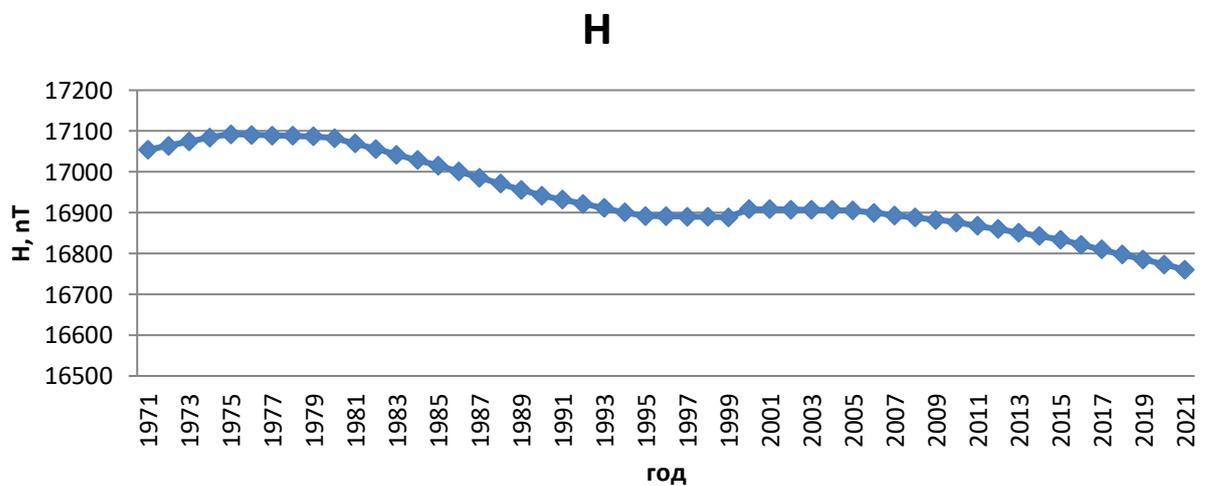


Рисунок 18 – изменение магнитного наклонения за выбранный период



## Рисунок 18 – изменение величины $H$ за выбранный период

На основании проведенного анализа можно сделать вывод, что в выбранной точке компонент напряженности магнитного поля  $B$  имеет вектор направленности роста величины на северо-восток. Значение напряженности за последние 50 лет изменилось на 1570 нТл.

### Заключение

В итоге была достигнута следующая цель выпускной квалификационной работы: произведен анализ состояния исследований магнитного поля Земли и планет Солнечной системы.

Решены следующие задачи:

- проанализированы гипотезы и теории происхождения и современного состояния магнитного поля Земли, в том числе геодинамо.

- описаны результаты исследований магнитных полей планет солнечной системы, показано что за короткий срок исследований ученым удалось получить колоссальное количество данных для утверждения представлений о полях планет, но формирование теорий требует еще больших финансовых вливаний в разработку многочисленных миссий к планетам с целью формирования полного набора данных;

- на основании данных многолетних наблюдений (модели магнитного поля IGRF последней вариации) для выбранной точки на земной поверхности, проанализировано изменение магнитного поля за последние 50 лет.

Можно сделать вывод о конкретной выпускной квалификационной работе, что в ней были изучены подходы к созданию моделей, описывающих поведение магнитного поля, на основании многолетних наблюдений. Современные модели такие как IGRF и WMM дают минимальные среднеквадратические погрешности определения компонентов напряженности магнитного поля и склонения для любой точки на поверхности

Земли. Генерация магнитного поля, для рассматриваемого гипотетического небесного тела, возможна при наличии: жидкого ядра, атомы которого ионизированы под действием высокой температуры; вращения планеты вокруг своей оси; наличия одного или нескольких внешних объектов, создающих горизонтальные гравитационные силы, которые вызывают движение жидкости как на поверхности планеты, так и внутри нее.

#### Список литературы

1. Аксенов В. В. Электромагнитное поле Земли. — 3-е изд., перераб. и доп. — Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, 2009. — 270 с.
- Бердичевский М.Н. Электроразведка методом магнитотеллурического профилирования / М: Недра, 1968. – 255 с
2. Боярчук, М. А. Анализ методов визуализации геофизических полей в геоинформационных системах / М. А. Боярчук, И. Г. Журкин, В. Б. Непоклонов // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. – 2017. – № 1. – С. 108-113.
3. Бондарь Т.Н., Головков В.П., Яковлева С.В. Вековая вариация геомагнитного поля на интервале 1980 – 2000 гг. // Геомагнетизм и аэрономия – 2003. – Т. 43. – № 6. – С. 854-857.
4. Глацмайер Г., Олсон П. Изучение геодинамо. // В мире науки. 2005, № 7, с. 29-35
5. Головков В.П., Зверева Т.И., Чернова Т.А. Годовая вариация магнитного поля Земли. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2004. – Т. 44. – № 1. – С. 129-134.
6. Данилов В.И. Геомагнетизм или последствия регулярного взаимовлияния планет [Электронный ресурс]. URL: <http://www.electrosad.ru/Proekt/VDanilov.htm>

7. Ершов Г.Д. Магнитное поле Земли, Гравитация [Электронный ресурс]. URL: [http://gennady-ershov.ru/zemlya/magnitnoepole zemli.html#more-959](http://gennady-ershov.ru/zemlya/magnitnoepole_zemli.html#more-959)
8. Ершов Г.Д. Планеты гиганты, Гравитация [Электронный ресурс]. URL: <http://gennadyershov.ru/planety/planety-giganty.html>
9. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
10. Жарков В.Н. Геофизические исследования планет и спутников. Москва, ОИФЗ РАН, 2003. [http://www.scgis.ru/russian/cp\\_1251/h\\_dgggms/1-2003/scpub3.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp_1251/h_dgggms/1-2003/scpub3.htm#begin)
11. Захаров В.С. Физика Земли: Учебник / Захаров В.С., Смирнов В.Б. - М.:НИЦ ИНФРА-М, 2016. - 328 с.
12. Захаров В.С. Строение и физика Земли. Вводный курс: Учебное пособие / В.С. Захаров, В.Б. Смирнов – Долгопрудный: Издательский дом «Интеллект», 2018. – 224 с.
13. Зверева Т.И. Динамика главного магнитного поля Земли с 1900 года по наши дни // Электромагнитные и плазменные процессы от недр Солнца до недр Земли. М.: ИЗМИРАН, 2015. – С. 36-45
14. Касинский В.В., Птицына Н.Г., Ляхов Н.Н., Тясто М.И., Виллорези Дж., Ючки Н. Влияние геомагнитных возмущений на работу железнодорожной автоматики и телемеханики // Геомагнетизм и аэрономия. – 2007. – Т. 47. – № 5. – С. 714-718.
15. Кузнецов В. В., Введение в физику горячей Земли, Петропавловск-Камчатский, 2008, 366 с
16. Кузнецов В. В., Причина ускорения дрейфа северного магнитного полюса: джерк или инверсия?, Геомагнетизм и Аэрономия, 2006, № 2, 1-9.
17. Кузнецов В. В. Механизм геомагнитного джерка // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2017. № 3(19). С. 78-89.

18. Кусонский О.А., Бородин П.Б., Бебнев А.С. Вековые вариации геомагнитного поля на Урале по наблюдениям на обсерваториях "Екатеринбург", "Высокая Дубрава", "Аркти" // Глубинное строение, геофизика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Девятые научные чтения Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017. – С. 240-244.
19. Заболотная Н.А. Индексы геомагнитной активности / М.: ЛКИ, 2007. – 88 с.
20. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., МГУ, 2006. 380 с.
21. Мардерфельд Б.Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях / М.: Наука, 1977. – 80 с.
22. Метелкин Д.В. Основы магнитотектоники: Учебное пособие / Метелкин Д.В., Казанский А.Ю. – Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т., 2014., 127 с.
23. Начасова И.Е., Бураков К.С. Изменчивость возмущенности напряженности геомагнитного поля в последние семь тысячелетий // Геомагнетизм и аэрономия. – 1997. – Т. 37. – № 6. – С. 120-124.
24. Обридко В.И., Канониди Х.Д., Митрофанова Т.А., Шельтинг Б.Д. Солнечная активность и геомагнитные возмущения // Геомагнетизм и Аэрономия. – 2013. – Т. 53. – № 2. – С. 157-166
25. Оль А. И. Вековой ход магнитного поля и сейсмичность Земли – Природа. 1949. – № 12. – С. 6-14.
26. Орлов В.П. Вековой ход геомагнитного поля и его необычно резкие изменения // Труды ИЗМИРАН. – 1961. – Вып. 18. – № 28. – С. 77-86.
27. Ротанова Н.М., Папиташвили Н.Е., Пушков А.Н. Пространственно-временной анализ 60- летних вариаций геомагнитного поля по данным

мировой сети обсерваторий // Геомагнетизм и аэрономия. – 1982. – Т. 22. – № 6. – С.847-851.

28. Симонян А., О, Шапаронян С. Р., Оганесян А. С., “Моделирование земного магнитного поля с учетом существования геомагнитных джерков”, Геомагнетизм и Аэрономия, 44:6 (2004), 849–856.

29. Смирнова Т.П. Магнитное поле Земли: Определение модуля горизонтальной составляющей напряженности геомагнитного поля: Учеб.-метод. пособие/ Смирнова Т.П.; НовГУ им. Ярослава Мудрого. – Великий Новгород, 2008.- с. 5-6

30. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 455 с.

31. Сорохтин О. Г., Ушаков.С. А. Развитие Земли. Москва, Изд-во МГУ, 2002, 559 с.

32. Шалимов С.Л. О механизме геомагнитных джерков // Геофизические исследования. – 2009. – Т. 10. – № 1. – С. 38-43.

## Приложения

Данные с сайта National oceanic and atmospheric administration для выбранной точки на поверхности Земли за последние 50 лет

version	model	date	latitude	units	longitude	units2	elevation	units3
0.5.1.11	IGRF2020	1971	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1972	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1973	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1974	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1975	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1976	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1977	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1978	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1979	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1980	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1981	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1982	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1983	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1984	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1985	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1986	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1987	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1988	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1989	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1990	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1991	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1992	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1993	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1994	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1995	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1996	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1997	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1998	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	1999	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2000	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km

0.5.1.11	IGRF2020	2001	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2002	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2003	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2004	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2005	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2006	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2007	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2008	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2009	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2010	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2011	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2012	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2013	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2014	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2015	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2016	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2017	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2018	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2019	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2020	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km
0.5.1.11	IGRF2020	2021	55.58152	Degree	36.82514	Degree	0	km

declination	units4	inclination	units5	horintensity	units6	totalintensity	units7
7.73244	Degree	70.49908	Degree	17054.2	nanoTesla (nT)	51087.7	nanoTesla (nT)
7.68806	Degree	70.49421	Degree	17064.2	nanoTesla (nT)	51105.4	nanoTesla (nT)
7.64373	Degree	70.48933	Degree	17074.3	nanoTesla (nT)	51123.2	nanoTesla (nT)
7.59946	Degree	70.48445	Degree	17084.3	nanoTesla (nT)	51141	nanoTesla (nT)
7.57025	Degree	70.48276	Degree	17092.5	nanoTesla (nT)	51161.3	nanoTesla (nT)
7.61893	Degree	70.49764	Degree	17091	nanoTesla (nT)	51194.3	nanoTesla (nT)
7.66761	Degree	70.5125	Degree	17089.5	nanoTesla (nT)	51227.3	nanoTesla (nT)
7.71631	Degree	70.52732	Degree	17088	nanoTesla (nT)	51260.4	nanoTesla (nT)
7.76501	Degree	70.54211	Degree	17086.6	nanoTesla (nT)	51293.4	nanoTesla (nT)
7.81228	Degree	70.55798	Degree	17083.1	nanoTesla (nT)	51323.4	nanoTesla (nT)
7.85211	Degree	70.57962	Degree	17069.6	nanoTesla (nT)	51337.6	nanoTesla (nT)
7.892	Degree	70.60124	Degree	17056	nanoTesla (nT)	51351.8	nanoTesla (nT)
7.93195	Degree	70.62284	Degree	17042.5	nanoTesla (nT)	51366	nanoTesla (nT)
7.97197	Degree	70.64442	Degree	17028.9	nanoTesla (nT)	51380.2	nanoTesla (nT)
8.01125	Degree	70.66583	Degree	17015.2	nanoTesla (nT)	51393.4	nanoTesla (nT)
8.04643	Degree	70.68651	Degree	17000.5	nanoTesla (nT)	51401.9	nanoTesla (nT)
8.08167	Degree	70.70718	Degree	16985.8	nanoTesla (nT)	51410.3	nanoTesla (nT)
8.11697	Degree	70.72783	Degree	16971	nanoTesla (nT)	51418.7	nanoTesla (nT)
8.15234	Degree	70.74847	Degree	16956.3	nanoTesla (nT)	51427.2	nanoTesla (nT)
8.19067	Degree	70.76861	Degree	16942.3	nanoTesla (nT)	51436.5	nanoTesla (nT)
8.24412	Degree	70.78622	Degree	16931.9	nanoTesla (nT)	51450.2	nanoTesla (nT)
8.29764	Degree	70.8038	Degree	16921.6	nanoTesla (nT)	51464	nanoTesla (nT)

8.35123	Degree	70.82135	Degree	16911.2	nanoTesla (nT)	51477.7	nanoTesla (nT)
8.40488	Degree	70.83888	Degree	16900.8	nanoTesla (nT)	51491.5	nanoTesla (nT)
8.46281	Degree	70.85579	Degree	16892	nanoTesla (nT)	51508.4	nanoTesla (nT)
8.54267	Degree	70.86954	Degree	16891.2	nanoTesla (nT)	51541.6	nanoTesla (nT)
8.62253	Degree	70.88323	Degree	16890.5	nanoTesla (nT)	51574.8	nanoTesla (nT)
8.7024	Degree	70.89688	Degree	16889.7	nanoTesla (nT)	51608	nanoTesla (nT)
8.78227	Degree	70.91047	Degree	16889	nanoTesla (nT)	51641.2	nanoTesla (nT)
8.82089	Degree	70.91536	Degree	16908.8	nanoTesla (nT)	51714.5	nanoTesla (nT)
8.90793	Degree	70.93106	Degree	16908.2	nanoTesla (nT)	51753.6	nanoTesla (nT)
8.99498	Degree	70.94669	Degree	16907.7	nanoTesla (nT)	51792.8	nanoTesla (nT)
9.08203	Degree	70.96226	Degree	16907.2	nanoTesla (nT)	51832.1	nanoTesla (nT)
9.16909	Degree	70.97776	Degree	16906.7	nanoTesla (nT)	51871.3	nanoTesla (nT)
9.25971	Degree	70.9939	Degree	16905.4	nanoTesla (nT)	51909.7	nanoTesla (nT)
9.36886	Degree	71.01361	Degree	16899.6	nanoTesla (nT)	51943.8	nanoTesla (nT)
9.47808	Degree	71.03322	Degree	16893.9	nanoTesla (nT)	51977.9	nanoTesla (nT)
9.58737	Degree	71.05275	Degree	16888.2	nanoTesla (nT)	52012.1	nanoTesla (nT)
9.69674	Degree	71.07219	Degree	16882.6	nanoTesla (nT)	52046.2	nanoTesla (nT)
9.80944	Degree	71.09238	Degree	16876.5	nanoTesla (nT)	52081.2	nanoTesla (nT)
9.93915	Degree	71.11685	Degree	16868.1	nanoTesla (nT)	52120	nanoTesla (nT)
10.06899	Degree	71.1412	Degree	16859.7	nanoTesla (nT)	52158.8	nanoTesla (nT)
10.19896	Degree	71.16541	Degree	16851.3	nanoTesla (nT)	52197.7	nanoTesla (nT)
10.32906	Degree	71.18951	Degree	16843.1	nanoTesla (nT)	52236.6	nanoTesla (nT)
10.46126	Degree	71.21556	Degree	16834.3	nanoTesla (nT)	52279	nanoTesla (nT)
10.6039	Degree	71.25224	Degree	16821.9	nanoTesla (nT)	52339.1	nanoTesla (nT)
10.74675	Degree	71.28873	Degree	16809.7	nanoTesla (nT)	52399.4	nanoTesla (nT)
10.8898	Degree	71.32503	Degree	16797.5	nanoTesla (nT)	52459.6	nanoTesla (nT)
11.03306	Degree	71.36114	Degree	16785.5	nanoTesla (nT)	52520	nanoTesla (nT)
11.17496	Degree	71.39801	Degree	16773.4	nanoTesla (nT)	52582.6	nanoTesla (nT)
11.30893	Degree	71.4396	Degree	16760.8	nanoTesla (nT)	52656.7	nanoTesla (nT)

xcomponent	units8	ycomponent	units9	zcomponent	units10
16899.1	nanoTesla (nT)	2294.6	nanoTesla (nT)	48157.1	nanoTesla (nT)
16910.8	nanoTesla (nT)	2282.8	nanoTesla (nT)	48172.4	nanoTesla (nT)
16922.5	nanoTesla (nT)	2271.1	nanoTesla (nT)	48187.7	nanoTesla (nT)
16934.3	nanoTesla (nT)	2259.3	nanoTesla (nT)	48203	nanoTesla (nT)
16943.5	nanoTesla (nT)	2251.8	nanoTesla (nT)	48221.6	nanoTesla (nT)
16940.1	nanoTesla (nT)	2266	nanoTesla (nT)	48257.2	nanoTesla (nT)
16936.7	nanoTesla (nT)	2280.2	nanoTesla (nT)	48292.7	nanoTesla (nT)
16933.3	nanoTesla (nT)	2294.4	nanoTesla (nT)	48328.3	nanoTesla (nT)

16929.9	nanoTesla (nT)	2308.6	nanoTesla (nT)	48363.9	nanoTesla (nT)
16924.6	nanoTesla (nT)	2322.1	nanoTesla (nT)	48396.9	nanoTesla (nT)
16909.5	nanoTesla (nT)	2332	nanoTesla (nT)	48416.7	nanoTesla (nT)
16894.5	nanoTesla (nT)	2341.9	nanoTesla (nT)	48436.5	nanoTesla (nT)
16879.4	nanoTesla (nT)	2351.8	nanoTesla (nT)	48456.3	nanoTesla (nT)
16864.4	nanoTesla (nT)	2361.7	nanoTesla (nT)	48476.2	nanoTesla (nT)
16849.1	nanoTesla (nT)	2371.4	nanoTesla (nT)	48495	nanoTesla (nT)
16833.1	nanoTesla (nT)	2379.6	nanoTesla (nT)	48509.1	nanoTesla (nT)
16817.1	nanoTesla (nT)	2387.9	nanoTesla (nT)	48523.2	nanoTesla (nT)
16801	nanoTesla (nT)	2396.2	nanoTesla (nT)	48537.3	nanoTesla (nT)
16785	nanoTesla (nT)	2404.5	nanoTesla (nT)	48551.4	nanoTesla (nT)
16769.5	nanoTesla (nT)	2413.7	nanoTesla (nT)	48566.1	nanoTesla (nT)
16757	nanoTesla (nT)	2427.9	nanoTesla (nT)	48584.3	nanoTesla (nT)
16744.4	nanoTesla (nT)	2442	nanoTesla (nT)	48602.5	nanoTesla (nT)
16731.9	nanoTesla (nT)	2456.2	nanoTesla (nT)	48620.7	nanoTesla (nT)
16719.3	nanoTesla (nT)	2470.3	nanoTesla (nT)	48638.8	nanoTesla (nT)
16708.1	nanoTesla (nT)	2486	nanoTesla (nT)	48659.8	nanoTesla (nT)
16703.8	nanoTesla (nT)	2509.1	nanoTesla (nT)	48695.2	nanoTesla (nT)
16699.6	nanoTesla (nT)	2532.3	nanoTesla (nT)	48730.6	nanoTesla (nT)
16695.3	nanoTesla (nT)	2555.5	nanoTesla (nT)	48766	nanoTesla (nT)
16691	nanoTesla (nT)	2578.6	nanoTesla (nT)	48801.4	nanoTesla (nT)
16708.8	nanoTesla (nT)	2592.9	nanoTesla (nT)	48872	nanoTesla (nT)
16704.3	nanoTesla (nT)	2618.2	nanoTesla (nT)	48913.7	nanoTesla (nT)
16699.7	nanoTesla (nT)	2643.5	nanoTesla (nT)	48955.4	nanoTesla (nT)
16695.2	nanoTesla (nT)	2668.8	nanoTesla (nT)	48997.1	nanoTesla (nT)
16690.7	nanoTesla (nT)	2694.1	nanoTesla (nT)	49038.7	nanoTesla (nT)

16685.1	nanoTesla (nT)	2720.2	nanoTesla (nT)	49079.8	nanoTesla (nT)
16674.2	nanoTesla (nT)	2751.1	nanoTesla (nT)	49117.9	nanoTesla (nT)
16663.2	nanoTesla (nT)	2781.9	nanoTesla (nT)	49155.9	nanoTesla (nT)
16652.3	nanoTesla (nT)	2812.8	nanoTesla (nT)	49193.9	nanoTesla (nT)
16641.4	nanoTesla (nT)	2843.6	nanoTesla (nT)	49232	nanoTesla (nT)
16629.8	nanoTesla (nT)	2875.3	nanoTesla (nT)	49271	nanoTesla (nT)
16614.9	nanoTesla (nT)	2911.5	nanoTesla (nT)	49314.9	nanoTesla (nT)
16600	nanoTesla (nT)	2947.6	nanoTesla (nT)	49358.8	nanoTesla (nT)
16585.1	nanoTesla (nT)	2983.8	nanoTesla (nT)	49402.7	nanoTesla (nT)
16570.2	nanoTesla (nT)	3020	nanoTesla (nT)	49446.6	nanoTesla (nT)
16554.5	nanoTesla (nT)	3056.6	nanoTesla (nT)	49494.4	nanoTesla (nT)
16534.7	nanoTesla (nT)	3095.5	nanoTesla (nT)	49562.2	nanoTesla (nT)
16514.9	nanoTesla (nT)	3134.5	nanoTesla (nT)	49629.9	nanoTesla (nT)
16495	nanoTesla (nT)	3173.4	nanoTesla (nT)	49697.7	nanoTesla (nT)
16475.2	nanoTesla (nT)	3212.3	nanoTesla (nT)	49765.4	nanoTesla (nT)
16455.4	nanoTesla (nT)	3250.8	nanoTesla (nT)	49835.5	nanoTesla (nT)
16435.4	nanoTesla (nT)	3286.8	nanoTesla (nT)	49917.9	nanoTesla (nT)

declination_sv	units11	inclination_sv	units12	horintensity_sv	units13
0.13407	Degree	0.04149	Degree	-12.6	nanoTesla (nT)
0.13407	Degree	0.04149	Degree	-12.6	nanoTesla (nT)
0.13407	Degree	0.04149	Degree	-12.6	nanoTesla (nT)
0.13407	Degree	0.04149	Degree	-12.6	nanoTesla (nT)
0.13407	Degree	0.04149	Degree	-12.6	nanoTesla (nT)
0.13407	Degree	0.04149	Degree	-12.6	nanoTesla (nT)
0.13407	Degree	0.04149	Degree	-12.6	nanoTesla (nT)

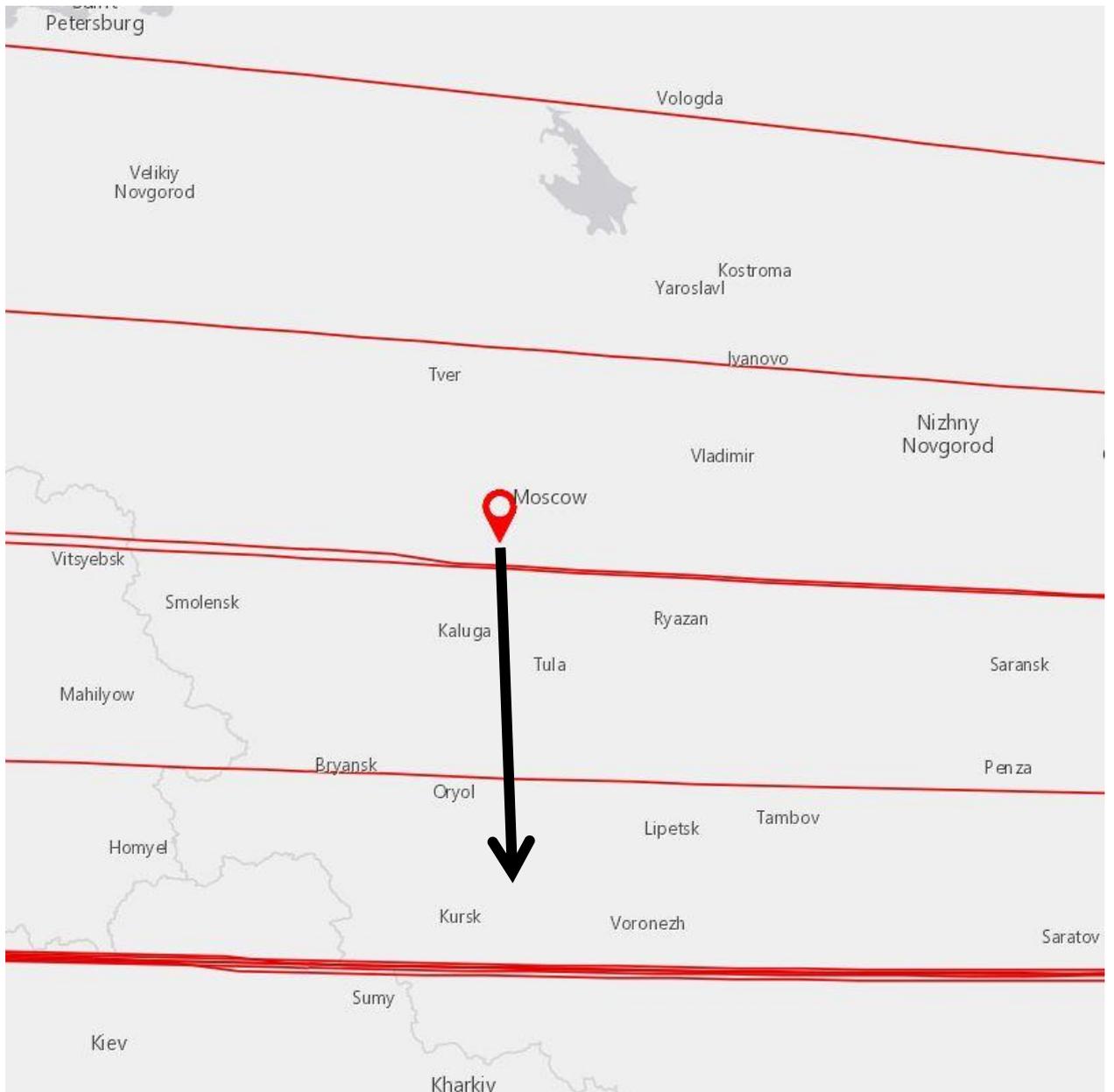




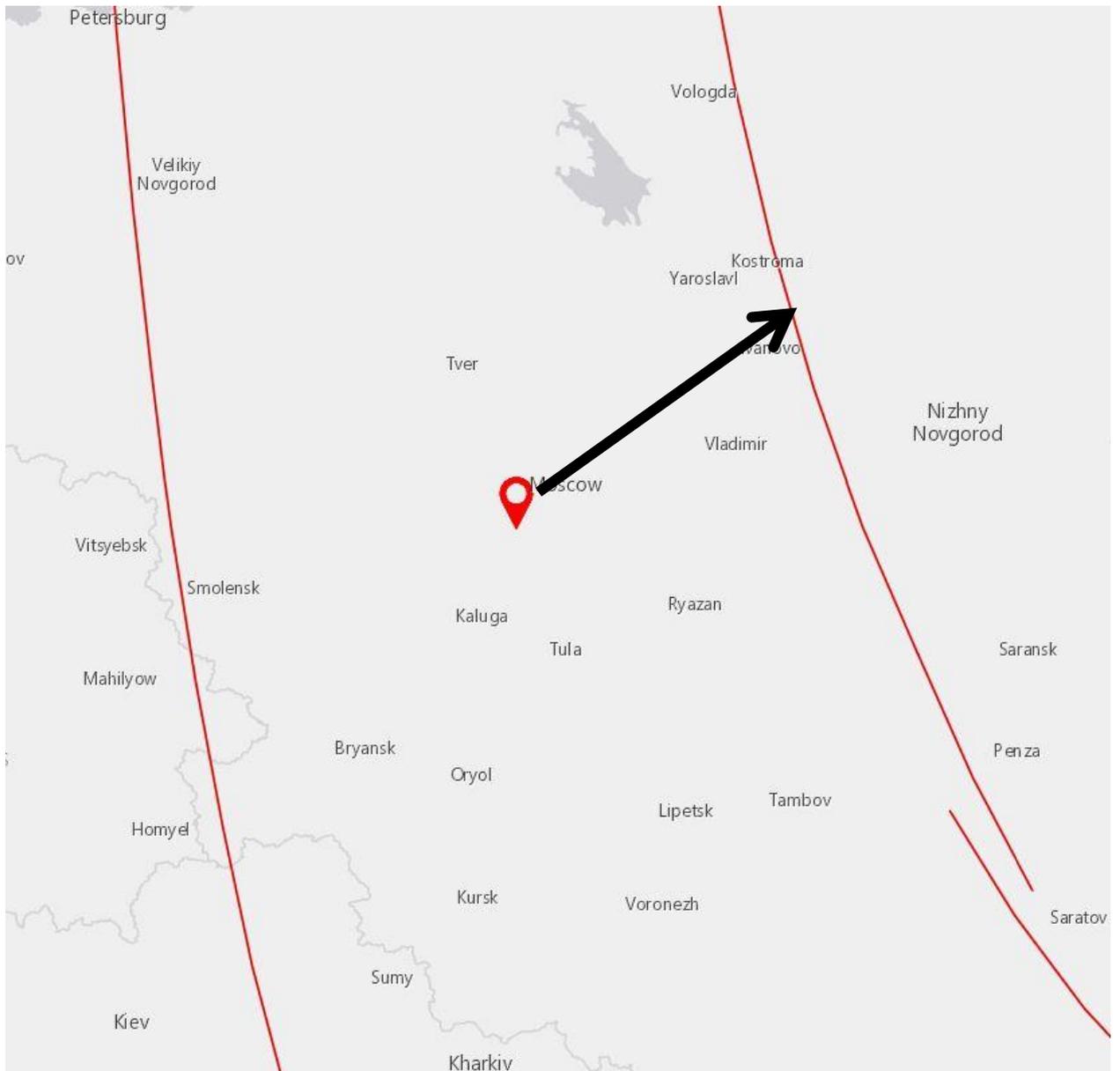




Вектор напряженности компоненты  $B_x$  магнитного поля в выбранной точке  
поверхности Земли



Вектор напряженности компоненты  $B_y$  магнитного поля в выбранной точке поверхности Земли



Вектор напряженности компоненты  $B_z$  магнитного поля в выбранной точке поверхности Земли

