

А.Д. Гвишиани,
Р.Ю. Лукьянова,
А.А. Соловьёв

ГЕОМАГНЕТИЗМ: ОТ ЯДРА ЗЕМЛИ ДО СОЛНЦА

Москва
2019

Российская академия наук

А.Д. Гвишиани, Р.Ю. Лукьянова, А.А. Соловьёв

**ГЕОМАГНЕТИЗМ:
ОТ ЯДРА ЗЕМЛИ ДО СОЛНЦА**

Москва
2019

УДК 550.38
ББК 26.3
Г 25

Авторы:

Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю., Соловьёв А.А.

Рецензенты:

В.А. Пилипенко, доктор физико-математических наук, профессор;
А.В. Хохлов, доктор физико-математических наук.

Г 25 **Гвишиани А.Д.** Геомагнетизм: от ядра Земли до Солнца / Геомагнетизм: от ядра Земли до Солнца – М.: РАН, 2019. – 186 с.: ил. 95 р.

ISBN 978-5-907036-43-7

Геомагнитное поле пронизывает все части твердой Земли, гидросферу и атмосферу, распространяется в космос и играет важную роль во многих природных процессах. Изменение геомагнитного поля во времени и пространстве предоставляет важную информацию о состоянии твердой Земли, а также о солнечно-земных связях и условиях космической погоды. В монографии рассмотрен комплекс актуальных проблем современных геомагнитных исследований, а также представлены результаты авторских разработок. ГЦ РАН является одной из ведущих организаций в области изучения магнитного поля Земли, развития национальной наблюдательной сети высшего международного стандарта качества ИНТЕРМАГНЕТ, совершенствования методов обработки и анализа данных. Проводимые экспериментальные исследования сочетаются с развитием и внедрением методов математического моделирования, геоинформатики, искусственного интеллекта и системного анализа для решения фундаментальных задач геомагнетизма.

ISBN 978-5-907036-43-7

© Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю.,
Соловьёв А.А., 2019

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
1 СТРУКТУРА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ	7
1.1 Основные источники МПЗ	7
1.2 Внутреннее МПЗ.....	9
1.2.1 Главное МПЗ и строение Земли.....	9
1.2.2 Мировые магнитные аномалии.....	12
1.2.3 Поле литосферных аномалий	13
1.2.4 Динамика внутреннего магнитного поля.....	14
1.3 Внешнее МПЗ: источники и динамика.....	20
2 МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МПЗ.....	29
2.1 Дипольная модель главного МПЗ.....	30
2.2 Модели главного поля, основанные на сферическом гармоническом анализе.....	31
2.2.1 Принципы построения моделей.....	31
2.2.2 Семейства моделей.....	37
2.3 Модели магнитного поля литосферы.....	44
2.4 Модели магнитосферы.....	47
3 ЭЛЕКТРОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ИОНОСФЕРЕ ЗЕМЛИ.....	51
3.1 Электрические токи магнитосферного происхождения (продольные токи) по данным спутниковых измерений магнитного поля над ионосферой.....	51
3.2 Моделирование глобального распределения ионосферного электрического потенциала.....	56
3.3 Электрические поля в полярной ионосфере, контролируемые продольными токами.....	61
3.4 Проникновение электрических полей из полярной шапки в средние широты.....	66
3.5 Асимметричные структуры продольных токов и конвекции ионосферной плазмы, контролируемые азимутальной компонентой ММП и сезоном года.....	68
4 НАБЛЮДЕНИЯ МПЗ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ.....	76
4.1 Измерения МПЗ.....	76
4.1.1 Наземные обсерватории и станции	76
4.1.2 Аэро и морские магнитные съемки.....	84
4.1.3 Спутниковые измерения.....	85
4.2 Сбор, обработка и хранение геомагнитных данных в системе МАГНУС.....	90
4.3 Математические методы анализа рядов геомагнитных данных	96
4.3.1 Методы ДМА.....	97
4.3.2 Применение методов ДМА для моделирования наземных геомагнитных вариаций.....	106

5 ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАРАМЕТРОВ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ	109
5.1 Солнечное динамо, солнечные циклы и геоэффективные проявления солнечной активности.....	109
5.2 Реконструкция скорости солнечного ветра по высокоширотным геомагнитным данным.....	115
5.3 Реконструкция среднемесячных и сезонных значений скорости солнечного ветра и определение экстремумов.....	122
5.4 Геомагнитная активность, высокоскоростные потоки солнечного ветра и эволюция магнитного поля Солнца.....	130
6 ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ	132
6.1 Космическая погода и геомагнитная активность.....	132
6.2 Ориентация и навигация по геомагнитному полю.....	134
6.2.1 Магнитный компас.....	134
6.2.2 Системы навигации и обнаружения, использующие измерения МПЗ.....	135
6.3 Геоиндуцированные электрические токи.....	146
6.4 Геомагнитное сопровождение наклонно-направленного бурения глубоких скважин в Арктическом регионе.....	151
6.4.1 Контроль траектории бурения.....	152
6.4.2 Оценка влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно-направленного бурения.....	157
6.5 Радиационная опасность для космических технологий.....	167
6.6 Предупреждение сбоев радиосвязи.....	170
Заключение.....	173
Список литературы.....	176

ВВЕДЕНИЕ

Земля относится к классу планет, обладающих собственным магнитным полем. Еще в 1905 году Эйнштейн назвал причину возникновения земного магнетизма одной из пяти главных загадок физики. Основная часть магнитного поля Земли (МПЗ) генерируется глубоко внутри земного шара. Его силовые линии выходят через поверхность Земли далеко в космос, формируя магнитосферу. Геомагнитное поле является одним из обязательных условий существования и развития жизни на Земле. Оно играет важную роль в защите среды обитания человека от воздействия корпускулярного солнечного и космического излучения. Геомагнитное поле характеризуется разномасштабной пространственной структурой и широким спектром временных вариаций. Это объясняется тем, что оно создается за счет источников различной природы, расположенных внутри Земли, а также в магнитосфере и ионосфере. Геомагнитное поле оказывает влияние на геофизические, биофизические и технологические процессы. Изменение МПЗ во времени и пространстве предоставляет важную информацию о глубокой внутренней динамике нашей планеты, тектонике и структурах литосферы, а также о состоянии взаимодействия Солнца и Земли и об условиях космической погоды.

Динамика ядра и мантии Земли связана с тепловым потоком от центра к поверхности. Генерация магнитного поля обусловлена геодинамическими процессами во внешнем ядре. Анализ электромагнитных свойств литосферных пород и геологических образований в сочетании с другими геофизическими параметрами (гравитационными и сейсмическими) используется для разведки природных ресурсов, для оценки опасностей в сейсмически или вулканически активных регионах и для понимания таких геологических процессов как тектоника плит или древние метеорные кратеры. Палеомагнитные сигналы, сохраняющиеся в вулканических породах и отложениях в течение геологического времени, не только предоставляют информацию об изменении конфигурации магнитного поля в далеком прошлом, но также находят применение в исследованиях прошлых климатических изменений.

Повышенная солнечная активность возмущает магнитное поле, окружающее Землю. Следствием солнечных бурь являются геомагнитные бури, во время которых возмущения в ионосфере могут отрицательно повлиять на высокотехнологичную инфраструктуру, от электросетей и железнодорожных сетей до авиации, телекоммуникаций и спутниковой навигации. Чувствительность этих систем к условиям космической погоды усиливает нашу уязвимость к ее неблагоприятным воздействиям, поскольку общество становится все более зависимым от технологий. Для того чтобы повысить нашу способность прогнозировать космическую погоду и смягчать ее негативное воздействие, необходимо хорошо знать и понимать природу солнечно-земных связей. Важным источником информации о солнечной активности являются пространственные и временные вариации геомагнитного поля, которые связаны с электродинамикой ионосферно-магнитосферной токовой системы.

Геомагнитное поле пронизывает все части твердой Земли, гидросферу и атмосферу, распространяется в космос и играет роль во всех процессах, в

которых участвует среда, обладающая конечной электрической проводимостью. Геомагнитное поле – это важная часть, которую необходимо учитывать, чтобы получить полную картину системы планеты Земля.

Геомагнетизм имеет преимущество длинных инструментальных записей, начиная с первых наблюдений за магнитным склонением, сделанных более 400 лет назад, и продолжительных обсерваторских наблюдений в течение 170 лет. С началом космической эры магнитные измерения стали проводиться в космосе. Таким образом, сформировалась синергия данных наземных магнитных обсерваторий и серии спутников магнитной съемки. Большой объем наблюдений с высоким разрешением во времени и пространстве приводит к открытию новых явлений и дает возможность проверять теории, а современные вычислительные мощности поддерживают анализ данных и разработку сложных математических моделей, что позволяет решать все более сложные задачи.

Сегодня происходит лавинообразный рост количества данных измерений в области наук о Земле в целом и в области геомагнетизма в частности. В связи с ужесточением требований к качеству поступающих данных, а также в связи с перспективами использования координированных измерений в различных географических точках земного шара и в космосе возникает необходимость разработки новых технологических решений для сбора, обработки, хранения и распространения данных. Не менее важным является разработка новых математических методов анализа данных с применением современных геоинформационных подходов. Эти подходы должны, с одной стороны, обеспечивать автоматический интеллектуальный контроль качества поступающей информации с возможностью разделения помех техногенной природы и вариаций магнитного поля, обусловленных физическими процессами. С другой стороны, необходимо развивать методики, позволяющие структурировать информацию и выделить определенные индикаторы, которые упрощают слежение за развитием физических процессов. Таким образом, возникает целый ряд взаимосвязанных задач, решение которых требует использования методов системного анализа, геоинформатики и математической геофизики.

Монография посвящена обсуждению актуальных проблем геомагнитных исследований. Геофизический Центр РАН (ГЦ РАН) является одной из ведущих исследовательских организаций в области изучения МПЗ, развития национальной наблюдательной сети высшего международного стандарта качества, совершенствования методов обработки и анализа данных. Актуальной задачей, решаемой ГЦ РАН, является расширение российской сети геомагнитных обсерваторий высшего стандарта качества. Это особенно важно в арктической зоне РФ, где пунктов наблюдений недостаточно. Проводимые экспериментальные исследования сочетаются с развитием и внедрением методов геоинформатики, искусственного интеллекта и системного анализа для решения фундаментальных задач геомагнетизма.

1 СТРУКТУРА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

1.1 Основные источники МПЗ

Геомагнитное поле характеризуется неоднородной пространственной структурой и широким спектром временных вариаций. Это объясняется тем, что оно создается за счет источников различной природы, расположенных как внутри Земли, так и в околоземном пространстве — в магнитосфере и ионосфере. Основные источники геомагнитного поля находятся в жидком ядре, мантии и коре Земли. Эти источники создают внутреннее МПЗ, вклад которого в полный вектор магнитной индукции B , наблюдаемый на поверхности Земли, является основным (Паркинсон, 1986; Hulot et al., 2010).

Главное МПЗ, которое возникает вследствие динамо процессов во внешней части жидкого ядра, имеет, вообще говоря, мультипольную структуру, но доминирующую роль играет симметричный диполь. Главное поле изменяется на временных масштабах десятилетий, формируя так называемый «вековой ход». Спутниковые и наземные измерения показывают, что в целом напряженность геомагнитного поля падает, причем неравномерно. В среднем за два десятилетия она уменьшилась на 1,5–2 %, а в некоторых регионах, например, в южной части Атлантического океана, — на 10%. В ряде мест напряженность поля, вопреки общей тенденции, несколько возросла. Наблюдения за эволюцией главного МПЗ необходимы для обновления глобальных моделей, используемых в навигации, в аэрокосмических и других инновационных технологиях. Главное поле изменяется сравнительно медленно, на временных масштабах от года до тысячелетий. Экстремальными событиями в эволюции главного МПЗ можно считать инверсии (переполосовки), джерки, представляющие собой резкие изменения в скорости изменения главного магнитного поля, и формирование крупномасштабных пространственных неоднородностей, таких как, например, Атлантическая аномалия.

В верхней мантии и коре Земли различные геологические образования являются источниками литосферной части внутреннего поля. Локальные магнитные аномалии стабильны во времени, но их географическое распределение и пространственные масштабы весьма разнообразны. Величина магнитных аномалий изменяется в широких пределах от 1 нанотесла (нТл) до нескольких сотен нТл. В целом литосферная часть составляет около 1% от общей величины внутреннего поля.

Источником внешнего магнитного поля является сложная и изменчивая трехмерная система электрических токов, текущих в магнитосфере и ионосфере Земли. Магнитный эффект этих токов наблюдается на Земле в виде регулярных вариаций (суточных, сезонных, 11-летних, связанных с циклом солнечной активности) и спорадических флуктуаций на временных масштабах от секундных до многочасовых отклонений от спокойного уровня. Короткопериодные вариации, связанные с мощными (до десятков миллионов Ампер) и очень изменчивыми токовыми системами магнитных бурь, суббурь и других нестационарных явлений в околоземном пространстве, формируют геомагнитную активность. Строение магнитосферы таково, что геомагнитная активность максимальна на широтах 65–75°. Возмущения

внешнего геомагнитного поля большой амплитуды оцениваются как экстремальные явления космической погоды.

Наблюдаемое на поверхности Земли геомагнитное поле является суммой трех полей, источники которых имеют различные физические механизмы образования:

- главное магнитное поле – источники расположены в ядре Земли;
- аномальное магнитное поле – источники расположены в земной коре;
- внешнее магнитное поле – источники расположены в ионосфере и магнитосфере Земли.

Основная часть МПЗ является полем земного диполя (>80%), и около 15% дает поле мировых магнитных аномалий. Таким образом, вклад главного магнитного поля в величину индукции, наблюдаемую на поверхности Земли, составляет более 95%, мелкомасштабное аномальное поле вносит около 4% и внешнее поле – менее 1%. Но это соотношение не является постоянным, например, в магнитосфере внешние источники могут составлять 50% и более. На поверхности Земли в отдельные моменты времени вклад внешних источников может увеличиваться на порядок. Часто в геомагнитных записях необходимо разделять сигналы внутреннего и внешнего поля, что является нетривиальной задачей (Olsen et al., 2010).

Вектор индукции геомагнитного поля $\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}$ (где \mathbf{H} – напряженность магнитного поля, μ_0 – магнитная проницаемость) полностью описывается тремя независимыми компонентами (Яновский, 1963). Применительно к предпочтительной системе координат (декартовой, цилиндрической или сферической), компоненты: X – северный компонент (положительное направление на северный географический полюс), Y – восточный компонент (положительный на восток по географическому меридиану), Z – вертикальный компонент (положительный вниз к центру Земли), H – горизонтальный компонент, D – угол магнитного склонения (положительный, если силовая линия отклонена на восток, смотря с севера), I – угол наклона магнитного поля (положительный ниже горизонтали), F – полная напряженность геомагнитного поля (модуль вектора геомагнитного поля, $F = |\mathbf{B}|$). Соотношения между компонентами вектора геомагнитного поля приведены на рис. 1.1. Соотношение между системой (X, Y, Z) и (H, D, Z) определяется как $X = H \cos D$, $Y = H \sin D$, Z без изменения.

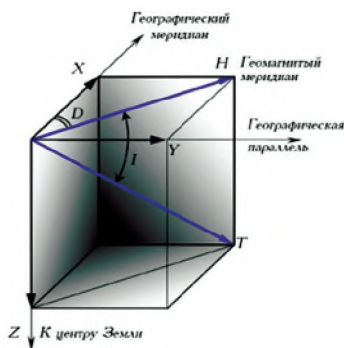


Рисунок 1.1 – Разложение вектора магнитного поля в декартовой (X, Y, Z) , цилиндрической (D, H, Z) и сферической (D, I, F) системах координат

1.2 Внутреннее МПЗ

1.2.1 Главное МПЗ и строение Земли

Анализируя распределение магнитного поля по поверхности Земли, английский ученый Уильям Гильберт показал, что МПЗ представляет собой поле гигантского постоянного магнита, расположенного в центре Земли, ось которого несколько отклонена от оси вращения Земли (рис. 1.2). Это отклонение составляет 11.5° . В 1600 году в своей книге «О магните, магнитных телах и большом магните – Земле» Гильберт изложил свои результаты и тем самым заложил основы науки о геомагнетизме.

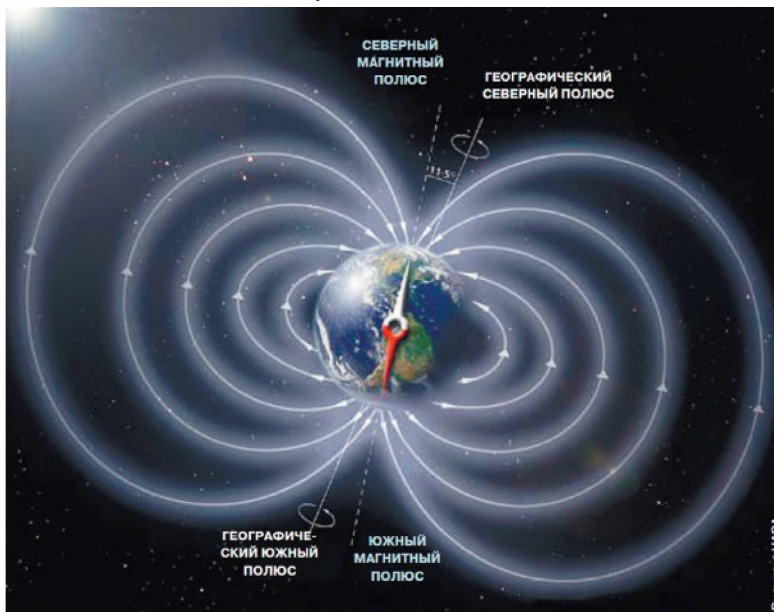


Рисунок 1.2 – Схема силовых линий дипольного главного МПЗ

Первой гипотезой об источнике магнитного поля было предположение о наличии большого магнитного ядра Земли, но скоро стало ясно, что температура внутри Земли настолько велика, что никакие магниты там не могут существовать. Это связано с потерей намагниченными материалами своих магнитных свойств при превышении температуры определенной величины, называемой точкой Кюри. Для разных материалов эта температура различна, например, для железа она имеет величину около $750\text{--}800^\circ\text{C}$, а температура в ядре Земли достигает $5000\text{--}6000^\circ\text{C}$. Все современные теории строения Земли говорят о наличии внутри Земли зоны расплавленного вещества с высокой электрической проводимостью (Aldridge et al., 1990).

В моделях строения Земли (рис. 1.3) выделяют литосферу – наружный слой твердой составляющей Земли, включающий в себя кору и верхнюю часть мантии приблизительно до глубины 70 км, и астеносферу – нижнюю

часть мантии. Литосфера расколота примерно на десять больших тектонических плит, по границам которых расположена подавляющая часть очагов землетрясений. Под жесткой литосферой расположен слой повышенной текучести – астеносфера Земли, где температуры мантийного вещества наиболее близко подходят к температурам плавления. Из-за малой вязкости астеносферы литосферные плиты, как говорят, «плавают» в астеносферном «океане». Этим объясняется такое явление, как дрейф материков. Далее в глубину следует ядро Земли, состоящее из двух частей: внутреннего и внешнего. Внешнее ядро (слой толщиной 2100–2200 км), которое составляет около 30% массы Земли, обладает свойствами тягучей жидкости и электропроводностью. На границе мантия – внешнее ядро резко возрастают плотность и температура (от 2000 °С до 4000 °С), и соответственно, давление. Внутреннее ядро имеет радиус примерно 1250 км и обладает свойствами твердого тела. В его центральной зоне температура достигает 5000 °С. Внутреннее ядро на 80% состоит из железа и на 20% из никеля.

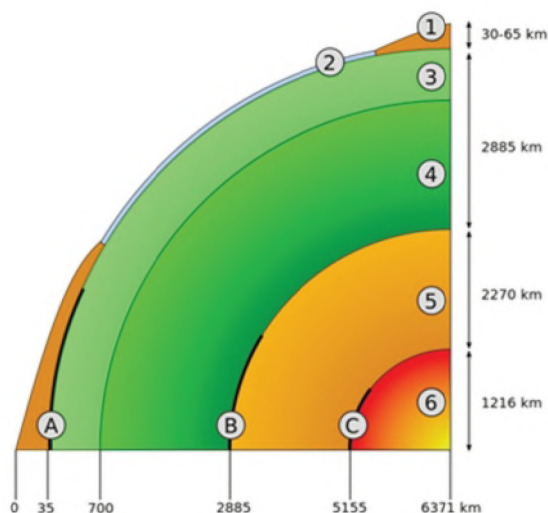


Рисунок 1.3 – Схема внутреннего строения Земли: 1 – континентальная кора, 2 – океаническая кора, 3 – верхняя мантия, 4 – нижняя мантия, 5 – внешнее ядро, 6 – внутреннее ядро, А – поверхность Мохоровича, В – разрыв Гуттенберга, С – разрыв Леманн-Буллена

Для объяснения механизма возникновения МПЗ была предложена теория гидромагнитного динамо, которая в настоящее время хорошо разработана и является основной теорией, объясняющей происхождение МПЗ (Брагинский, 1978). Согласно этой теории, если жидкий проводник при своем относительном движении пересекает силовые линии первоначального (затравочного) поля, то в нем формируется электрический ток, создающий магнитное поле, которое направлено так, что увеличивает внешнее затравочное поле, а это, в свою очередь, увеличивает электрический ток и так далее. При температуре вещества в несколько тысяч градусов его проводимость доста-

точно высока, чтобы конвективные движения, происходящие даже в слабо намагниченной среде, могли возбуждать изменяющиеся электрические токи (рис. 1.4). В соответствии с законами электромагнитной индукции эти токи создают новые магнитные поля, что приводит к увеличению токов и полей, т. е. возникает система с положительной обратной связью. Рост этих полей ограничивается увеличением потерь на разогрев вещества текущими в нем электрическими токами (Bloxham and Roberts, 2017).

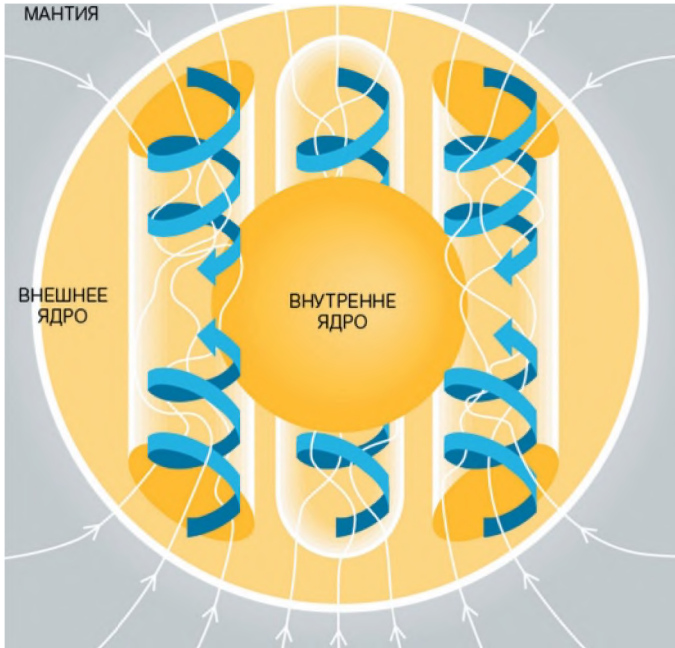


Рисунок 1.4 – Внутренние источники МПЗ – геодинамо

Таким образом, динамо-эффект – это самовозбуждение и поддержание в стационарном состоянии магнитных полей вследствие движения проводящей жидкости или газовой плазмы. Его механизм подобен генерации электрического тока и магнитного поля в динамо-машине постоянного тока с самовозбуждением. С динамо-эффектом связывают происхождение собственных магнитных полей Солнца, Земли и планет, а также их локальные поля, например, поля активных областей Солнца.

Динамо-эффект создает основную часть наблюдаемого на поверхности Земли магнитного поля, которое простирается из глубин земного шара наружу через мантию и кору за пределы поверхности Земли. Оно часто аппроксимируется как смещенное наклонное дипольное магнитное поле с магнитным моментом $7,94 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$. У магнитных полюсов Земли, где вектор поля ориентирован перпендикулярно земной поверхности, величина магнитной индукции составляет порядка 60000 нанотесла (нТл), а в районе экватора, где вектор направлен горизонтально, – около 30000 нТл. Между полюсом и экватором вектор МПЗ ориентирован под углом к земной поверхности,

т.е. имеет горизонтальную и вертикальную составляющие. Так, на широте 65°N , значение модуля полного вектора поля составляет примерно 52000 нТл, а азимутальная (горизонтальная) составляющая этого вектора – около 11000 нТл. На широте 70°N , полный вектор равен 53000 нТл, а азимутальная составляющая – примерно 8000 нТл.

1.2.2 Мировые магнитные аномалии

На самом деле конфигурация МПЗ намного сложнее, чем можно предположить из простой дипольной картины. Недипольную часть обеспечивают мировые аномалии – отклонения величиной до 15% от поля земного диполя в отдельных областях с характерными размерами ~ 10000 км. Считается, что источником этих полей являются неоднородности строения границы ядра и мантии, а также течения магмы в верхних слоях мантии Земли. Наиболее крупными аномалиями являются Бразильская и Восточно-Сибирская. Аномалии проявляются главным образом в вертикальной (Z) составляющей магнитного вектора (рис. 1.5). Положительными аномалиями считаются те, у которых направление отклонения Z компоненты совпадают с направлением дипольного поля, а отрицательными – те, у которых они противоположны. Мировые аномалии простираются далеко в космос, их интенсивность медленно убывает с высотой, что указывает на глубинное, близкое к границе ядра и мантии расположение источников аномалий. Вследствие наличия мировых аномалий у внутреннего МПЗ появляется мультипольная составляющая, и в целом МПЗ может рассматриваться как квазидипольное поле.

Поле земного диполя с учетом мировых аномалий составляет главное МПЗ.

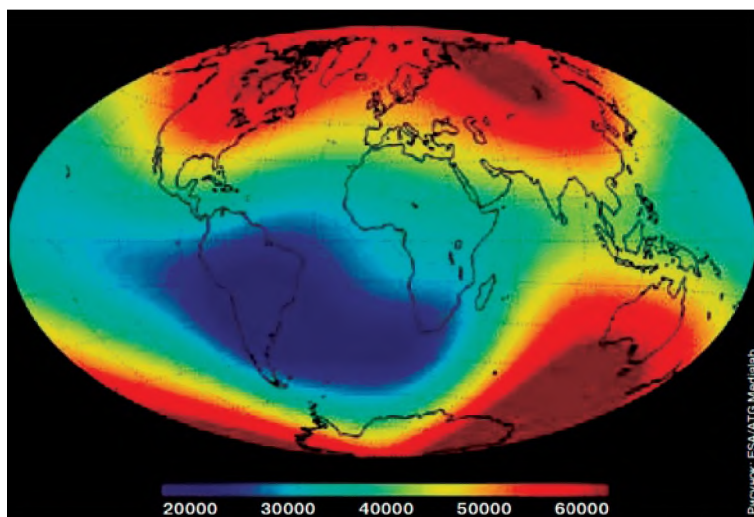


Рисунок 1.5 – Современное МПЗ, имея в целом дипольную конфигурацию, обладает и явно выраженными крупномасштабными аномалиями. Красным цветом обозначены области с большей напряженностью магнитного поля, а синим – с меньшей

1.2.3 Поле литосферных аномалий

Еще одним внутренним источником магнитного поля являются локальные намагниченные области в коре Земли с протяженностью от нескольких единиц до сотен километров, которые создают поле литосферных магнитных аномалий (Langel and Hinze, 1998). Эти магнитные аномалии связаны в основном с магматической и метаморфической природой горных пород. Они формируются различными геологическими образованиями в верхней мантии и коре, являясь источниками литосферной части внутреннего поля. Рост температуры с увеличением глубины приводит к тому, что горные породы, находящиеся на определенной глубине (глубина залегания точки Кюри), уже не обладают магнитными свойствами. Глубина Кюри изменяется от ~20 км в континентальных районах до ~2 км в океанах, т.е. литосферное поле связано со слоями, находящимися сравнительно близко к поверхности Земли. Магнитное поле, генерируемое в геологически неоднородной литосфере, практически не меняется во времени. Аномалии распределены на земном шаре неравномерно. Карта относительно крупномасштабных магнитных аномалий представлена на рис. 1.6. Одна из наиболее мощных магнитных аномалий – Курская магнитная аномалия. Для создания подробных карт локальных магнитных аномалий литосферной природы помимо обсерваторских наблюдений и космических аппаратов используются методы наземной магнитной и аэромагнитной съемки с помощью специально оснащенных самолетов, которые производят облеты выбранного региона по трассам и измеряют магнитное поле.

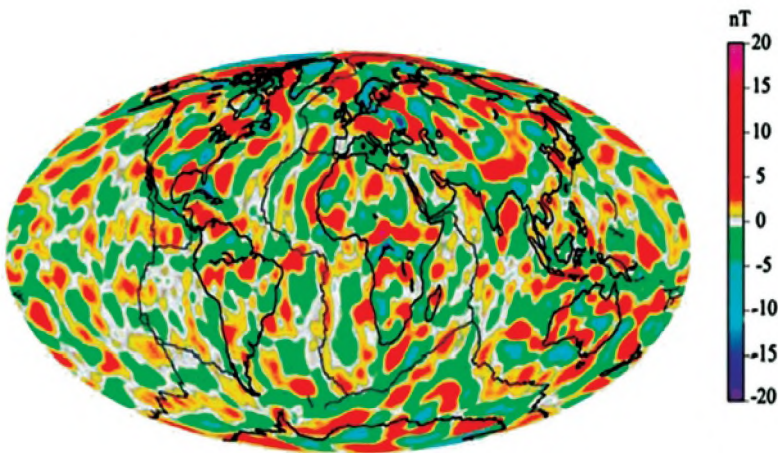


Рисунок 1.6 – Крупномасштабная карта магнитных аномалий

Поле земного диполя, несколько искаженное полем мировых магнитных аномалий, и литосферное поле формируют внутреннее МПЗ. К внутреннему можно отнести и поле, создаваемое океанскими течениями вследствие динамо эффекта, возникающего при движении проводящей жидкости (соленой океанской воды) в геомагнитном поле. Хотя вклад этого поля невелик

и составляет порядка десяти нТл, но этот сигнал может быть выделен в данных низкоорбитальных спутниковых измерений.

1.2.4 Динамика внутреннего магнитного поля

Динамика геомагнитного поля на поверхности Земли, его пространственно-временная структура, является отражением динамики системы электрических токов в жидком ядре планеты, которые обусловлены происходящими там физическими процессами (Korte and Muscheler, 2012). Выделяют несколько характерных процессов в динамике внутреннего магнитного поля. Длительные наблюдения геомагнитного поля с наземных магнитных обсерваторий показывают, что величина всех трёх ортогональных компонентов его вектора несколько изменяется год от года. Вековая вариация для каждой компоненты может иметь различную форму и достигать нескольких процентов от полной измеряемой величины (Finlay, 2008).

Долгопериодные изменения МПЗ определяются по среднегодовым значениям элементов поля, которые строит каждая геомагнитная обсерватория. Такие графики демонстрируют медленное плавное изменение в данном пункте. Разности между соседними среднегодовыми значениями элемента называются вековым ходом (ВХ) этого элемента. На рис. 1.7 представлен ВХ вертикальной (Z) и горизонтальной компонент на двух северных полярных обсерваториях, Туле и Резольют, за последние 50 лет. Можно видеть, что амплитуда вековой вариации здесь составляет порядка 1000 нТл, т. е. около 2%. В целом, вековые вариации имеют период 60–80 лет.

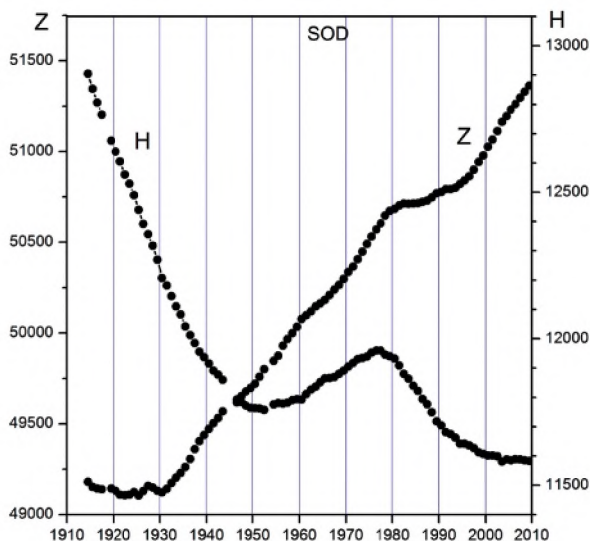


Рисунок 1.7 – Вековой ход вертикальной (Z) и горизонтальной (H) компоненты геомагнитного поля на полярных обсерваториях Туле (88° геомагнитной широты) и Резольют (83° геомагнитной широты)

Несмотря на постоянное улучшение качества моделей главного МПЗ, в конкретных географических точках значения геомагнитного поля могут существенно отличаться от предсказанных. На рис. 1.8 показан среднегодовые значения (вековой ход) полного геомагнитного вектора (F) для двух российских высокоширотных станций, Диксон и Челюскин, согласно модели IGRF и по данным наблюдений. Можно видеть, что различия достигают 300 нТл, межгодовая изменчивость модуля F имеет долгопериодную волновую составляющую с периодом около 60 лет, а межгодовые различия между модельной и измеренной величинами показывают линейный тренд, отрицательный для одной станции и положительный – для другой.

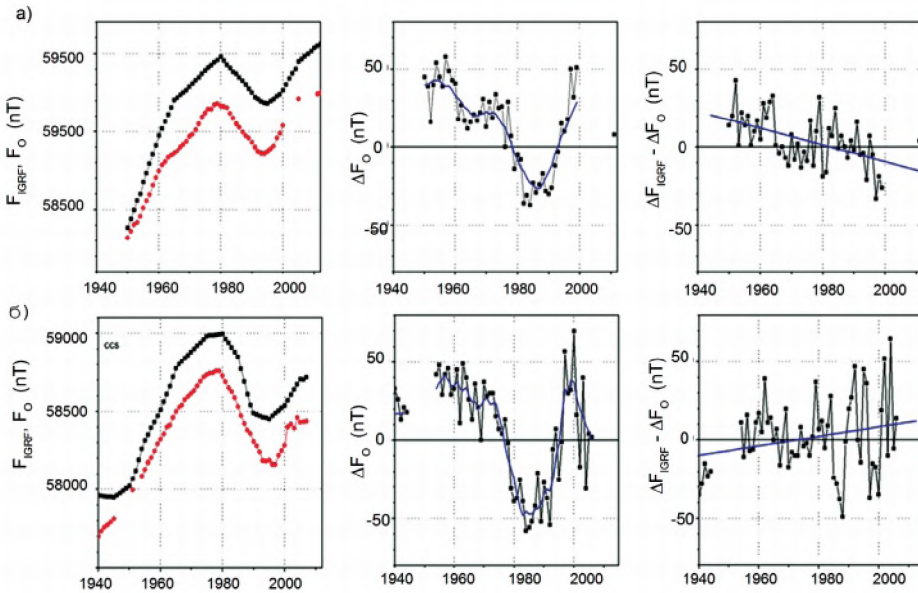


Рисунок 1.8 – Левая колонка: вековая вариация F для станций (а) Диксон (69° геомагнитной широты) и (б) Челюскин (78° геомагнитной широты), рассчитанная по модели IGRF (черные точки) и по данным непосредственных измерений (красные точки). Средняя колонка: межгодовая изменчивость F по данным измерений (черная ломаная) и сглаженная по 5 точкам кривая (синяя линия). Правая колонка: разность между модельной и измеренной межгодовой изменчивостью и линейный тренд

На рис. 1.9 представлено глобальное изменение величины F за столетие как разности между значениями в 2008 г. и в 1908 г. Изолинии показывают, что в целом F уменьшилось в южном полушарии и в американском секторе, тогда как в восточном полушарии оно увеличилось.

Вековые вариации свойственны и дипольной, и недипольной составляющим МПЗ. Так, в последнее столетие дипольное поле уменьшалось примерно на 0,05% в год. Относительная величина годового изменения недипольного поля в среднем больше, но меняется от региона к региону, где напряжённость поля может как уменьшаться, так и увеличиваться. Полный магнитный момент земного диполя систематически уменьшается. На

рис. 1.10 показано изменение величины магнитного момента за последние 450 лет (Finlay 2008). Видно, что за это время магнитный момент Земли уменьшился на 20%, т. е. приблизительно на одну тысячную своего значения за каждый год. Если эта тенденция сохранится, то дипольный момент станет нулевым через 1500–2500 лет. Установлено также, что мировые аномалии медленно перемещаются в западном направлении со скоростью 0.2° долготы в год. Это явление, открытое в 1951 г., получило название западного дрейфа магнитного поля Земли. Особенно четко западный дрейф проявляется на низких широтах.

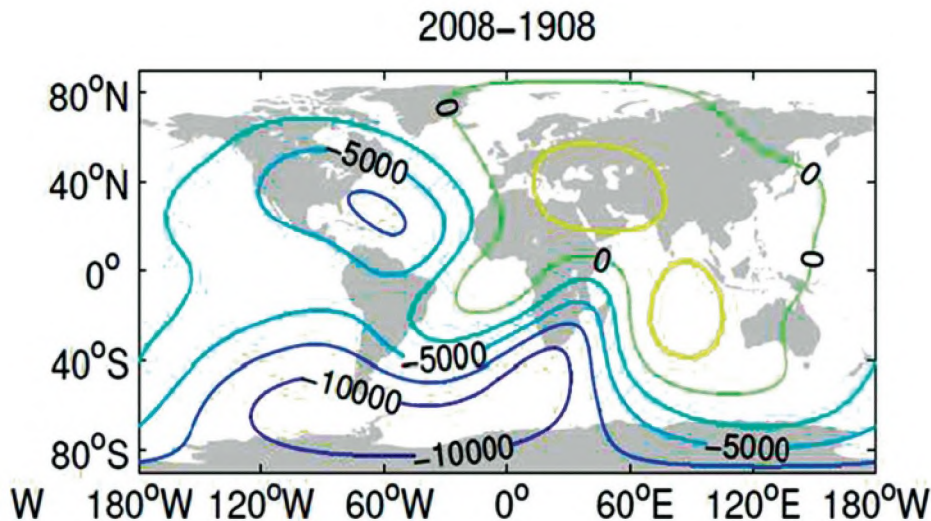


Рисунок 1.9 – Карта изолиний разности между индукцией геомагнитного поля в 2008 г. и в 1908 г.

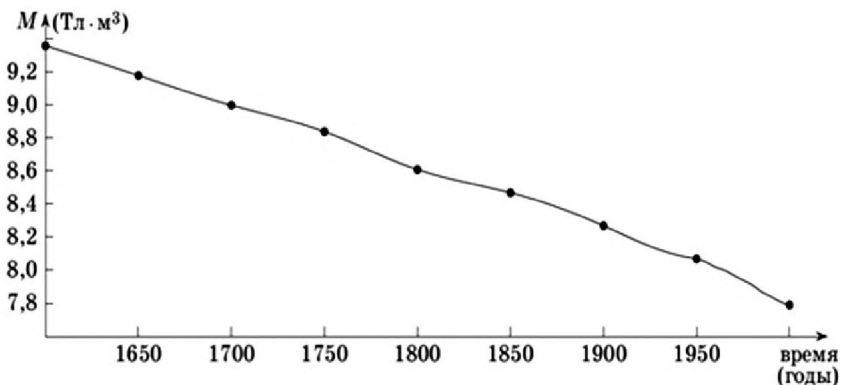


Рисунок 1.10 – Изменение магнитного момента Земли со временем

Современные карты годовых изменений величин компонент МПЗ показывают, что существуют несколько областей, в которых эти компоненты возрастают или убывают значительно интенсивнее, чем в других. В Южном

полушарии достаточно динамично ведет себя Бразильская магнитная аномалия — зона аномально слабого магнитного поля. Аномалия смещается на 0.3° на запад и 0.1° на север и углубляется до 100 нТл в год. Центральные части областей, где наблюдаются наибольшие изменения, называют фокусами векового хода (ФВХ). Изучая карты современных вековых вариаций, можно выделить несколько таких регионов: Бразильский ФВХ с максимальной скоростью изменения -200 нТл/год, Цейлонский ФВХ со скоростью +100 нТл/год, Индонезийский ФВХ со скоростью -40 нТл/год, Тихоокеанский ФВХ со скоростью +60 нТл/год и еще ряд более мелких. Причиной возникновения фокусов считается движение магмы в мантии Земли.

Заметно смещаются и магнитные полюса Земли. На севере магнитный полюс дрейфует из канадского сектора Арктики в сторону восточносибирского побережья. На юге полюс сместился с континентальной части Антарктиды в Южный океан, в сторону Новой Зеландии (рис. 1.11). Магнитные полюса — это места, где вектор поля перпендикулярен поверхности Земли. Геомагнитные полюса являются полюсами модельного дипольного поля. Наземные и спутниковые измерения показывают, что скорость дрейфа северного магнитного полюса в направлении географического полюса в 1990-х годах резко увеличилась и достигла 50 км/год, тогда как в начале XX века она составляла всего 10 км/год. Если полюс сохранит скорость и направление смещения, то приблизительно через 50 лет он придет к северным сибирским островам. Скорость движения северного магнитного полюса, достигнув значения примерно 60 км/год в 2003 году, затем стала замедляться и в 2009 году уменьшилась до значения около 45 км/год. При этом полюс стал немного разворачиваться в сторону Канады, двигаясь по-прежнему в северо-западном направлении. Дрейф южного магнитного полюса, напротив, направлен в сторону от географического Южного полюса. При этом скорость смещения Южного полюса, которая раньше была приблизительно такой же, как у Северного (около 10 км/год), в последнее время даже уменьшилась.

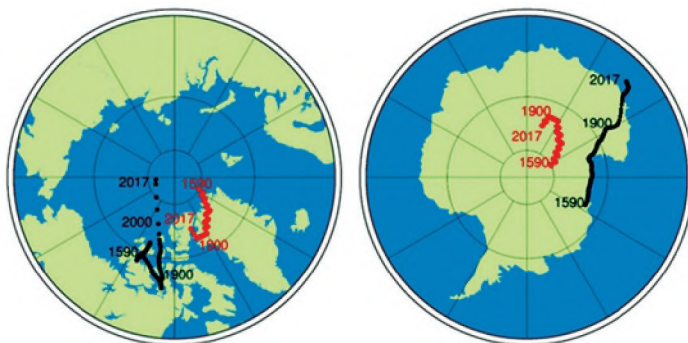


Рисунок 1.11 – Смещение магнитных (черные точки) и геомагнитных (красные точки) полюсов (<https://www.gfz-potsdam.de/en/section/geomagnetism>)

Смещение магнитных полюсов влечет за собой изменение географического положения областей, которые связаны с определенными плазменны-

ми доменами в магнитосфере Земли. Если движение северного магнитного полюса от северных островов Канадского архипелага в сторону Восточной Сибири продолжится, то вместе с полюсом в этом же направлении сместится и окружающая его зона полярных сияний. Сейчас эта зона находится над материковой территорией Канады, и канадские энергетические системы наиболее подвержены атакам геомагнитных бурь, во время которых катастрофически нарастают паразитные индуцированные токи, выводящие из строя трансформаторы и усиливающие коррозионные процессы в трубопроводных системах. Если полюс продолжит свое движение в том же направлении, что и сейчас, то зона максимальных геомагнитных вариаций, опасных для технологических систем, будет постепенно покрывать северные территории России, т.е. именно те территории, где предполагается развивать новые энергетические проекты. Таким образом, ускорение дрейфа магнитных полюсов и изменение траектории их движения может оказать значительное влияние на развитие многих природных и технических процессов и привести к экстремальным изменениям геомагнитной обстановки.

Уменьшение дипольного момента и дрейф магнитных полюсов указывает на повышение вероятности инверсии или переполусовки — самого драматичного глобального изменения МПЗ, когда северный и южный полюса меняются местами. В процессе переполусовки дипольная компонента поля ослабевает, а квадрупольная и тетрапольная составляющие играют всё более существенную роль. Это приведёт к сложной, многополярной топологии поля.

Палеомагнитные исследования указывают, что такая конфигурация всегда предшествовала переполусовке. Фактически, в этот период, который может длиться тысячелетия, Земля постепенно лишается своего прочного магнитного щита. Во время инверсий увеличится приход из космического пространства потоков заряженных частиц галактических космических лучей, которые влияют на химию атмосферы. В частности, вследствие увеличения количества окислов азота может значительно уменьшиться концентрация озона в атмосфере.

Датировка инверсий основана на палеомагнитной информации, получаемой путем исследования изверженных и осадочных горных пород соответствующего геологического возраста (Amit et al., 2011). Палеомагнитные данные имеются за последние 80 млн лет. Одним из результатов палеомагнитных исследований, проведенных в начале XX века, стало обнаружение того, что горные породы различного геологического возраста имеют естественную остаточную намагниченность, ориентированную как по направлению, так и против направления современного главного МПЗ. Намагниченность породы состоит из двух компонент: индуктивная намагниченность, которая всегда направлена по современному полю, и остаточной намагниченности, которая возникает во время образования породы. Ее направление отражает направление МПЗ, которое существовало в то геологическое время, когда образовалась порода. Во многих породах остаточное поле не совпадает по направлению с современным полем. Это дает возможность изучать историю инверсий геомагнитного поля в прошлые геологические эпохи.

В ходе совершенно разных экспериментальных исследований, начавшихся в середине XIX века, появились доказательства того, что намагниченные

породы могут содержать окаменелую запись МПЗ во время своего образования. Эта идея была распространена на археологические материалы в начале XX века. В 1905 году во Франции были обнаружены обожженные глины, намагниченные в направлении, противоположном современному полю, что показывает, что МПЗ изменило свою полярность в геологическом прошлом (Brunhes, 1905). Это открытие было подтверждено в образцах горных пород по всему миру и стало важным доказательством, ведущим к революции в понимании устройства нашей планеты. Изучение магнитных свойств геологических разрезов изверженных и осадочных пород показало, что в прошлом северный и южный магнитные полюсы действительно менялись местами – происходила инверсия знака магнитного поля, и при этом в определенный момент напряженность главного МПЗ приближалась к нулю. Длительность инверсии – от 2000 до 6000 лет. На основе датирования возраста инверсий (радиоактивными методами) составлена мировая магнитохронологическая шкала инверсий (рис. 1.12). Довольно короткий в геологическом отношении отрезок времени достаточен, чтобы полностью изменить всю картину геомагнитного поля, включая переход его через ноль и смену полярности. В прошлом инверсии в среднем происходили примерно каждые 250 тысяч лет. Однако, со времени последней инверсии прошло уже 780 тысяч лет. Объяснения столь длительного периода стабильности пока нет.



Рисунок 1.12 – Направление магнитного момента Земли, черное – как сейчас, белое – инверсное. Время – млн лет в прошлое

Сравнительно часто происходят мелкомасштабные изменения внутреннего МПЗ, к которым относятся геомагнитные джерки – сравнительно резкие изменения в скорости вековых вариаций одной (как правило, восточной) или нескольких компонент МПЗ (Bloxham et al., 2002). При джерке знак производной по времени от компоненты поля меняется на противоположный (рис. 1.13). В настоящее время физические процессы, с которыми связано появление джерков, не имеют общепринятого объяснения, хотя ясно, что они обусловлены, скорее всего, дополнительными движениями в верхней части жидкого земного ядра. Поскольку их динамическое происхождение еще не установлено, джерки представляют собой серьезное препятствие для прогнозирования поведения геомагнитного поля вперед на годы и десятилетия. Недавние события, наблюдаемые в спутниковых данных, были связаны с короткими по времени и локализованными около экватора импульсами векового ускорения, что вероятно связано с быстро чередующимися потоками на поверхности ядра Земли. Численное моделирование геодинамики показало, что джерки могут появляться вследствие взаимодействия между медленной конвекцией ядра и быстрыми гидромагнитными волнами и могут быть вызваны локализованными альфвеновскими волнами, генерируемыми при внезапных увеличениях плавучести внутри ядра

(Aubert and Finlay, 2019). Когда волны достигают поверхности ядра, то они фокусируют свою энергию в направлении экваториальной плоскости вдоль силовых линий МПЗ, создавая резкие межгодовые изменения в потоке ядра.

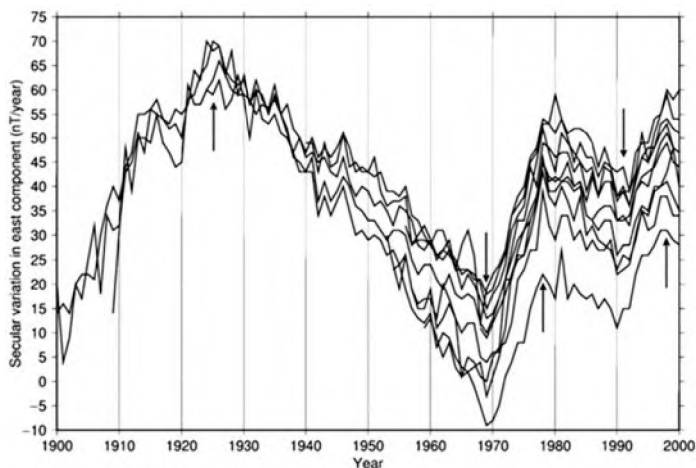


Рисунок 1.13 – Скорость изменения вековой вариации (горизонтальная компонента МПЗ). Моменты джерков отмечены стрелками

Методы регрессионного и вейвлет анализа позволили установить точные даты появления джерков на различных обсерваториях без каких-либо дополнительных предположений. Один из самых заметных геомагнитных джерков наблюдался в течение нескольких месяцев 1969–1970 гг. независимо на многих станциях мира. Другие события наблюдали в 1901, 1913, 1925, 1978, 1991, 1999 гг. (Jacobs, 1994). Джерки, однако, не всегда наблюдаются на всех станциях, а те, которые наблюдаются, не всегда одновременны. Например, для джерка 1969 г. показано, чт. е.о характерная структура была зарегистрирована в южном полушарии на 2 года позднее, чем в северном.

1.3 Внешнее МПЗ: источники и динамика

Источники магнитного поля находятся не только внутри Земли, но и в околоземном пространстве. Источником внешнего магнитного поля является сложная и достаточно изменчивая трехмерная система электрических токов, текущих в магнитосфере и ионосфере Земли (Акасофу и Чепмен, 1975; Kivelson and Russell, 1995). Магнитный эффект этих токов наблюдается на Земле в виде регулярных вариаций и спорадических флуктуаций на временных масштабах от секундных до многочасовых отклонений от спокойного уровня во время усиления электрических токов в ионосферно-магнитосферной системе.

Магнитосфера. От Солнца постоянно исходит сверхзвуковой поток заряженных частиц, в основном протонов – солнечный ветер. Поток плазмы

солнечного ветра переносит «вмороженное» в него межпланетное магнитное поле (ММП) солнечного происхождения. **Встречая на своем пути препятствие в виде магнитного диполя Земли, намагниченная плазма солнечного ветра замедляется и обтекает диполь,** в результате чего в потоке солнечного ветра образуется полость, заполненная собственно магнитным полем Земли — магнитосфера. Набегание солнечного ветра на земной магнитный диполь приводит к тому, что на стороне, обращенной к Солнцу, силовые линии диполя поджимаются, а на противоположной, ночной, стороне, наоборот, вытягиваются (рис. 1.14). В результате форма магнитосферы такова, что внешняя граница в подсолнечной точке отстоит от поверхности Земли приблизительно на десять земных радиусов ($R_E \sim 6400$ км), а на стороне, обращенной от Солнца, вытянутые силовые линии геомагнитного поля образуют хвост магнитосферы, диаметр которого составляет до $30 R_E$. Геомагнитное поле в хвосте постепенно убывает и становится исчезающе малым на расстоянии порядка $100 R_E$. Хвост магнитосферы, особенно его пограничные слои, заполнен космической плазмой с широким спектром энергий.

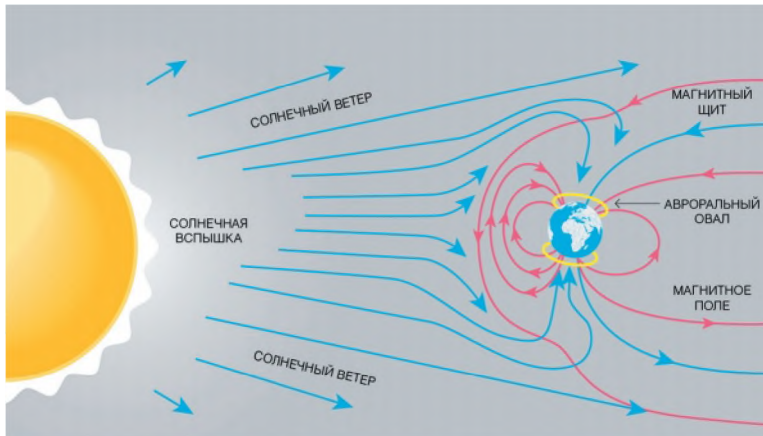


Рисунок 1.14 – Магнитное поле Земли под воздействием потоков солнечного ветра

Магнитосфера и ионосфера связаны между собой и с солнечным ветром через разнообразные электродинамические и плазменные процессы, которые определяются конфигурацией геомагнитного поля и структурой ММП. Движение магнитосферной и ионосферной плазмы в геомагнитном поле приводит к генерации электрических полей и токов, так что электрические токи в магнитосферно-ионосферной системе тесно взаимосвязаны. Магнитный эффект этих токов наблюдается как на Земле, так и в околоземном космическом пространстве. Схема строения магнитосферы Земли и текущие в ней электрические токи представлена на рис. 1.15. Она включает в себя следующие основные элементы:

- Ток на дневной стороне магнитопаузы. Этот ток обеспечивает равенство динамического давления солнечного ветра и магнитного давления земного диполя. Ток замыкается на ночной стороне магнитопаузы в северной и южной половинах хвоста магнитосферы. Величина

тока магнитопаузы – порядка 10^8 А. На земной поверхности вблизи экватора этот ток дает положительное (направленное на север) возмущение магнитного поля.

- Токи в хвосте магнитосферы. Токовый слой поперек хвоста разделяет северную и южную доли хвоста, в которых дипольное магнитное поле имеет противоположное направление. В токовой системе хвоста поперечный ток замыкается по ночной магнитопаузе, образуя как бы два соленоида. На земной поверхности ток хвоста проявляется как отрицательное возмущение горизонтальной составляющей магнитного поля.
- Кольцевой ток, развивающийся во время мировых магнитных бурь в экваториальной плоскости магнитосферы на расстоянии $2-3 R_E$. Ток связан с инжекцией энергичных частиц из плазменного слоя и дрейфом протонов и электронов по круговым орбитам вокруг Земли в дипольном магнитном поле. Величина кольцевого тока – порядка 10^6 А. На земной поверхности вблизи экватора этот ток также вызывает отрицательное возмущение магнитного поля.
- Продольные токи, текущие вдоль силовых линий земного диполя и связывающие низкоширотный пограничный слой магнитосферы и высокоширотную ионосферу. Продольные токи образуют систему слоев втекающих в ионосферу и вытекающих из нее токов, вытянутых вдоль широтных кругов. Полный ток составляет ~ 1 млн А в спокойное время и ~ 3 млн А в периоды геомагнитных возмущений. Продольные токи перпендикулярны ионосферной оболочке, и их магнитный сигнал практически не обнаруживается на земной поверхности.

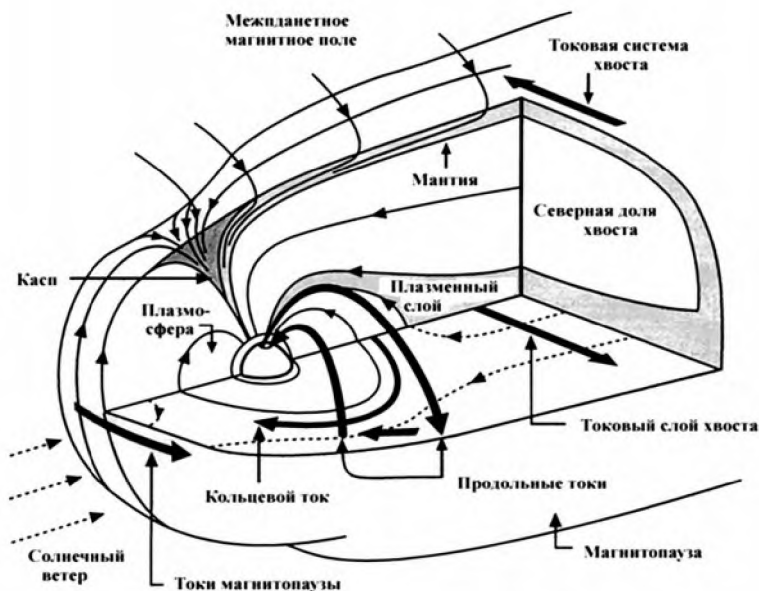


Рисунок 1.15 – Схема строения магнитосферы Земли и токи в ней (толстые стрелки – электрические токи, тонкие стрелки – линии геомагнитного поля)

Внутренняя магнитосфера— это область относительно стабильного квазидипольного поля, определяемого внутренними источниками Земли. В экваториальной плоскости эта область простирается от Земли на расстояние примерно $6-8 R_E$, что примерно соответствует геомагнитной широте 65° . Внутренняя магнитосфера представляет собой относительно стабильное образование и включается в процессы возмущения только в периоды мировых магнитных бурь. Внешняя магнитосфера — это область, примыкающая к магнитопаузе и контактирующая тем или иным образом непосредственно с солнечным ветром. Магнитное поле в этой области определяется в основном электрическими токами, текущими на границе магнитосферы, и поэтому чутко реагирует на все изменения условий в солнечном ветре.

Ионосфера. Ионосфера как слой с высокой электропроводностью вследствие ионизации молекул воздуха высокочастотной частью электромагнитного излучения Солнца формируется на высотах 60–500 км. Наиболее интенсивные электрические токи текут на высоте 100–120 км (в E-слое ионосферы). Ионосферу можно рассматривать как основание области, занимаемой магнитосферой. Магнитосфера электродинамически связана с ионосферой через продольные токи, текущие вдоль высокопроводящих силовых линий геомагнитного поля из пограничных слоев магнитосферы в высокоширотную ионосферу. Параметры ионосферы достаточно изменчивы и зависят от времени суток, сезона, фазы солнечного цикла, взаимодействия с магнитосферной плазмой и электрическим полем.

Ионосферные электрические токи, которые можно считать горизонтальными, растекаются по сферической ионосферной оболочке, генерируя геомагнитные вариации на всех широтах. Наиболее интенсивные и локализованные ионосферные токи (электроджеты) расположены вдоль аврорального овала на магнитной широте $65-75^\circ$ в обоих полушариях. Авроральные электроджеты связаны с электрическим контуром, который замыкается продольными токами магнитосферного происхождения.

Ионосферная токовая система включает в себя следующие основные элементы:

- Солнечно-суточная вариация (*Sq*). Регулярное изменение геомагнитного поля связано с вращением Земли вокруг своей оси, суточным изменением освещенности и как следствие проводимости ионосферы. В результате в ионосфере на высоте 100-120 км возникают круговые токи, которые движутся над поверхностью Земли вслед за Солнцем (рис. 1.16). Эта токовая система вызывает пространственно-временное распределение векторов возмущения с максимумом в местный полдень. Амплитуда *Sq*-вариации зависит от широты пункта наблюдения и изменяется в пределах от 5 до 100 нТл. Максимальная амплитуда наблюдается на магнитном экваторе и на средних широтах. Существует зависимость интенсивности от времени года. Максимальная амплитуда *Sq*-вариации наблюдается летом, когда Солнце стоит выше над горизонтом и минимальная – во время зимнего солнцестояния.

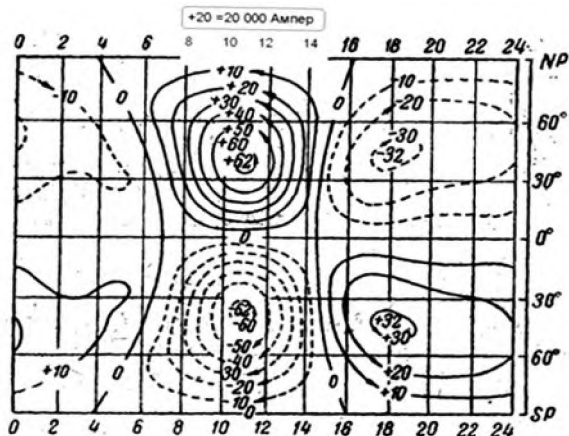


Рисунок 1.16 – Изолинии плотности электрических токов, соответствующие солнечно-суточным вариациям (равноденствие)

- Восточный и западный авроральные электроджеты. Продольные токи магнитосферного происхождения замыкаются в авроральной ионосфере, где между втекающими в ионосферу и вытекающими из нее продольными токами формируются восточный и западный электроджеты (рис. 1.17). Электроджеты вносят наибольший вклад в геомагнитную активность, а их интенсивность зависит от параметров солнечного ветра и магнитосферы. Продолжением западного электроджета часто является суббуревой авроральный электроджет, который развивается на ночной стороне в авроральной зоне. Этот электроджет через продольные токи связан с токовым слоем хвоста магнитосферы.

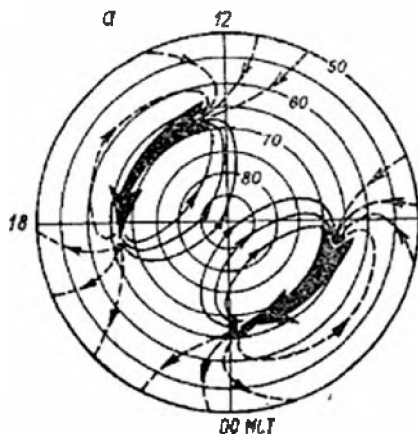


Рисунок 1.17 – Восточный и западный авроральные электроджеты и замыкающие их возвратные ионосферные токи. Вид с северного магнитного полюса в координатах местное магнитное время – магнитная широта

На рис. 1.18 представлены ряды среднечасовых значений геомагнитных вариаций на полярной обсерватории Туле (88° геомагнитной широты) для H , D и Z компонент вектора поля за 2001 г., а также их сглаженные значения. Кривая векового хода (среднегодовые значения) здесь вычтена. Можно видеть, что амплитуда вариаций летом существенно больше, чем зимой. Это связано с освещенностью ионосферы солнечным излучением, вследствие чего увеличивается скорость ионизации, ионосферная проводимость и соответственно ионосферные токи, которые и создают геомагнитные возмущения.

На рис. 1.19 показаны минутные значения геомагнитных вариаций горизонтальной (X) геомагнитной компоненты в разные сезоны: в январе и июле. На рисунке показана также суточная вариация спокойного дня. Обычно кривая спокойного дня рассчитывается по пяти самым спокойным дням месяца, когда вариации минимальны. Пять так называемых международных наиболее спокойных дней месяца рассчитываются глобально по набору обсерваторий. Этот уровень можно считать фоновым для магнитных вариаций на часовых, минутных и секундных временных масштабах. Для более длиннопериодных вариаций фоновыми условиями можно считать вековую вариацию. На рисунке можно видеть, что летом амплитуда суточной вариации почти в два раза больше, чем зимой, что связано с повышенной ионосферной проводимостью, а также частично с системой термосферных нейтральных ветров, которая зависит от солнечного нагрева. Возмущениями внешнего геомагнитного поля считаются отклонения от кривой спокойного дня. На рисунке можно видеть, что в 2000 г., который был годом очень активного Солнца, все дни были достаточно возмущенными, и отклонения от кривой спокойного дня превышали 200 нТл.

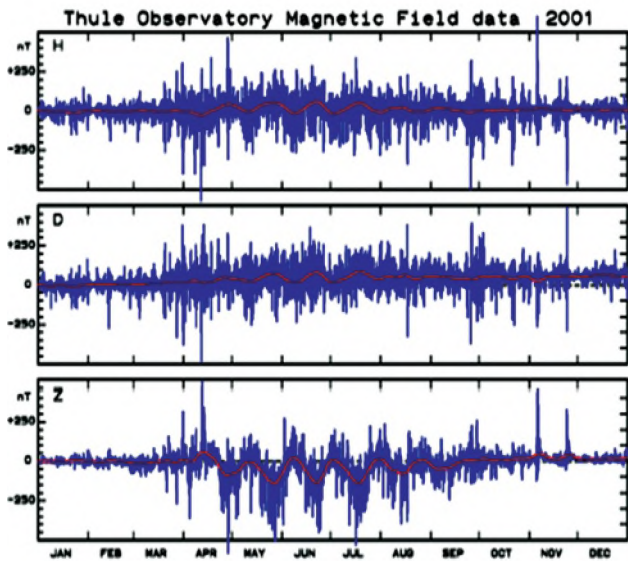


Рисунок 1.18 – Среднечасовые значения геомагнитных вариаций на обс. Туле для компонент вектора поля (синяя линия) и сглаженные средние (красная линия) за 2001 г.

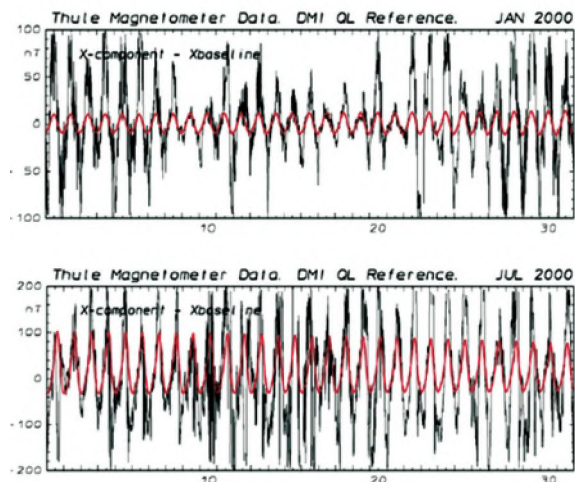


Рисунок 1.19 – Минутные значения геомагнитных вариаций горизонтальной X компоненты на obs. Туле (88° геомагнитной широты) в январе (вверху) и июле (внизу) 2000 г. Показаны также спокойная суточная вариация (красная линия)

Магнитосферные суббури. Суббуря связана с разрывом тока в хвосте магнитосферы и его замыканием на ночную ионосферу через продольные токи с образованием суббуревоего ионосферного западного электроджета в полуночном секторе местного времени. Суббуря сопровождается резким увеличением светимости полярных сияний и сильными геомагнитными возмущениями. В периоды высокой солнечной активности суббури могут происходить одна за другой. Поскольку ионосферный суббуревой электроджет сосредоточен в полуночном секторе местного времени и в достаточно узком широтном интервале, наибольшие магнитные возмущения обычно наблюдаются на геомагнитных обсерваториях и станциях, расположенных на широтах аврорального овала ($60\text{--}70^\circ$) в те часы, когда пункт наблюдения находится на ночной стороне Земли. На магнитограмме северная (X или H) компонента показывают «отрицательную бухту» продолжительностью $0,5\text{--}1$ ч, амплитуда которой может варьироваться от десятков до тысяч нТл на минутной шкале времени. При увеличении интенсивности суббури происходит не только увеличение плотности тока в электроджете, но и его расширение и смещение на более низкие широты. Для мониторинга электроджетов по данным 12 магнетометров, расположенных в авроральных широтах, рассчитываются 1-минутные индексы геомагнитной активности AL и AU , которые представляет собой максимальное отрицательное и положительное отклонение горизонтальной, направленной на север геомагнитной компоненты поля от спокойного уровня.

Магнитные бури. Во время мировых магнитных бурь происходят глобальные возмущения внешнего МПЗ. Бури вызываются солнечной вспышкой и приходом к Земле фронта межпланетного магнитного облака с резким изменением параметров солнечного ветра. Во время бури происходит быстрое усиление, а затем медленное (в течение суток и более) затухание

магнитосферного кольцевого тока, который формируется из заряженных частиц, поступающих из магнитосферы. На Земле магнитный эффект начального сжатия магнитосферы при столкновении с облаком солнечной плазмы и усиления тока на магнитопаузе выражается в появлении скачка горизонтальной магнитной компоненты. Геомагнитный эффект кольцевого тока выражается в уменьшении H -компоненты поля на экваторе на величину от десятков до сотен нТл. На других широтах во время бури также наблюдается повышенная геомагнитная активность. Усиливается и суббуревая активность, суббури следуют одна за другой, а авроральная зона расширяется вплоть до умеренных широт. Мощные бури с резким началом и длительностью 1–2 дня происходят обычно в годы максимума 11-летнего солнечного цикла, когда бывает много солнечных вспышек. Для фазы спада солнечного цикла характерно появление на Солнце долгоживущих корональных дыр и высокоскоростных потоков солнечного ветра, которые вызывают продолжительные многодневные бури сравнительно небольшой интенсивности.

Геомагнитная буря относится к разряду экстремальных природных процессов, при которых геомагнитное поле наиболее возмущено. На рис. 1.20 показаны вариации авроральных AL и AU индексов – индикаторов, соответственно, западного и восточного ионосферного электроджетов, а также низкоширотного SYM-H индекса – индикатора магнитосферного кольцевого тока. Можно видеть, что авроральные возмущения по абсолютной величине на порядок превосходят возмущения в низких широтах. Одновременное усиления кольцевого тока, конвекции магнитосферной плазмы, электрических токов в хвосте магнитосферы и в ионосфере, суббуревых электроджетов приводит к тому, что во время бури геомагнитные возмущения распространяются по всему земному шару.

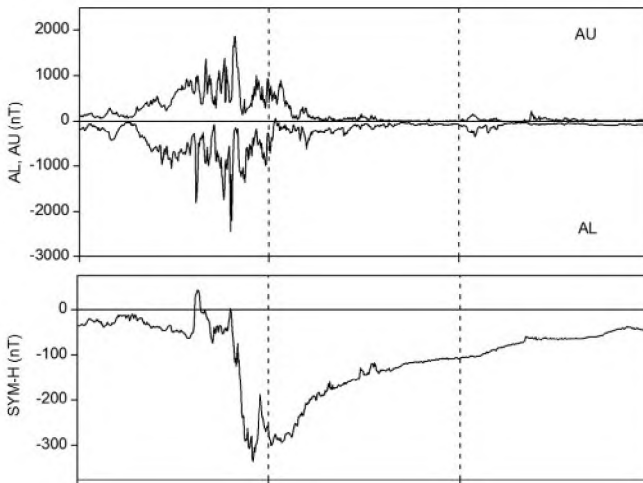


Рисунок 1.20 – 1-минутные значения авроральных AU и AL и низкоширотного SYM-H индексов геомагнитной активности во время магнитной бури 15–17 июля 2000 г.

Быстрые изменения внешнего магнитного поля вызывают в проводящих слоях Земли индуцированные (теллурические) электрические токи, которые, в свою очередь, создают локальное магнитное поле. Наибольшей величины теллурические токи достигают во время магнитных бурь. Таким образом, наблюдаемые вариации геомагнитного поля представляют собой сумму вариаций, обусловленных как токами в ионосфере и околоземном пространстве, так и внутриземными токами. При низкой солнечной активности вклад внешнего поля в общее наблюдаемое магнитное поле не превышает долей процента. Во время магнитных бурь амплитуда флуктуаций резко возрастает и в зависимости от компоненты поля и широты вклад может составить десятки процентов. Так, в авроральной зоне во время геомагнитных возмущений (суббурь) величина горизонтальной H -компоненты внешнего и внутреннего полей могут быть сравнимы по величине.

Магнитные пульсации. В ответ на нестационарное движение солнечного ветра в магнитосфере возбуждаются плазменные волны, которые идентифицируются магнитометрами как магнитные пульсации. Плазменные волны в диапазоне сверхнизких частот (ULF) с размерами шкалы, сопоставимыми с размерами шкалы магнитосферы, имеют частоты от ~ 1 МГц до 1 Гц и играют фундаментальную роль в переносе энергии в магнитосфере и ионосфере. ULF-волны также могут взаимодействовать с заряженными частицами в магнитосфере, вызывая их ускорение, перенос и потерю из кольцевого тока и радиационного пояса. Магнитные пульсации подразделяются на регулярные и нерегулярные (табл. 1.1).

Таблица 1.1 – Типы и периоды магнитных пульсаций

регулярные		нерегулярные	
тип	период (сек)	Тип	период (сек)
Pc1	0.2 – 5.0	Pi1	1 – 40
Pc2	5 – 10	Pi2	40 – 150
Pc3	10 – 45		
Pc4	45 – 150		
Pc5	150 – 600		

2 МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МПЗ

Источником данных о внутреннем МПЗ являются магнитные обсерватории, наземные и аэромагнитные съемки, а также спутниковые измерения. Главное МПЗ определяется путем временного (за год) и пространственного (по площади не менее 10^6 км²) усреднения по каждой компоненте вектора поля. Проведение измерений для каждой точки земной поверхности является практически невозможной, да и не нужной задачей. Для определения значений магнитных элементов в любой географической точке в заданный момент времени создаются карты МПЗ на основе математических моделей, ассимилирующих данные наземных и космических наблюдений. Существует достаточно большое количество моделей МПЗ, которые создаются различными геофизическими организациями для разных целей. В целом их можно разделить на две большие категории: глобальные и региональные. Региональные геомагнитные модели, описывают главное поле Земли только для отдельно взятых, иногда очень обширных, географических областей. Для построения региональных моделей необходимы дополнительные измерения на пунктах векового хода, что позволяет достичь разрешения примерно 350 км. Глобальные модели используются для представления главного МПЗ на всей поверхности Земли и имеют разрешение порядка 3000 км. Глобальные модели главного МПЗ строятся как для отдельных эпох, так и для некоторого временного интервала. В последнем случае модель строится для ряда последовательных эпох с возможностью интерполяции между эпохами. Исторические модели не очень точны, зато работают на больших временных интервалах. Другие модели имеют большую точность, но требуют постоянного обновления. Среди множества глобальных моделей выделяют те, которые принимаются геофизиками во всем мире в качестве универсальных и наиболее часто используемых. Таких моделей две: Международный стандарт геомагнитного поля (International Geomagnetic Reference Field, IGRF) (Thébault et al., 2015), и Всемирная модель геомагнитного поля (World Magnetic Model, WMM) (Chulliat et al., 2015). В основе каждой из них лежит разложение поля по сферическим гармоникам с подбором гауссовых коэффициентов по данным спутниковых и обсерваторских наблюдений. Карты крупномасштабного магнитного поля и карты, построенные с использованием данных магнитной съемки на территории СССР в 1950–1990 гг., собраны в Атласе магнитного поля (Гвишиани и др., 2010; Соловьев и др., 2012).

К настоящему времени накоплено большое количество как векторных, так и скалярных данных измерений, полученных на разной высоте от поверхности Земли до верхней ионосферы, и с различной плотностью покрывающих разные территории. Значительные успехи в обработке спутниковых данных и методах их компиляции с наземными данными позволили расширить возможности глобального и регионального моделирования МПЗ.

2.1 Дипольная модель главного МПЗ

Наиболее простой, но в то же время позволяющей получить хорошо согласующиеся с измерениями результаты, является дипольная модель главного МПЗ, которую можно рассматривать как первую попытку создать глобальную математическую модель. Измерения геомагнитного поля показывают, что на поверхности Земли оно может быть представлено как поле полосового магнита, помещенного в центре планеты. Конфигурация этого поля медленно изменяется, по современным представлениям, вероятно в результате движения расплавленного материала во внешнем ядре Земли на глубинах более 3000 км. Таким образом, главное магнитное поле обусловлено источниками, расположенными в глубинах Земли, а дипольная модель описывает конфигурацию геомагнитного поля от этих источников (рис. 2.1).



Рисунок 2.1– Схема геоцентрического диполя Земли (Walt, 2005)

Так как поверхность Земли имеет шарообразную форму, то более удобно описывать магнитное поле в полярной системе координат. Введем обозначения: r – радиальное расстояние от центра земли, θ – угол измеряется от оси диполя. Тогда радиальная и азимутальная составляющие геомагнитного поля могут быть представлены следующими уравнениями (Thomson et al., 2013):

$$H = -B_0 \left(\frac{R_E}{r} \right)^3 \sin \theta, \quad (3.1)$$

$$Z = -2B_0 \left(\frac{R_E}{r} \right)^3 \cos \theta, \quad (3.2)$$

где B_0 – экваториальное значение радиальной компоненты магнитного поля $B_0 \approx 30\,000$ нТл, R_E – радиус земли, принимается равным 6371 км. Полное значение интенсивности магнитного поля определяется как

$$F = \sqrt{(H^2 + Z^2)} = B_0 \left(\frac{R_E}{r} \right)^3 \sqrt{1 + 3\cos^2\theta}. \quad (3.3)$$

Из уравнения (3.3) видно, что значения геомагнитного поля на полюсах ($\theta = 0^\circ$) вдвое превышает значения на экваторе ($F_e \approx 30000$), соответственно $F_e \approx 30000$ нТл и $F_e \approx 30000$ нТл. На полюсах магнитное поле перпендикулярно земной поверхности, тогда как на экваторе параллельно. Направление поля в пространстве меняется с магнитной широтой. Севернее и южнее 75° магнитной широты горизонтальная составляющая магнитного поля очень слаба, поэтому не стоит полагаться на компас в полярных широтах. На поверхности Земли величина равна $\left(\frac{R_E}{r} \right)^3$ 1. Но с увеличением r дипольная составляющая магнитного поля уменьшается обратно пропорционально кубу дистанции, т. е. для дистанции $r = 2R_E$ интенсивность поля будет составлять только 12,5% от значения поля на поверхности.

Важность дипольной модели МПЗ придает то, что она позволяет установить координатную систему, связанную с геоцентрическим диполем. Ее называют «геомагнитной координатной системой». Эту координатную систему чаще всего используют при изучении солнечно-земных связей и магнитосферы, так как недипольная компонента главного МПЗ, которая особенно сильно проявляется у поверхности Земли, для них не играет никакой роли.

2.2 Модели главного поля, основанные на сферическом гармоническом анализе

2.2.1 Принципы построения моделей

Принципиальный подход к моделированию МПЗ путем разложения по сферическим функциям был предложен Гауссом. Этот подход применяется и в настоящее время. Он основан на предположении потенциальности поля, т. е. в области свободной от электрических токов верно следующее выражение:

$$\Delta V = 0, \quad (3.4)$$

где V – потенциал.

Тогда вектор индукции магнитного поля \mathbf{B} представляет собой отрицательный градиент V , т.е.

$$\mathbf{B} = -\nabla V. \quad (3.5)$$

Для решения уравнения (3.5) потенциал V можно представить в виде разложения в ряд по сферическим функциям (Haines, 1985). При этом будем иметь в виду, что источники МПЗ имеют разную природу. Часть из них расположена ниже поверхности Земли, это источники в жидком ядре и коре,

езде далее – внутренние источники (*int*), а часть – в ионосфере и магнитосфере, везде далее внешние источники (*ext*). Потенциал V представляется в виде суммы двух составляющих.

$$V = V^{int} + V^{ext} = a \sum_{n=1}^{N^{int}} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_m^n \cos(m\phi) + h_m^n \sin(m\phi)) P_n^m(\cos\theta) + a \sum_{n=1}^{N^{ext}} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (q_m^n \cos(m\phi) + s_m^n \sin(m\phi)) P_n^m(\cos\theta), \quad (3.6)$$

где $a = 6371.2$ – радиус Земли, (r, θ, ϕ) – сферические координаты, – присоединенные полиномы Лежандра, N^{int} – максимальная степень и порядок коэффициентов Гаусса g_n^m, h_n^m , описывающих поля внутренних источников, а N^{ext}, q_n^m, s_n^m – то же для внешних источников.

Для сферы радиусом $r = a$, для которой все источники расположены либо внутри, либо вне ее, выражение для компонент поля может быть получено дифференцированием (3.6) по сферическим координатам.

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}, B_\phi = \frac{-1}{r \sin\theta} \frac{\partial V}{\partial \phi}, B_r = -\frac{\partial V}{\partial r}.$$

Тогда B_r компонента, обусловленная внутренними источниками, будет выражена, как

$$B_r(r, \theta, \phi) = -\sum_{n=1}^{N^{int}} (n+1) \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n (g_m^n \cos(m\phi) + h_m^n \sin(m\phi)) \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos\theta). \quad (3.7)$$

Если бы имелся набор значений $B_r(r_i, \theta_i, \phi_i)$, где $i = 1, \dots, k$, то уравнение (3.7) превратилось бы в систему уравнений, решая которые можно было бы найти коэффициенты Гаусса и тем самым построить аналитическую модель МПЗ. Однако задача значительно сложнее, поскольку источники МПЗ имеют разную природу и отличаются по своему местоположению, при этом все они вносят вклад в измеренные значения поля. Источники, которые относятся к внутренним, можно подразделить на два типа. Во-первых, это намагнитенные горные породы, в основном это остаточная намагнитенность, но частично присутствует и намагнитенность, индуцированная современным магнитным полем. Поле этих источников можно считать постоянным. А во-вторых, это токовые системы в жидком ядре Земли, определяющие главное поле и его вековые вариации. Все остальные источники МПЗ являются внешними и представляют собой токовые системы в ионосфере и магнитосфере. Кроме того, изменяющиеся во времени составляющие МПЗ индуцируют токи в коре и океанах. Разделению вкладов разных источников может способствовать анализ свойств генерируемого ими поля.

Источники МПЗ отличаются не только местоположением, но и амплитудой, создаваемого ими поля. Наиболее интенсивным на поверхности Земли является главное МПЗ. Его изменения самые длиннопериодные как на временной, так и на пространственной шкалах. Поле литосферы или поле намагнитенных горных пород значительно слабее главного, но оно постоянно во времени и значительно изменяется в пространстве. В силу пространственной изменчивости этой части

поля оно вносит вклад в пространственный спектр МПЗ практически на всем диапазоне длин волн меньших 2000 км на поверхности Земли. Вклад внешних источников в наблюдаемое МПЗ определяется, главным образом, токовыми системами в ионосфере и магнитосфере. Индуцированные в поверхностном слое земли токи, в первую очередь, определяются быстро меняющимся полем внешних источников. Их амплитуда сильно зависит от электропроводности среды, в которой они индуцируются, и она меняется не только в течение суток, но и в пространстве. Их относят к полю от внешних источников.

Пока для построения модели используются данные обсерваторий, пунктов векового хода, результаты морских и аэромагнитных съемок, задача не выходит за рамки потенциального поля и уравнения (3.6). Но при этом приходится мириться с сильно неравномерным распределением точек наблюдения по поверхности Земли. Использование спутниковых данных снимает проблему «белых пятен», но порождает новые проблемы, связанные с высотой полета. При высоте полета 400 км измеренные значения поля примерно соответствуют осреднению по области такого же размера, что может быть полезно для выделения вклада главного МПЗ, но затрудняет построение моделей аномального МПЗ высокого разрешения. Кроме того, из-за высокой скорости перемещения не всегда можно отличить пространственное изменение поля от зависимости от времени. И наконец, траектории спутников пересекают область, в которой текут токи, соединяющие магнитосферу и ионосферу. В выражение для измеренных на высоте полета спутников значений поля следует включить член, описывающий тороидальную компоненту, генерируемую этими токами. В результате спутниковые измерения описываются уравнением

$$B(r, \theta, \phi, t) = B^{sdp}(r, \theta, \phi, t) + B^{sum}(r, \theta, \phi) + B^{ext}(r, \theta, \phi, t) + B^{tor}(r, \theta, \phi). \quad (3.8)$$

Из уравнения (3.8) видно, что спутниковые измерения содержат информацию о самых разных составляющих МПЗ, что позволяет их использовать в исследованиях процессов, происходящих во всех оболочках Земли. А для построения аналитических моделей каждая из составляющих может быть представлена в виде разложения в ряд по базовым функциям с последующим определением соответствующих коэффициентов.

Включив в рассмотрение все источники МПЗ, выражение для потенциала уравнение (3.6) следует переписать в виде:

$$= a \left\{ \begin{aligned} & \sum_{n=1}^{N^{int}} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \left(\frac{r}{r_0}\right)^{n+1} P_n^m(\cos\theta) \\ & + \sum_{n=1}^{N^{sp}} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) (t - t_0) \left(\frac{r}{r_0}\right)^{n+1} P_n^m(\cos\theta) \\ & + \sum_{n=1}^2 \sum_{m=0}^n (q_n^m \cos mT_d + s_n^m \sin mT_d) \left(\frac{r}{a}\right)^n P_n^m(\cos\theta_d) \\ & + \left[E_{st}(t) \left(\frac{r}{a}\right) + I_{st}(t) \left(\frac{a}{r}\right)^2 \right] \sum_{m=0}^1 (\tilde{q}_1^m \cos T_d + \tilde{s}_1^m \sin T_d) P_1^m(\cos\theta_d) \end{aligned} \right\}. \quad (3.9)$$

Здесь $a = 6371$ км, (r, θ, φ) – геоцентрические сферические координаты, $P_n^m(\cos\theta)$ – присоединенные полиномы Лежандра в нормировке Шмидта, (g_n^m, h_n^m) и (q_n^m, s_n^m) – коэффициенты Гаусса, описывающие внутренние и внешние источники, соответственно, $(\dot{g}_n^m, \dot{h}_n^m)$ – коэффициенты линейной части векового хода относительно эпохи t_{ep} , θ_d – геомагнитная коширота, T_d – геомагнитное локальное время. Два последних члена в выражении потенциала (3.9) связаны с вкладом от магнитосферного тока. В первом приближении предполагается, что для его пространственного описания достаточно сферических гармоник с $n = 1$ и $m = 0$, с учетом разделения D_{st} индекса, описывающего кольцевой магнитосферный ток, текущий в экваториальной плоскости перпендикулярной оси земного диполя, на основную и индуцированную части, т. е. $D_{st} = E_{st} + I_{st}$. Такое представление связано с тем, что круговой магнитосферный ток, и геомагнитные координаты наилучшим образом подходят для описания магнитного вклада этого тока. Кроме того, такой подход согласуется с моделями магнитосферы.

Собственно все методы построения моделей МПЗ основаны на уравнении (3.9) и отличаются количеством коэффициентов-параметров, подходом к решению обратной задачи и учетом дополнительных, не вошедших в (3.9) членов.

Выбор максимальной степени полинома. В случае построения модели МПЗ для одной эпохи зависимость от времени не рассматривается, а вклад внешних источников рассматривается как помеха. Задача ограничивается определением коэффициентов (g_n^m, h_n^m) . В случае, если при построении модели используются только результаты векторных измерений, задача решения усеченного уравнения (3.9) является линейной относительно коэффициентов и может быть решена методом наименьших квадратов или при использовании весов – взвешенных наименьших квадратов. При включении в исходные данные набора скалярных данных задача становится нелинейной и применяется итеративный метод наименьших квадратов.

Количество неизвестных определяется максимальной степенью полиномов N . При выборе значения N учитываются два основных фактора. Во-первых, какая часть поля внутренних источников моделируется, т.е. идет ли речь о модели главного или аномального поля. А во-вторых, какова была высота полета спутника, по данным которого строится модель. Действительно, как показала практика моделирования, скорость убывания коэффициентов с ростом степени N существенно зависит от высоты полета. На рис. 2.2 показана зависимость изменения спектра отдельных составляющих от высоты полета спутника (рисунок из работы (Olsen et al., 2014)). Спектры геомагнитного поля на поверхности Земли показаны черным цветом, для разных высот полета спутника CHAMP – синим цветом и для спутника Ørsted – красным цветом, h – соответствующая высота полета. В предположении, что все условия измерений идеальны и допускают разрешение структур магнитного поля с квадратом амплитуды большим, чем 0.1 нТл², по данным спутника Ørsted имеет смысл увеличивать степень полиномов только до $N = 20$. В то время как для спутника CHAMP при высоте 450 км можно увеличивать N до 40, при $h = 300$ км – до $N = 60$, а при $h = 250$ км – до $N = 80$. Нужно иметь в виду, что критерий 0.1 нТл² выбран для примера и на практике должен быть соотнесен с точностью спутниковых данных.

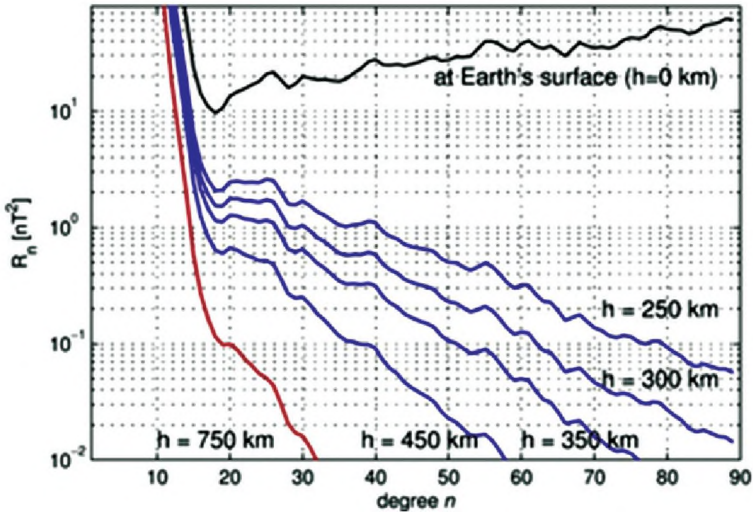


Рисунок 2.2 - Спектры геомагнитного поля в зависимости от высоты полета спутника

Подходы к решению обратной задачи. С точки зрения задачи построения модели главного МПЗ возможно два подхода.

В первом случае ограничивается ряд по сферическим функциям $n < N$ и решается обратная задача относительно коэффициентов (g_n^m, h_n^m) . При этом вклады всех остальных источников МПЗ рассматриваются как шум. Проблема состоит в том, что этот шум нельзя считать некоррелированным, следовательно, необходима какая-либо априорная информация о ковариационной матрице помехи. Подход к решению этой задачи был предложен в работе (Gillet et al., 2013). Суть предлагаемого подхода состоит в том, чтобы рассматривать набор различных моделей МПЗ, как ансамбль нескольких реализаций стохастического процесса по каждому из коэффициентов. При этом сами коэффициенты как функции времени предполагаются имеющими нулевое среднее, нулевую ковариацию между разными коэффициентами и одинаковую автокорреляционную функцию для всех коэффициентов степени n . Расширением модели является включение зависимости сферических коэффициентов от времени, для которого обычно используются B -сплайны разных порядков. Это увеличивает количество неизвестных в модели, но позволяет сгенерировать модель, регуляризованную во времени, а в дальнейшем построить прогноз векового хода.

При втором подходе обратная задача решается для длинного ряда, при этом вклад внешних источников рассматривается как шум. Полученные коэффициенты затем разделяют на два интервала относительно некоторого значения $n^{\text{пр}}$. При этом предполагается, что члены ряда с $n \leq n^{\text{пр}}$ описывают модель главного МПЗ, а остальные - модель аномального поля. Как видно из рис. 2.2, изменение характера зависимости R_n от степени полинома происходит в области $n \approx 16$. Как правило, полагают, что уже после $n = 13-14$, в спектр МПЗ начинают вносить вклад длинноволновые составляющие магнитного поля литосферы. Однако некоторые авторы полагают, что

максимальная степень полиномов может быть увеличена до 20 и даже до 30. При этом включение вклада длинноволновых составляющих литосферных источников в главное поле не окажет заметного влияния на пространственную структуру этой части МПЗ, а исключение этого вклада из аномального поля увеличивает разрешение аномалий меньшего масштаба, которые как раз и представляют наибольший интерес для практического использования.

Совершенно новый подход, так называемая комплексная инверсия, в настоящее время используется при построении большинства современных моделей. (Sabaka et al., 2004). Этот подход предполагает включение в решение обратной задачи всех коэффициентов, входящих в уравнение для потенциала (3.9). Второй член в уравнении (5.6) отражает линейную зависимость сферических коэффициентов от времени. Фактически этому можно сопоставить разложение $g_n^m(t)$ и $h_n^m(t)$ в ряд Тейлора с сохранением только членов первого порядка. Разложение в ряд Тейлора с включением первого и второго порядка, как правило, хорошо описывают изменения на коротком отрезке времени. Для более длинных периодов предпочтительным является использование сплайнов. Описание этой зависимости В-сплайнами разного порядка используется и для интерполяции внутри коротких временных интервалов.

$$g_n^m(t) = \sum_{l=1}^L g_{n,l}^m M_l(t), \quad (3.10)$$

где $M(t)$ - базисные В-сплайн функции.

Аналогичное выражение можно написать для h_n^m . В зависимости от степени базисных сплайнов увеличивается количество коэффициентов, определяемых в ходе решения обратной задачи. При этом следует иметь в виду, что при использовании сплайнов высоких порядков может возникать краевой эффект.

Два последних члена в (3.9) выражают потенциал внешних источников, и прежде всего, описывают крупномасштабные магнитосферные источники. Общепринято, что для описания их вклада достаточно $n \leq 2$. Последний член описывает временную зависимость вклада магнитосферных источников. Дальнейшее усложнение параметризации модели связано с введением еще двух коэффициентов, соответствующих вкладу удаленных магнитосферных источников. Следует отметить, что базовый уровень поля магнитосферы в этом случае считается постоянным. При построении некоторых моделей добавляются еще коэффициенты, описывающие изменение базового уровня во времени и включающие влияние ионосферных и магнитосферных токов (Laundal et al., 2018).

Важным фактором, отличным от вклада внешних источников, является коррекция ориентации системы координат спутника, т. е. определение углов Эйлера, что добавляет параметров в задачу. Дополнительно может быть включен вклад магнитного поля океанических приливов, который составляет на высоте полета спутника примерно 3 нТл. Данные для введения такой поправки доступны на сайте http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/SatMag/ocean_tides.html.

2.2.2 Семейства моделей

Семейство моделей IGRF. Глобальные модели магнитного поля внутренних источников подразделяются на четыре типа: аналитические модели главного МПЗ, аналитические модели суммы главного и аномального МПЗ, аналитические модели аномального МПЗ и цифровые модели аномального МПЗ. При этом аналитические модели главного МПЗ либо включают зависимость коэффициентов от времени, либо эта зависимость предполагается линейной. К последним относится модель IGRF, которая строится как средневзвешенная из моделей-кандидатов, разрабатываемых разными группами ученых. Принцип ее построения состоит в осреднении с некоторыми весами коэффициентов моделей разных авторов.

Первая цифровая модель была построена как результат программы *World Magnetic Survey*, которая стартовала в Международный Геофизический год (1957-1958 гг.) и продолжалась 12 лет. В результате были собраны воедино данные морских, аэромагнитных и спутниковых измерений. Первые спутники для геофизических исследований POGO, которые работали на орбите между 1965 и 1971 г., позволили существенно повысить качество моделей главного МПЗ, несмотря на то, что на борту POGO измерялся только модуль магнитного поля. На основе всех скомпилированных данных к 1969 году была построена первая общедоступная глобальная сферическая модель главного МПЗ с максимальной степенью полиномов $N = 8$. Повсеместному практическому использованию модели способствовало быстрое развитие компьютерной техники и создание специализированного программного обеспечения.

В последующие годы построение глобальных моделей главного поля интенсивно развивалось, чему способствовали новые спутниковые проекты. Фактически после работы каждого нового спутника появлялись новые модели, построенные на основе полученных новых данных. Следующий шаг в развитии моделирования связан с запуском спутника *Magsat* в 1979 г. На этом спутнике впервые были выполнены как скалярные, так и векторные измерения магнитного поля. Это был первый глобальный каталог векторных данных высокого качества. Ранее информация о пространственно-временной структуре компонент вектора поля содержалась только в данных, полученных обсерваториями и в ходе экспедиций немагнитной шхуны «Заря» (*Касьяненко и Пушкин, 1987*). С каждым новым спутником совершенствовалось магнитометрическое оборудование, и параллельно разрабатывались и улучшались методики создания глобальных моделей МПЗ. Программа запуска геофизических спутников была продолжена, и была создана рабочая группа при Международной Ассоциации по Геомагнетизму и Аэрономии (IAGA), в задачу которой входило объединение усилий разработчиков модели IGRF, совместными усилиями которых создавалась и создается до сих пор эта модель. На основе высокоточных геомагнитных измерений, выполненных на спутниках, оснащенных векторными магнитометрами, и другие глобальные модели были значительно усовершенствованы.

Модель IGRF представляет собой международную, согласованную математическую модель геомагнитного поля внутренних источников. Эта модель

общедоступна и широко используется на практике. Она описывает длинноволновую часть главного МПЗ и позволяет вычислять компоненты вектора МПЗ в трехмерной декартовой системе координат, а также значения магнитного склонения и наклонения в любой географической точке. Предполагается, что вклад ионосферных и литосферных источников исключен. Для снижения влияния внешних источников МПЗ проводится жесткий отбор данных. Этот отбор основан на K_p -индексе глобальной геомагнитной активности и Dst индексе силы магнитосферного кольцевого тока. Эти два параметра должны иметь минимальное отклонение от спокойного уровня. Обсерватории, данные которых используются для создания моделей главного МПЗ, показаны на рис. 2.3.



Рисунок 2.3 – Расположение обсерваторий, используемых при построении моделей внутреннего МПЗ

В основе модели лежит процедура приближения модельного поля к главному МПЗ путем разложения по сферическим гармоникам. В этой процедуре главная компонента геомагнитного поля аппроксимируется двойным рядом нормированных присоединенных функций Лежандра $P_n^m(x)$ с парой коэффициентов Гаусса для каждой функции — g_n^m и h_n^m . В сферических координатах геомагнитный скалярный потенциал может быть записан следующим уравнением:

$$V(r, \theta, \phi, t) = R_E \sum_{n=1}^k \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+1} g_n^m(t) \cos(m\phi) + h_n^m(t) \sin(m\phi) P_n^m(\theta), \quad (3.11)$$

где: V – скалярный потенциал геомагнитного поля, R_E – радиус Земли, r – расстояние от центра Земли, θ – дополнение географической широты, т. е. полярный угол, ϕ – долгота, P_n^m – квазинормированные по Шмидту

присоединенные функции Лежандра степени n , порядка m , g_n^m и h_n^m – коэффициенты Гаусса, зависящие от времени (выпускаются IAGA для конкретной эпохи).

Двойной ряд функций, являясь бесконечным, не может служить формулой для практических вычислений, поэтому для использования в модели он обрезается на некотором члене степени N . В этом случае в сумме участвуют только члены степени $n \leq N$ и порядка $m \leq n$. Выбор предельной степени разложения, а также удачный выбор коэффициентов сферических гармоник g_n^m и h_n^m определяет точность построенной модели.

Первая модель IGRF была построена, принята IAGA и рекомендована для использования в 1969 г. Поскольку главное поле само постепенно меняется, должны меняться и коэффициенты Гаусса, используемые в моделях. Модель IGRF обновляется каждые 5 лет, причем, начиная с 7 генерации, она продолжена в прошлое до 1900 г. Каждая новая генерация представляет собой набор коэффициентов сферических гармоник для текущей эпохи. Одновременно проводится пересмотр коэффициентов более ранних генераций. Рабочая группа IAGA утверждает набор коэффициентов Гаусса, наилучшим образом согласующийся с текущими магнитометрическими данными, полученными из мировой сети геомагнитных обсерваторий, а также при помощи искусственных спутников Земли. Кроме сферических коэффициентов для расчета пространственной структуры компонент МПЗ в модель включены коэффициенты прогноза его изменения на ближайшие 5 лет. Последняя построенная к настоящему времени генерация коэффициентов – IGRF-12. Для построения модели использовались данные магнитных обсерваторий, спутниковые данные CHAMP (2000-2010), Ørsted (1999-2010), SAS-C (2001-2003) и, что для модели 2015 особенно важно, данные, полученные тремя идентичными спутниками группировки Swarm, которые были запущены в 2013 г.

Вплоть до 2000 года модель IGRF, в полной ее форме, использовала разложение на сферические гармоники с глубиной вплоть до функций Лежандра 10-й степени и порядка (всего 120 коэффициентов Гаусса). В последней версии модели глубина разложения на сферические гармоники увеличена до $N = 13$ (195 коэффициентов Гаусса). Это значение получено опытным путем, как компромисс между стремлением достичь хорошей определенности моделей главного поля и избежать влияния помех, создаваемых коровыми полями. Коэффициенты главного поля округлены до десятых долей наноТесла, что соответствует пределу разрешения наблюдений. Прогностическая модель вековой вариации ограничена $N = 8$ (80 коэффициентов), коэффициенты также округлены до десятых долей нТ/год. Точность модели IGRF находится в пределах 30 угловых минут для магнитного склонения и наклона и в пределах 0,2 μ Тл по интенсивности. На рис. 2.4 представлено распределение напряженности горизонтальной составляющей главного МПЗ и его изменение за год по модели последнего поколения IGRF-12.

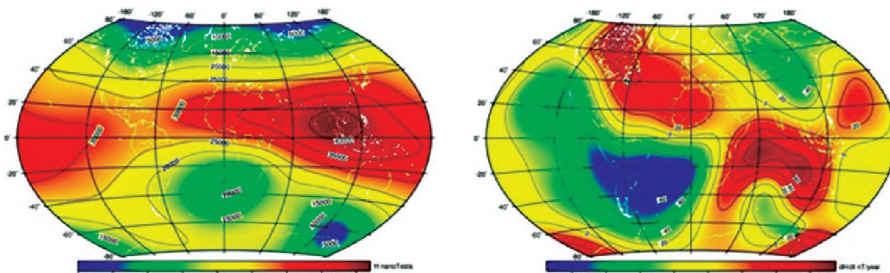


Рисунок 2.4 – распределение напряженности горизонтальной составляющей главного МПЗ и его изменение за год по модели последнего поколения IGRF-12 (<http://www.geomag.bgs.ac.uk/research/modelling/IGRF.html>)

В случае, когда коэффициенты на какую-либо эпоху полагаются окончательными и не требующими дальнейшего уточнения, для этой эпохи коэффициенты становятся окончательными для модели данной эпохи (Definitive Geomagnetic Reference Field, DGRF). DGRF – это уточненная модель геомагнитного поля, которая появляется на свет уже после истечения пятилетнего срока какой-либо IGRF модели и описывает то, как поле вело себя в реальности по данным геомагнитных наблюдений.

IGRF является наиболее часто используемой на практике моделью главного МПЗ. Для практического использования модель IGRF доступна на сайте <http://www.ngdc.noaa.gov/AGA/vmod/>. На сайте доступны для скачивания сами коэффициенты в разных форматах, а для текущих расчетов может быть использован online калькулятор.

Модель WMM. *Мировая Магнитная Модель* (World Magnetic Model, WMM) – это совместная разработка Национального центра геофизических данных США (NGDC) и Геологической службы Британии (BGS). Модель обновляется каждые 5 лет. Для моделирования используются данные спутников Ørsted, CHAMP и Swarm, а также данные наземных магнитных обсерваторий. Расположение выбранных обсерваторий то же, что показано на рис. 2.3.

WMM позволяет получать значения компонент вектора МПЗ, а также значения магнитного склонения и наклонения с такой же точностью, как и IGRF. WMM в полной форме использует разложение на сферические гармоники с глубиной вплоть до функций Лежандра 12-й степени и порядка (всего 168 коэффициентов Гаусса). Для того, чтобы учесть вариации магнитного поля с моделью также публикуется таблица из 168 поправок основных коэффициентов модели (до 12-й степени и порядка) в последующие 5 лет с момент. е. принятия.

Считается, что эта модель хорошо описывает все компоненты МПЗ в широком диапазоне высот: от 1 км ниже поверхности Земли и до 850 км выше поверхности Земли. Разрешение модели оценивается в 3200 км на поверхности Земли. По коэффициентам модели все компоненты поля могут быть вычислены в любой точке, в любой момент времени и в заданном диапазоне высот относительно эллипсоида всемирной системы геодезических параметров Земли WGS-84. Кроме того, модель содержит коэффициенты векового хода. В силу сингулярности в направлении вектора геомагнитно-

го поля на полюсах для описания склонения D вводится дополнительный угол, который определяется как $GV = D - \lambda$, когда $\varphi > 55^\circ$ и $\varphi < -55^\circ$, где φ – геодезическая широта. Этот угол можно понимать как угол в полярной стереографической проекции. Что касается задания высоты места, то для расчетов компонент поля пользователь задает высоту над средним уровнем моря, которая затем пересчитывается в высоту над эллипсоидом. Хотя разница в расчете компонент поля очень небольшая, в некоторых практических задачах она имеет значение. Точность модели авторами оценивается как 0.1 нТл.

Коэффициенты модели, необходимое программное обеспечение и карты доступны на сайте <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/>. Как и IGRF модель WMM также широко используется на практике в навигационных системах и системах расчета направлений, а также нефтегазовыми компаниями при бурении скважин. WMM используется в качестве стандартной геомагнитной модели в министерствах обороны США и других стран НАТО, а также в гражданских навигационных системах. Распределение общей напряженности главного МПЗ по модели WMM показано на рис. 2.5.

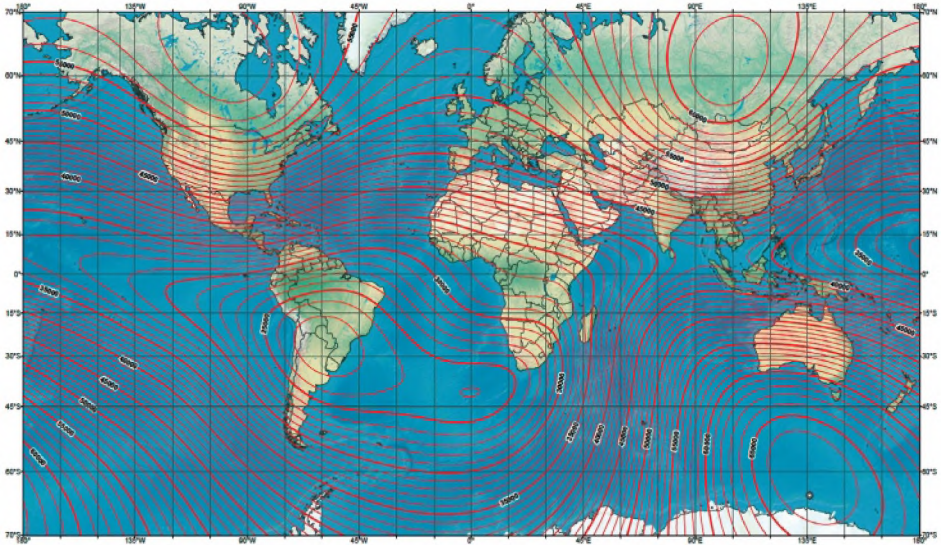


Рисунок 2.5 – Модель WMM для эпохи 2015.0, показывающая контуры общей напряженности главного МПЗ

Модель WMM имеет расширенную версию в виде Extended Magnetic Model (EMM). Для построения модели EMM были использованы спутниковые данные, данные наземных, морских и аэромагнитных съемок и самая последняя цифровая модель аномального поля EMAG2-v3, разработанная NGDC. До 2016 г. EMM включала в себя сферические коэффициенты до степеней $N = 15$. В 2017 г. эта модель получила новое развитие. EMM, так же как WMM, позволяет вычислять значения компонент МПЗ в любой точке, но при этом в новой версии EMM внутренние источники не разделяются на литосферные и источники жидкого ядра. Если в модели WMM макси-

мальная степень полиномов была $N = 12$, что дает разрешение в 3000 км, то в новой модели ЕММ степень полиномов увеличена до $N = 790$, что соответствует разрешению в 51 км. Для примера на сайте разработчиков приведена карта значений склонения (рис. 2.6), вычисленного по WMM и ЕММ. Модель ЕММ содержит и коэффициенты прогноза векового хода для $N = 15$. Обычно прогноз ограничивают $N = 8$.

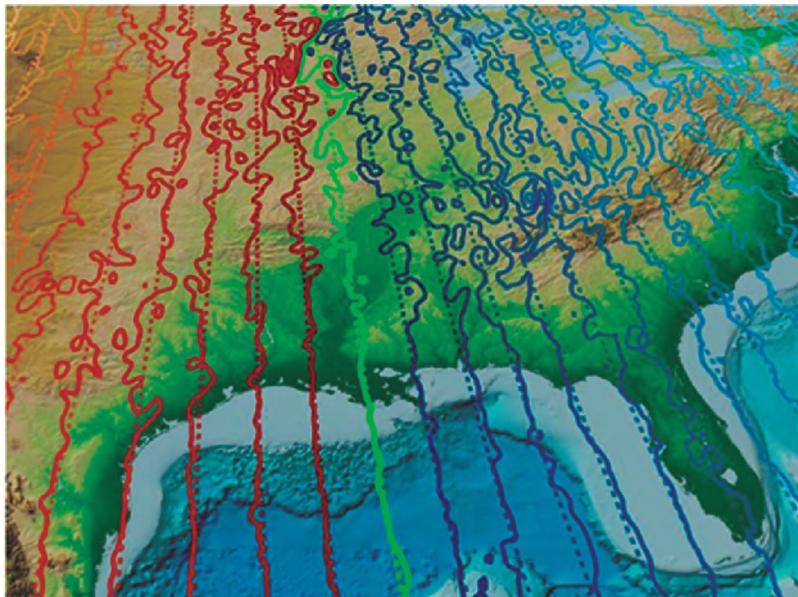


Рисунок 2.6 – Склонение, вычисленное по WMM (пунктир) и ЕММ (сплошная линия), <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/EMM/>

Другое расширение ЕММ, модель повышенного разрешения (High Definition Geomagnetic Model, HDGM) описывает суммарно и главное МПЗ, и поле литосферных источников. По сравнению с ЕММ при ее построении было использовано большое количество (более 50 млн. точек) морских и аэромагнитных профилей. Порядок полиномов $N = 720$. Главное МПЗ и вековые вариации продолжены назад до 1900 года. Встроена осредненная модель внешних источников. Эта модель, как предполагается, будет обновляться ежегодно для актуализации вековых изменений. Разрешение модели составляет 28 км на значительной территории. HDGM является коммерческой моделью, и ее коэффициенты отсутствуют в свободном доступе. По этой причине независимое сравнение результатов моделирования с использованием коэффициентов затруднительно. HDGM и других моделей затруднительно.

Модель BGGM. Британская глобальная геомагнитная модель (British Global Geomagnetic Model, BGGM) разрабатывается Британской геологической службой на основе спутниковых и обсерваторских данных (The BGS Global Geomagnetic Model (BGGM), 2019). Это глобальная модель МПЗ и его временных изменений. Степень сферических полиномов $N = 13$, временная зависимость описывается B -сплайнами 6 порядка. Модель BGGM

обновляется ежегодно, и интерполяция сферических коэффициентов осуществляется только на промежутке в 1 год. Набор обсерваторий, данные которых используются при построении модели, тот же, что показан на рис. 2.3. При отборе спутниковых данных применяют строгие правила отбора, и вводятся весовые коэффициенты. На рис. 2.7 показаны значения весовых коэффициентов для спутниковых и обсерваторских данных в зависимости от времени. Модель BGGM также является коммерческой и используется нефтегазовыми и другими компаниями, заинтересованными в разработке систем точного позиционирования и навигации по геомагнитному полю.

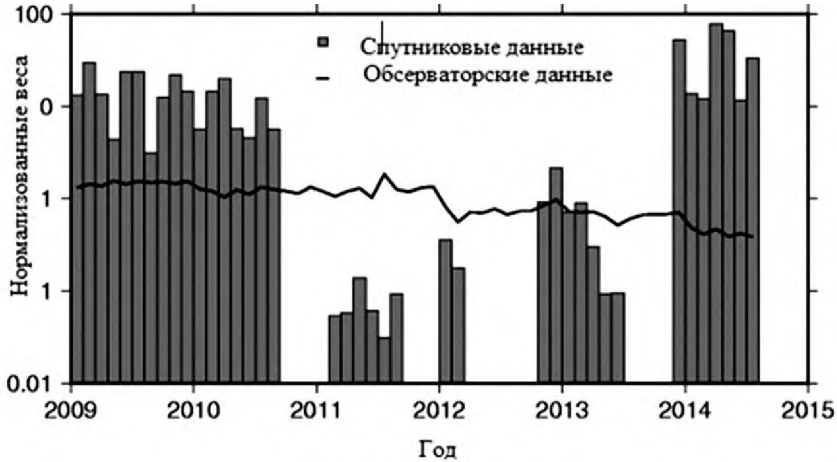


Рисунок 2.7 – Значения весовых коэффициентов для спутниковых и обсерваторских данных в зависимости от времени

Модели семейства CHAOS. Модели семейства CHAOS разрабатываются в Датском техническом университете (DTU Space) с 2005 г. (Finlay et al., 2016). Модель строится в первую очередь на базе спутниковых (Oersted, CHAMP, SAC-C и Swarm), а также обсерваторских (160 обсерваторий) среднемесячных данных и представляет собой решение полной обратной задачи. Это означает, что параметры, определяемые в модели, описывают все возможные источники, вносящие вклад в измеренные значения МПЗ, включая источники, расположенные внутри Земли в жидком ядре и литосфере, а также ионосферные и магнитосферные источники. Максимальная степень полиномов, описывающих крупномасштабные внутренние источники, $N = 90$. Модель описывает МПЗ в период времени, начиная с 1997 г. В части, зависящей от времени, используются полиномы со степенями n от 1 до 20, а соответствующие коэффициенты определяются с дискретностью примерно 1 месяц. Для описания поля коры предлагается статистическая модель поля мелкомасштабных внутренних источников -коэффициенты для степеней полиномов n от 21 до 90. В качестве кандидата для создания новой генерации IGRF строится усеченная модель степени/порядка $N = 13$. Коэффициенты модели и необходимое программное обеспечение можно найти на сайте <http://www.spacecenter.dk/files/magnetic-models/CHAOS-5/>.

2.3 Модели магнитного поля литосферы

Для построения глобальных моделей главного МПЗ магнитное поле литосферных источников является помехой, и разными способами его пытаются исключить из измеренных значений или, как минимум, снизить его вклад. Однако, в последнее время получили распространение модели МПЗ типа модели CHAOS, построенные на базе спутниковых данных и описывающие как изменяющееся во времени поле источников, расположенных в жидком ядре, так и поле источников, расположенных в литосфере. Хотя для построения моделей литосферных аномалий проводится строгий отбор и коррекция спутниковых данных, из-за того, что измерения проводятся с большой высоты, для литосферных источников возникает эффект размывания. Чтобы добиться большего пространственного разрешения, степень полиномов постоянно увеличивается. Но даже для гармоник степени $n = 130$ горизонтальное разрешение составляет примерно 350 км.

Цифровая глобальная карта аномального магнитного поля Земли: модель WDMAM. По сравнению со спутниковыми данными измерения на поверхности Земли дают пространственное разрешение примерно 1 км. Их существенным недостатком является географическая неравномерность распределения обсерваторий. Поэтому сферические коэффициенты по этим данным не могут быть оценены без интерполяции, что неизбежно приводит к ошибкам. Построение глобальных карт аномального магнитного поля Земли высокого разрешения стало предметом Международного проекта World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM).

Целью международного проекта WDMAM стало объединение всех накопленных за 50 лет исследований результатов наземных, морских и аэромагнитных съемок и спутниковых данных для создания первой глобальной карты аномального МПЗ. Для районов земного шара, где не было ни морских, ни аэромагнитных данных, использовались синтетические данные, полученные из моделей литосферного поля на основе спутниковых данных. В результате была составлена цифровая карта WDMAM 2.0 (Korhonen et al., 2007). Карта построена с шагом 3 угловые минуты на высоте 5 км над эллипсоидом WGS84 за исключением морских данных, последние даны на уровне моря (рис. 2.8). Гridы аномального МПЗ доступны для использования на сайте <http://www.wdmam.org>.

Региональные модели магнитных аномалий. Во многих случаях для практических целей, например, геологоразведки или навигации, требуются модели литосферного поля большего разрешения, чем это возможно с использованием глобальных моделей. Концепция регионального моделирования основана на большей плотности данных, используемых для построения моделей. Как правило, региональные модели МПЗ строят в целях увеличения разрешения аномального магнитного поля. Для построения региональных моделей разработано большое количество методик, но независимо от метода, первичным условием остается повышенная плотность точек исходных данных. Для обеспечения этого условия служит распространенная сеть пунктов векового хода (ПХВ), на которых наблюдения проводились регулярно в течение многих лет, но не в непрерывном режиме, а экспедициями

в течение нескольких дней. К настоящему времени разработаны и приняты требования к закреплению этих точек на местности, к используемой приборной базе, методике проведения измерений и обработке полученных результатов.

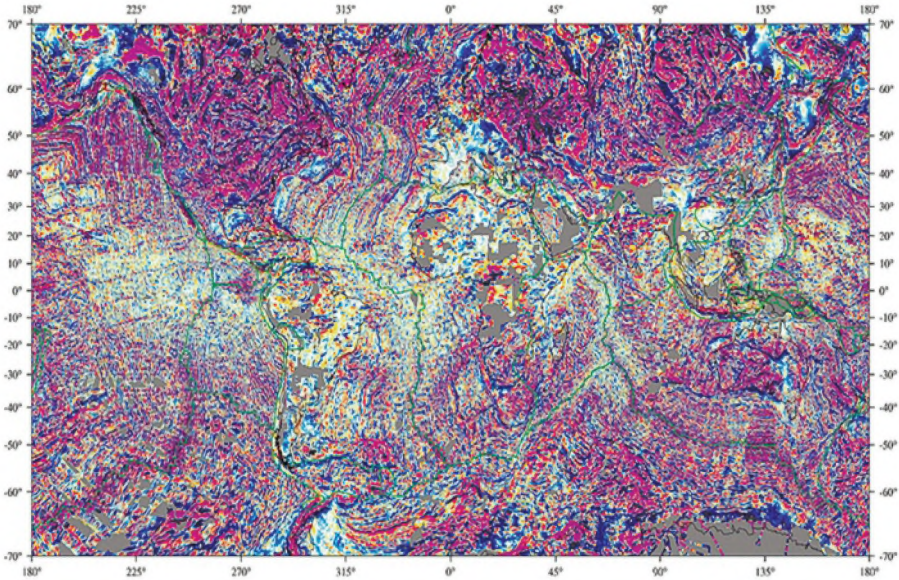


Рисунок 2.8 – Мировая карта аномального магнитного поля WDMAM 2.0

На рис. 2.9 показано расположение ПВХ, работавших в разное время, начиная с 1975 г. Как видно из рисунка, плотность ПВХ хоть и неравномерная, но в некоторых регионах она значительно превосходит плотность распределения магнитных обсерваторий (рис. 2.3).

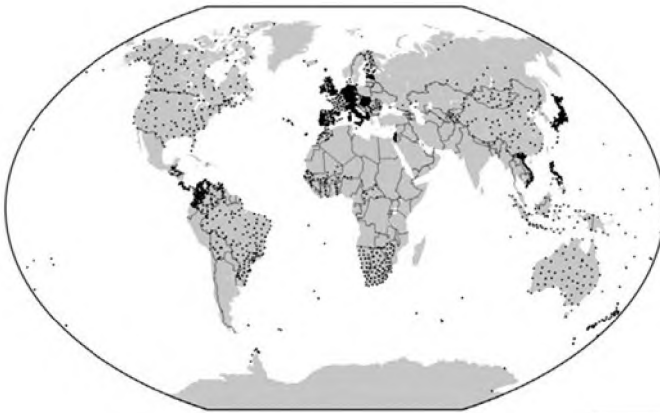


Рисунок 2.9 – Распределение ПВХ по земному шару

С началом спутниковой эры возникло впечатление, что в ПВХ больше нет необходимости, поскольку плотность спутниковых измерений достаточна для полного описания МПЗ. Однако практика показала, что высота полета спутников не позволяет отследить адекватно региональные особенности. Токи, текущие в ионосфере Земли, находятся ниже спутника, и их выделение затруднительно, трудно также полностью исключить ошибки, связанные с вариациями магнитосферных токовых систем. Сейчас считается, что средняя ошибка определения склонения по современным спутниковым моделям имеет величину около $0,5^\circ$ на высоте около 400 км, а на уровне земли при наличии локальных магнитных аномалий она может достигать 3 и более градусов. Поэтому наблюдения на имеющихся ПВХ продолжались, а их сеть только расширялась. Наибольший вклад региональные модели вносят в описание пространственной структуры вековой вариации. Это особенно явно проявляется при сравнении среднегодовых значений компонент поля, полученных в магнитных обсерваториях, и вычисленных по глобальным и региональным моделям. Наибольшие отличия между моделями литосферного поля и полученными на профилях значениям аномалий МПЗ приходится на океаническую область. В первую очередь это связано с разной природой континентальной и океанической коры, линейности и упорядоченности магнитного поля последней.

Использование спутниковых данных тоже неоднозначно вследствие потери точности. При высоте полета 400 км измеренные значения поля примерно соответствуют осреднению по области такого же размера, что может быть полезно для выделения вклада главного МПЗ, но затрудняет построение моделей аномального МПЗ высокого разрешения. Кроме того, из-за высокой скорости перемещения измерительного прибора не всегда можно различить пространственное изменение поля от зависимости от времени.

Одной из самых распространенных для прикладных целей (например, для подземной навигации при бурении скважин) региональных моделей является канадская стандартная модель геомагнитного поля (Canadian Geomagnetic Reference Field, CGRF). CGRF является региональной моделью геомагнитного поля для Канады и сопредельных территорий. В отличие от глобальных моделей в ее основе лежит не традиционный сферический гармонический анализ, а очень похожий на него сегментарный сферический гармонический анализ. Отличие заключается в том, что там, где сферические гармоники применяются ко всей сфере, сегментарные сферические гармоники применяются только к части сферы (Gillet et al., 2013). В этом случае степень присоединенных полиномов Лежандра может быть не целой. Максимальная глубина разложения для модели CGRF достигает 16. Модель обновляется каждые пять лет. Гауссовы коэффициенты g_n^m и h_n^m зависят от времени и для них выпускается таблица поправок.

В отличие от глобальных моделей, которые при подборе гауссовых коэффициентов в основном полагаются на спутниковые данные, CGRF широко использует геомагнитные данные, полученные на поверхности земли и моря. Вследствие этого и того, что моделируемая территория значительно меньше в сравнении с глобальными моделями, CGRF имеет большую точ-

ность и позволяет отображать небольшие пространственные вариации магнитного поля незаметные для глобальных моделей.

Для получения надежных моделей аномального магнитного поля и обеспечения точными данными о значении магнитного склонения, рекомендуется проводить генеральную магнитную съемку местности каждые 10 лет. Надо отметить, что с момента последней съемки всей территории России прошло около 30 лет. Для построения современной модели распределения векторов МПЗ на территории РФ необходимо провести высокоточную аэромагнитную компонентную съемку на высоте 5–8 км, используя спутниковые навигационные системы GPS-ГЛОНАСС и соответствующую наземную поддержку магнитовариационными комплексами. В регионах с повышенными требованиями к точности и пространственному разрешению модели, съемка на высотах 5–8 км может быть дополнена детальной съемкой модуля магнитного поля на высотах 0,5–1 км с беспилотных летательных аппаратов. Для уточнения скорости изменения магнитного поля, что даст возможность корректно пересчитывать значения поля на требуемую эпоху, целесообразно через два-три года проводить повторную съемку территории России.

2.4 Модели магнитосферы

Для решения целого ряда задач необходимо знать количественно напряженность и направление магнитного поля в околоземном космическом пространстве в разных точках магнитосферы, чтобы, например, определять форму силовых линий, положение границ магнитосферных доменов и зависимость этих величин от уровня и типа магнитной активности. Конфигурация крупномасштабного магнитосферного поля существенно меняется во время магнитных бурь и суббурь. Для описания таких вариаций разработаны динамические цифровые модели магнитосферы. Две из них наиболее часто используются в практике.

В моделях магнитное поле в магнитосфере Земли представлено как суперпозиция вкладов крупномасштабных токовых систем:

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_{int} + \mathbf{B}_{CF} + \mathbf{B}_{RC} + \mathbf{B}_T + \mathbf{B}_{FAC} \quad (3.12)$$

где \mathbf{B}_{int} – внутреннее (главное) МПЗ, обычно представленное моделью IGRF, \mathbf{B}_{CF} – магнитное поле токов на дневной поверхности магнитопаузы (токи Чепмена-Ферраро), экранирующее поле внутренних источников, \mathbf{B}_{RC} – поле кольцевого тока, \mathbf{B}_T – поле токов магнитосферного хвоста, включая токи поперек хвоста и замыкающие их токи на магнитопаузе, \mathbf{B}_{FAC} – поле продольных токов, образующих трехмерные токовые системы вместе с замыкающими их токами в ионосфере и магнитосфере.

Наиболее широко используемое мировым научным сообществом семейство эмпирических моделей Н. А. Цыганенко (Tsyganenko, 2002) базируется на всей совокупности прямых измерений магнитного поля на различных магнитосферных спутниках и их сопоставлении с условиями в солнечном ветре. Подход реализуется посредством аппроксимации данных измерений

семейством базисных функций, полученных при численном решении уравнения Лапласа для скалярного магнитного потенциала внутри магнитопазузы заданной формы. Выражения для магнитного поля магнитосферных токов представляются в виде разложений по гармоническим функциям, а коэффициенты разложений рассчитываются из граничных условий. Параметризация воздействия солнечного ветра на магнитосферу имеет вид:

$$K_0 + K_1 \cdot (P_d/P_{d0})^\alpha + K_2 \cdot S + K_3 \cdot D_{st}, \quad (3.13)$$

где K – весовые коэффициенты, которые вычисляются для каждого источника магнитного поля путем минимизации среднеквадратичного отклонения от значений, выведенных по базе данных измерений нескольких спутников (Polar, Geotail, CRRES и др.), P_d/P_{d0} – текущее и среднее динамическое давление солнечного ветра, S – параметр, описывающий предшествующие условия солнечного ветра, D_{st} – геомагнитный индекс, описывающий интенсивность магнитосферного кольцевого тока.

В первых моделях можно было выбрать несколько модификаций по уровню магнитной активности. Пользователю, владеющему языком программирования Фортран, было достаточно ввести дату, исходные координаты и величину K_p -индекса и в зависимости от конкретной задачи получить конфигурацию силовых линий, величину магнитного поля вдоль линии или координаты проекции силовой линии из ионосферы в магнитосферу. Такая модель (T2001) и сейчас активно используется. Однако, эта версия имеет два ограничения. Первое – она применима в пределах примерно $10 R_E$, т. е. в пределах области квазизахвата заряженных частиц. Второе – отличие этой усредненной модели магнитосферы от ее быстропеременного реального состояния. Особенно это отличие велико во время магнитных бурь, для которых база данных весьма невелика. Поэтому модель T2001 и ее более ранняя версия используются при спокойных и умеренно возмущенных условиях.

Была разработана новая версия – модель T2004, специально предназначенная для описания изменений магнитосферы во время магнитных бурь (Tsyganenko and Sitnov, 2005). В ней использована новая база данных спутниковых измерений во время 37 магнитных бурь 1996-2000 гг. Общая математическая формализация осталась прежней, но разработчики новой версии пришли к сложным многопараметрическим конструкциям, учитывающим не только текущее состояние солнечного ветра, но и его развертку во времени в данной конкретной буре. Шесть токовых систем – кольцевой ток, частичный кольцевой ток, ближний и дальний токи плазменного слоя, внешние токи и токи продольные, между магнитосферой и ионосферой – все эти токи представлены для конкретного момента магнитной бури зависящими от скорости, давления и магнитного поля солнечного ветра. Каждый источник изменяется на собственном масштабе времени и зависит от определенного набора параметров. При этом учитывается не только текущее значение этих величин, но и ситуация в солнечном ветре в предшествующий период с шагом по времени 5 минут. Учитывается скорость затухания влияния предшествующей активности, например, если в авроральных токах предшествующие воздействия быстро затухают, то кольцевой ток уменьша-

ется медленно. Интенсивность каждого источника поля параметризована выражениями вида:

$$K_0 + K_1 \cdot (P_d/P_{d0})^\alpha + K_2 \cdot \Phi(t) / \sqrt{1 + (\Phi(t) / \Phi_0)^2}, \quad (3.14)$$

где t – время, а Φ описывает нелинейную динамику токовой системы в процессе ее развития и затухания в зависимости от скорости и плотности солнечного ветра и величины южной (геоэффективной) компоненты межпланетного магнитного поля. На рис. 2.10 представлена конфигурация магнитосферы во время главной фазы магнитной бури 29 октября 2003 года согласно модели T2004.

Модели семейства «Т» непрерывно совершенствуются. В частности, последняя версия способна разрешать детали магнитосферной структуры, недоступные для предшествующих моделей. Также улучшается математический аппарат, а набор спутниковых данных пополняется результатами новых космических миссий.

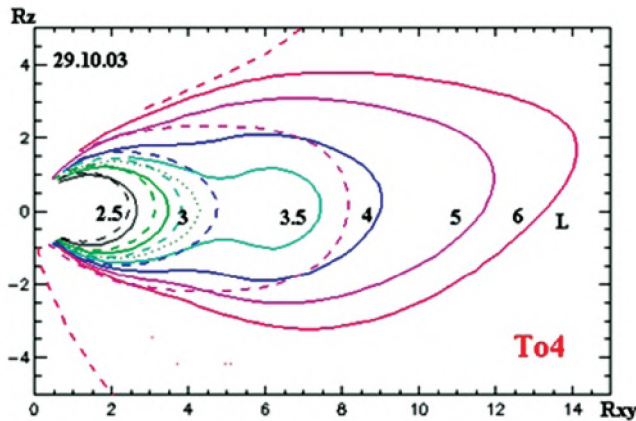


Рисунок 2.10 – Конфигурация магнитосферы в плоскости Z-XY (R – радиус Земли) по модели T2004. Пунктир – дневная сторона, сплошные линии – ночная сторона магнитосферы. Цифрами обозначен параметр Мак-Илвейна для силовой линии.

Другой известной моделью является параболическая модель магнитосферы (Alexeev et al., 2001). Она отличается тем, что внутреннее поле и поле токов изначально вводятся аналитически и затем по реальным наблюдениям подгоняются по принципу наилучшего соответствия. Также используется принцип суперпозиции источников (3.12). При заданном пространственном распределении основных магнитосферных токовых систем магнитное поле, создаваемое каждой системой, определяется как решение магнитоэлектростатической задачи, а форма магнитопаузы задается параболом вращения и цилиндром. Использование параболических координат позволяет в ряде случаев провести разделение переменных в уравнении Лапласа и получить аналитическое решение на базе разложения по гармоническим функциям и функциям Бесселя. Коэффициенты разложений определялись из граничного

условия нулевой нормальной компоненты поля на магнитопаузе для каждой магнитосферной токовой системы, которая зависит от собственного набора параметров. В параболической модели используются следующие входные параметры. Это угол наклона геомагнитного диполя к оси Z солнечно-магнитосферной системы координат, который однозначно определяется мировым временем и характеризует сезонные и суточные вариации магнитосферного поля. Далее следуют магнитный поток в долях хвоста магнитосферы Ψ , расстояние от Земли до подсолнечной точки на магнитопаузе r_l и расстояние до токового слоя в хвосте магнитосферы r_s , магнитное поле кольцевого тока b_R , которое в соответствии с уравнением Десслера-Паркера-Скопке, пропорционально полной энергии захваченных частиц в области кольцевого тока, интенсивность продольных токов J . Параметры магнитосферы могут быть определены из данных измерений или заданы непосредственно. Для этого предусмотрен специальный набор субмоделей, позволяющих рассчитать, например, расстояние от Земли до подсолнечной точки на магнитопаузе, магнитный поток в хвосте магнитосферы, магнитное поле кольцевого тока. Магнитное поле в заданной точке магнитосферы определяется системой токов, каждая из которых контролируется своим набором параметров:

$$\mathbf{B}_m = \mathbf{B}_{int} + \mathbf{B}_{RC}(\Psi, b_R) + \mathbf{B}_T(\Psi, r_l, r_s, \Phi_\theta) + \mathbf{B}_{SD}(\Psi, r_l) + \mathbf{B}_{ST}(\Psi, r_l, b_R) + \mathbf{B}_{FAC}(J), \quad (3.15)$$

где \mathbf{B}_{SD} и \mathbf{B}_{ST} – соответственно часть поля тока на магнитопаузе, который экранирует поле земного диполя, и часть поля, который экранирует поле кольцевого тока.

На рис. 2.11 представлена конфигурация магнитосферы во время главной фазы магнитной бури 29 октября 2003 года согласно параболической модели.

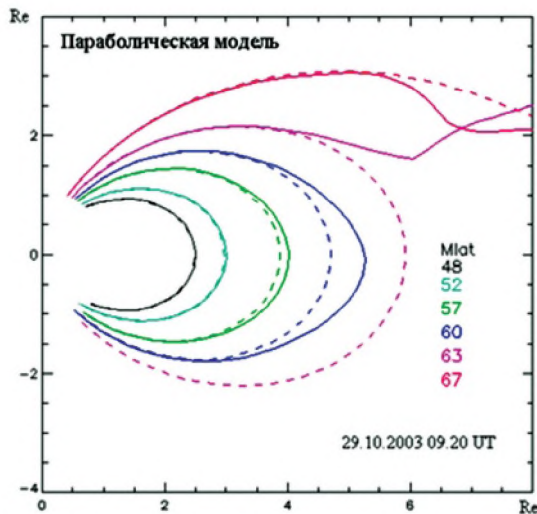


Рисунок 2.11– Конфигурация магнитосферы в плоскости Z - XY (Re – радиус Земли) по параболической модели. Пунктир – дневная сторона, сплошные линии – ночная сторона магнитосферы

3 ЭЛЕКТРОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ИОНОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

В верхней атмосфере по мере увеличения высоты и усиления ионизации под действием солнечного излучения все большую роль начинают играть электродинамические процессы, контролируемые исходящим от Солнца магнитным полем и потоками плазмы – солнечным ветром (СВ). Наличие магнитных полей в проводящей среде движущейся плазмы обуславливает определяющую роль электродинамических процессов. При взаимодействии СВ, межпланетного магнитного поля (ММП) с магнитосферой Земли в околоземное пространство поступает около 10^{12} Вт энергии, за счет которой возникают электрические поля и токи, ускоряются заряженные частицы, возбуждаются волны и происходят многие сложные и изменчивые процессы в магнитосферной и ионосферной плазме. Электродинамическое взаимодействие между энергией СВ и магнитосферой происходит главным образом в пограничных слоях и хвосте магнитосферы, которые являются сопряженными по силовым линиям геомагнитного поля с высокоширотными областями – авроральным овалом, каспом и полярной шапкой. Электродинамика полярной ионосферы непосредственно связана с регулярными и спорадическими геомагнитными вариациями, наблюдаемой на Земле, т. к. именно ионосферные поля и токи создают внешнее магнитное поле, измеряемое наземными и спутниковыми магнитометрами.

3.1 Электрические токи магнитосферного происхождения (продольные токи) по данным спутниковых измерений магнитного поля над ионосферой

Продольные электрические токи (ПТ) генерируются в пограничных слоях магнитосферы, которые картируются на высокоширотную ионосферу. Существование этих токов было предсказано норвежским физиком Биркеландом в начале XIX века, и только в 70-е годы XX века они были впервые действительно обнаружены в космосе. ПТ являются источниками возбуждения ионосферных электрических полей, конвекции ионосферной плазмы и во многом определяют распределение электронной концентрации в высокоширотной ионосфере. В ионосфере ПТ замыкаются токами Педерсена. Перпендикулярные педерсеновским горизонтальные ионосферные токи Холла вызывают геомагнитные вариации на поверхности Земли (рис. 3.1). Магнитный эффект ПТ практически не регистрируется магнитометрами на поверхности Земли, однако магнитное поле, создаваемое этими токами, можно измерить над ионосферой. Задача определения ПТ решается путем измерения магнитных вариаций с помощью низколетающих спутников с полярной орбитой. Впервые задача обнаружения и измерения ПТ в пространстве над ионосферой была решена на спутнике Triad в 1972 г.

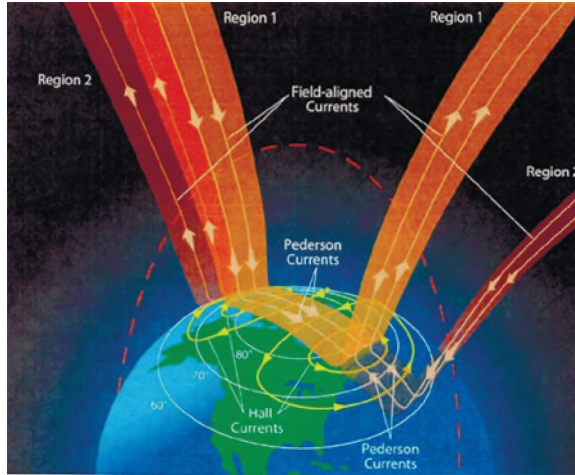


Рисунок 3.1 – Схема токовой цепи ионосферно-магнитосферного взаимодействия: продольные токи замыкаются ионосферными токами Педерсена и Холла

Долгое время приблизительные схемы ПТ в основном воссоздавались по отдельным пролетам спутников. Были введены физические понятия о трех основных зонах ПТ, которые сосредоточены в высокоширотных областях [Iijima and Potemra, 1976]. Втекающие в ионосферу и вытекающие из нее ПТ имеют вид квазиколецевых зон. Приполюсный слой называется зоной 1, здесь токи текут к ионосфере на утренней половине широтного интервала и от ионосферы в вечерней половине того же интервала. В зоне 2, расположенной экваториальнее зоны 1, направление токов обратное. Полный ток зоны 1 составляет ~ 1 млн А в спокойное время и ~ 3 млн А в периоды геомагнитных возмущений. Ток зоны 2 примерно на треть меньше. В дневные часы местного времени ближе к полюсу от токов зоны 1 располагаются токи зоны 3. Распределения ПТ зонах 1, 2 и 3 в первом приближении можно аппроксимировать синусоидальными функциями.

Впоследствии другие спутники (Ореол, Космос, Magsat, DMSF и др.) проводили измерения магнитного поля вдоль отдельных траекторий пролетов, однако эти измерения носили фрагментарный характер и позволяли получить лишь одномерный профиль ПТ, из которого можно получить лишь приближенную квазидвумерную картину. Более детальные двумерные карты ПТ были рассчитаны по данным магнитных измерений спутника DE2 как функция параметров СВ и угла наклона земного диполя (Weimer, 2001). При этом не проводилось разделения данных для северного и южного полушарий, и для учета межполушарной и внутриволушарной (относительно полуденно-полуночного меридиана) асимметрии применялось зеркальное отображение.

В 1999-2000 гг. был осуществлен запуск европейских спутников нового поколения Orsted и CHAMP, которые предназначались для исследования как главного геомагнитного поля, так и магнитного поля ПТ. Эти спутники, оснащенные высокочувствительными магнитометрами, выполнили очень

большое количество измерений над ионосферой во всех секторах местного геомагнитного времени (Magnetic Local Time, MLT). Спутник Orsted, оснащенный магнитометром с точностью измерений до 5 нТл, был запущен на полярную орбиту с перигеем 650 км и апогеем 860 км. В меридиональной плоскости орбита постепенно смещалась по местному времени со скоростью ~ 0.9 минут в день. Все траектории пролета спутника пересекают полярную область, проходя вблизи полюса, а орбита постепенно сдвигается так, что траектория проходит через различные сектора местного времени. За несколько лет жизни спутника были получены магнитные данные многих тысяч пролетов над всеми долготными секторами высокоширотных областей обоих полушарий. Спутник CHAMP (высота орбиты около 200 км), проработавший более десяти лет, также внес большой вклад в изучение МПЗ. Спутники Orsted, CHAMP и более ранний проект Magsat обеспечили огромную базу данных измерений магнитного поля над ионосферой. В начале 2000-х годов появились описания распределения ПТ, основанные на статистической обработке большого количества новых спутниковых данных. Анализ и интерпретация этих измерений позволили определить двумерную структуру ПТ.

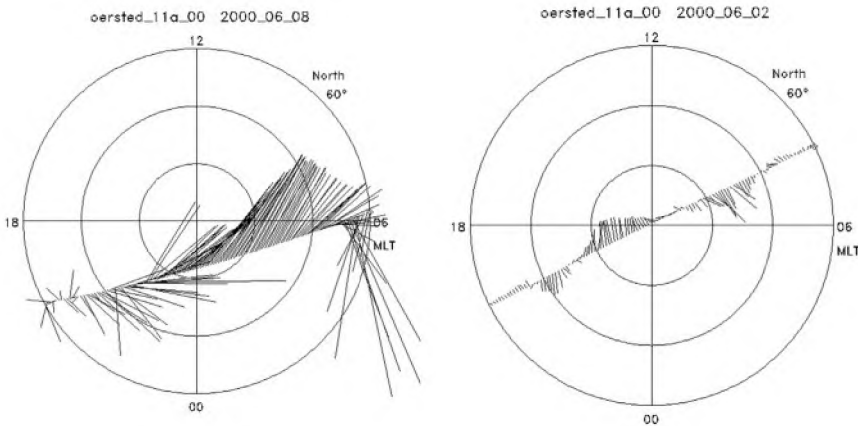


Рисунок 3.2 – Вариации вектора горизонтальной компоненты магнитного поля вдоль траектории пролета спутника Orsted (а) во время магнитной бури 8 июня 2000 г. и (б) в спокойных геомагнитных условиях 2 июня 2000 г.

На рис. 3.2 в системе координат геомагнитная широта (MLat) и MLT представлены две траектории пролета спутника Orsted через высокоширотную область $MLat > 60^\circ$ северного полушария. Рис. 3.2 (а) показывает пример пролета при возмущенных геомагнитных условиях 8 июня 2000 г., а рис. 3.2 (б) – при спокойных условиях 2 июня 2000 г. Вдоль траектории показаны векторы вариации горизонтальной (т. е. лежащей в плоскости X-Y, где ось X направлена вдоль траектории пролета, а ось Y перпендикулярна траектории) составляющей геомагнитного поля. В каждой точке траектории значения X и Y компонент представляют собой разности между полным измеренным полем и моделью главного поля Земли IGRF. Вариация верти-

кальной (Z) компоненты после вычитания IGRF близка к нулю, а вариации горизонтальной составляющей обусловлены магнитным эффектом ПТ. Эти токи в высоких широтах направлены почти перпендикулярно к ионосферной оболочке, и создаваемое ими магнитное поле лежит в горизонтальной плоскости. Так, например, если спутник пересекает один слой ПТ, то в магнитной X компоненте будет наблюдаться скачок вверх или вниз в зависимости от направления тока. Если спутник пересекает два прилегающих друг к другу вытянутых вдоль широты слоя тока противоположной полярности, то измеренная вариация X компоненты будет иметь форму буквы «V» в прямом или перевернутом виде. Вблизи краев токовых слоев будет также увеличиваться Y -компонента.

Наиболее простой алгоритм расчета плотности ПТ по магнитному сигналу основан на расчете градиента компоненты магнитного поля, направленной поперек траектории пролета. При этом считается, что ПТ имеют слоистую структуру и вытянуты вдоль широты. Тогда второй компонентой можно пренебречь. Значение плотности ПТ j_z пропорционально пространственному градиенту магнитной индукции B , и при условии, что спутник пересекает бесконечно вытянутый слой тока, вычисляется по формуле:

$$j_z = \frac{d}{dx} \delta B_y. \quad (4.1)$$

Форма зональной компоненты позволяет определить количество пересекаемых траекторией слоев ПТ, их полярность и плотность тока в них. Изменение знака градиента поля свидетельствует о пересечении слоев ПТ разной направленности, т. е. втекающих в ионосферу и вытекающих из нее. Пример рассчитанной плотности ПТ по соответствующей ему магнитной вариации, измеренной вдоль траектории, представлен на рис. 3.3.

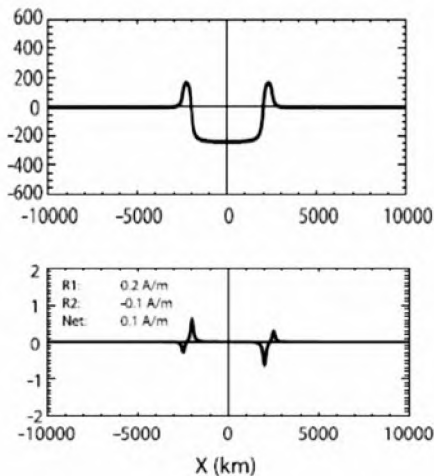


Рисунок 3.3 – (вверху) вариация δB_y и (внизу) плотность ПТ j_z . Ось x направлена вдоль траектории пролета спутника через полярную область северного полушария, магнитный полюс в центре.

При большом количестве пролетов вся высокоширотная область может быть разбита на ячейки с некоторым шагом по широте и долготе с наложением всех имеющихся пролетов, попадающих в заданную ячейку. Это позволяет построить статистическое двумерное распределение магнитных вариаций, по которому можно рассчитать распределение ПТ в проекции на ионосферу. В результате соответствующей обработки была создана статистическая модель ПТ для обоих полушарий и разных сезонов, параметризованная по величине и ориентации ММП (Papitashvili et al., 2002). Распределение ПТ в северном и южном полушариях разделено по трехмесячным сезонным интервалам и соответствует восьми основным вариантам ориентации ММП в плоскости Y-Z GSM (геоцентрическая солнечно-магнитосферная система координат) с шагом 45° при величине полного вектора ММП $B_T = \sqrt{B_Z^2 + B_Y^2} = 5$ нТл. Карты ПТ были построены на сетке с шагом 1 час MLT и 1° MLat. В дальнейшем с применением методов интерполяции были разработаны карты ПТ с большим временным разрешением и с разрешением по B_Z и B_Y компонентам ММП 1 нТл и верхним пределом $B_T = \pm 12$ нТл (Lukianova et al., 2008). Недавно модель была дополнена данными современных геомагнитных спутников Swarm (Lukianova and Bogoutdinov, 2018).

На Рис. 3.4 представлен пример карт ПТ северном и южном полушариях для зимнего (21 декабря) и летнего (21 марта) солнцестояния и для равноденствия (21 июня) при северном $B_Z = +8$ нТл и южном $B_Z = -8$ нТл ММП.

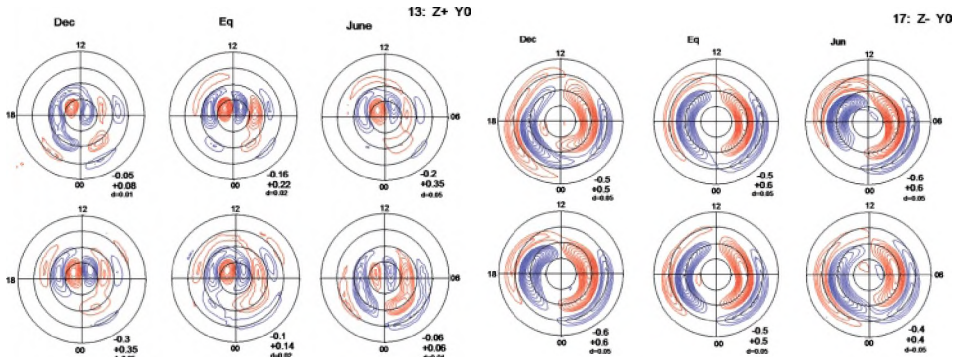


Рисунок 3.4 - Распределение ПТ для равноденствия, зимнего и летнего солнцестояния при (вверху) северном $B_Z = +8$ нТл и (внизу) южном $B_Z = -8$ нТл направлении ММП. ПТ, втекающий в ионосферу (вытекающий из ионосферы) обозначен красными (синими) линиями

Основные структуры ПТ. Двумерное распределение ПТ в высокоширотной ионосфере можно представить как суперпозицию нескольких токовых систем. На утренней и вечерней сторонах доминируют вытянутые вдоль параллелей токи зоны 1 (на $\sim 70^\circ$ MLat) и зоны 2 (на $\sim 60^\circ$ MLat). Токи зоны 1 втекают на утренней стороне и вытекают на вечерней, токи зоны 2 имеют противоположную полярность. Эти токи, в основном, контролируются вертикальной компонентой ММП, усиливаясь при повороте ММП к югу, т. е. при отрицательных значениях B_Z ($B_Z < 0$). Если ММП ориентировано на север ($B_Z > 0$), развивается так называемая NBZ система, токи которой

расположены выше 80° MLat, сдвинуты на дневную сторону, втекают в ионосферу на вечерней стороне и вытекают на утренней. В токовой системе, контролируемой B_y компонентой ММП, втекающий или вытекающий ток располагается в области дневного каспа. Направление, интенсивность и локализация токов определяются знаком и величиной B_y компоненты. Так, при $B_y > 0$ в северной (южной) полярной шапке усиливается вытекающий (втекающий) ПТ. При $B_y < 0$ направление токов меняется на обратное.

3.2 Моделирование глобального распределения ионосферного электрического потенциала

Конвекция плазмы в магнитосфере является следствием пересоединения силовых линий ММП с линиями МПЗ на магнитопаузе, в хвосте магнитосферы, а также процессов вязкого трения на магнитопаузе. В бесстолкнительной плазме наличие электрического поля, поперечного магнитному, проявляется в конвективном движении плазмы со скоростью электрического дрейфа. Электрическое поле картируется из магнитосферы в ионосферу вдоль высокопроводящих линий геомагнитного поря практически без искажений. Распределение электрических полей в ионосфере можно представить в виде системы, где линии конвекции тождественны изолиниям потенциала электрического поля. Продольные токи магнитосферного происхождения определяют распределение электрического потенциала и структуру конвективного дрейфа магнитных трубок, в которых заключена ионосферная плазма. В высокоширотной ионосфере конвекция наряду с высыпаниями авроральных частиц приводит к образованию крупномасштабных неоднородностей электронной концентрации. Структура линий конвекции определяется величиной и ориентацией ММП и солнечным зенитным углом, который меняется в зависимости от дня года и времени суток.

Статистические модели ПТ, в которых получены распределения ПТ в обоих полушариях для различных комбинаций B_z и B_y компонент ММП, открыли новые перспективы для численного моделирования глобального распределения электрического потенциала в ионосфере, когда ПТ используются в качестве входных параметров (Lukianova and Christiansen, 2006). Такая постановка задачи является физически корректной, поскольку именно ПТ магнитосферного происхождения возбуждают электрические поля в полярной ионосфере северного и южного полушарий, а противоположные полярные области электродинамически связаны между собой через электрические поля, проникающие из высоких в средние широты.

Важность постановки задач ионосферной электродинамики в двухполушарном приближении обусловлена следующими основными причинами: (а) наклон земной оси и несовпадение географического и геомагнитного полюсов приводят к сезонной и суточной асимметрии между проводящими ионосферными оболочками северного и южного полушарий; (б) топология взаимодействия геомагнитного поля и ММП, особенно при усилении его азимутальной компоненты, порождает межполушарную асимметрию в распределении электродинамических параметров и создает разность потенциалов

между противоположными полярными шапками; (в) для определения общего количества энергии, поступающей в верхнюю атмосферу Земли из СВ, необходимо знать долю каждого полушария, а зеркальное отображение распределения параметров из северного полушария в южное не является корректным; (г) процессы взаимодействия в системе СВ-магнитосфера-ионосфера происходят в основном в высоких широтах. В средне- и низкоширотные области ионосферы электрические поля распространяются со стороны обеих полярных шапок, причем во многих случаях эти вклады неодинаковы.

Структуру электрических токов, обеспечивающих магнитосферно-ионосферное взаимодействие, можно определить через уравнение непрерывности токов

$$\operatorname{div} \mathbf{J} = j'' \sin \chi, \quad (4.2)$$

где \mathbf{J} – интегральные горизонтальные токи, текущие в ионосфере, j'' – плотность ПТ, χ – магнитное наклонение.

В качестве источника задается распределение ПТ на верхней границе ионосферы, которая аппроксимируется тонкой сферической поверхностью. Принципиальным моментом является электродинамическая связь токонесящих ионосферных оболочек противоположных полушарий. Постановка задачи учитывает это сопряжение ионосфер, а именно, внутри северной и южной полярных шапок (открытые силовые линии геомагнитного поля) процесс растекания интегральных токов описывается своим уравнением непрерывности, с присущим данной шапке распределением проводимости и ПТ, в то время как вне области полярных шапок замкнутые магнитные силовые линии земного диполя эффективно выравнивают электрический потенциал в сопряженных точках противоположных полушарий. Постановка граничных условий, отражающих неразрывность общей токовой цепи и выравнивание потенциала на границах шапок, приводит к взаимозависимости распределения электрических полей внутри полярных шапок и влияние этих шапок на распределение потенциала в среднеширотной области.

При построении расчетной схемы применялась следующая аппроксимация. Проводящая ионосферная оболочка разделена на три области: северная и южная полярные области и остальная часть сферы. Непосредственная связь по потенциалу между шапками отсутствует, в то время как в области средних широт (замкнутые силовые линии) сопряженные точки противоположных полушарий эквипотенциальны. Двумерное уравнение непрерывности интегрального ионосферного тока в сферических геомагнитных координатах (θ – коширота, φ – долгота) решается для северной, южной и среднеширотной областей отдельно, а соответствующие граничные условия связывают эти три области в единую систему. В среднеширотной области уравнение решается на половине области (для определенности, северной) с низкоширотной границей, отстоящей от экватора не менее, чем на 20° (на более низких широтах компонента каулинговской проводимости и вертикальная компонента электрического поля становятся слишком большими). В среднеширотной области, в качестве интегральной проводимости и источника используются сумма проводимостей и сумма источников в сопряженных точках обоих полушарий.

Краевая задача имеет вид:

$$\operatorname{div} \mathbf{J}_1 = j_1 \text{ при } \theta \leq \theta_1 \quad (4.3)$$

$$\operatorname{div} \mathbf{J}_2 = j_2 \text{ при } \pi - \theta_1 \leq \theta < \pi \quad (4.4)$$

$$\operatorname{div} \mathbf{J}_3 = j_3 \text{ при } \theta_1 \leq \theta \leq \theta_3 \quad (4.5)$$

Граничные условия:

$$U_1(\theta_1, \varphi) = U_3(\theta_1, \varphi) = U_2(\theta_2, \varphi) \quad (4.6)$$

$$J_1(\theta_1, \varphi) - J_3(\theta_1, \varphi) = J_2(\theta_2, \varphi) \quad (4.7)$$

$$J_3(\theta_3, \varphi) = 0, \quad (4.8)$$

где U_α , J_α и j_α - электрический потенциал, интегральный ионосферный ток и источник в виде радиальной составляющей ПТ в соответствующих областях ($\alpha = 1, 2, 3$). Индекс 1 соответствует северной полярной шапке с экваториальной границей на $\theta = \theta_1$; индекс 2 - южной полярной шапке с границей на $\theta = \theta_2$; индекс 3 - среднеширотной области с границами на $\theta = \theta_1$ и $\theta = \theta_3$. Расчетная схема для ионосферной оболочки схематично представлена на рис. 3.5.

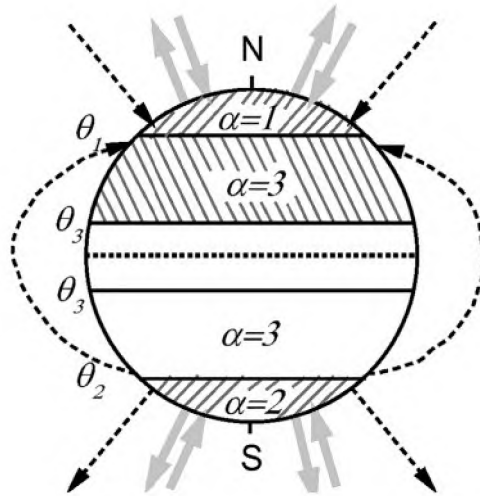


Рисунок 3.5 - Схема расчетной области для ионосферы. Окружностью показана тонкая ионосферная оболочка с интегральной проводимостью. Пунктирные линии обозначают замкнутые в среднеширотной области и разомкнутые в полярных шапках силовые линии геомагнитного поля. Толстые серые стрелки в северной и южной полярных шапках обозначают ПТ, втекающие и вытекающие из ионосферы. Сплошными горизонтальными линиями показаны границы полярных шапок, приэкваториальные границы среднеширотных областей и магнитный экватор. Расчетные области 1, 2 и 3 показаны серой штриховкой (из двух среднеширотных - только северная), а черные точки относятся к обозначению границ

Граничное условие (4.6) означает отсутствие скачка потенциала поперек границы заданной шапки и между границами противоположных шапок в каждой точке границ. Условие (4.7) означает, что возможные разрывы нормальной компоненты тока в плоскости (θ, φ) на границах северной и южной шапок компенсируют друг друга за счет ПТ перетекания на этих границах. Условие (4.8) соответствует отсутствию тока через экваториальную границу. Границы северной и южной полярных шапок совмещаются друг с другом и с границей среднеширотной области так, что в этой схеме противоположные полярные шапки, каждая из которых имеет свое распределение ПТ и проводимости, оказываются как бы вложенными друг в друга и опирающимися на общую границу среднеширотной области. Краевая задача (4.3) - (4.5) решается итерационным методом, составными частями которого являются регуляризация дифференциальных уравнений, разложения в ряды Фурье и прогонка для решения системы линейных алгебраических уравнений для коэффициентов Фурье.

Параметры U_α и J_α связаны законом Ома:

$$\mathbf{J}_\alpha = \Sigma_\alpha \cdot (-\nabla U_\alpha), \quad (4.9)$$

где Σ_α – тензор интегральной по высоте ионосферной проводимости, т. е.

$$\Sigma = \begin{pmatrix} \Sigma_{\theta\theta} & \Sigma_{\theta\varphi} \\ -\Sigma_{\theta\varphi} & \Sigma_{\varphi\varphi} \end{pmatrix} \quad (4.10)$$

$$\Sigma_{\theta\theta} = \Sigma_P / \sin^2 \chi$$

$$\Sigma_{\theta\varphi} = \Sigma_H / \sin^2 \chi$$

$$\Sigma_{\varphi\varphi} = \Sigma_P$$

$$\sin \chi = 2 \cdot \cos \theta / (1 + 3 \cdot \cos^2 \theta)^{1/2}$$

где Σ_P и Σ_H – ионосферные проводимости Педерсена и Холла.

Распределение проводимости в ионосфере зависит как от солнечного ультрафиолетового излучения, так и высокоширотных высыпаний энергичных частиц. Оба вклада учитывались через сумму квадратов соответствующих величин в каждой точке расчетной сетки, покрывающей ионосферу. Проводимость аппроксимируется согласно моделям (Robinson and Vondrak, 1984; Hardy et al., 1987). Расчет карт проводимости с любым временным разрешением и входными параметрами $F_{10.7}$, K_p индекс, DOY (день года), UT был алгоритмизирован и реализован в качестве подпрограммы, входящей в пакет программ модели конвекции. На рис. 3.6 показаны примеры распределения педерсеновской проводимости в высокоширотных областях северного и южного полушарий в декабрьское солнцестояние при геомагнитной активности $K_p = 1$ и 3.

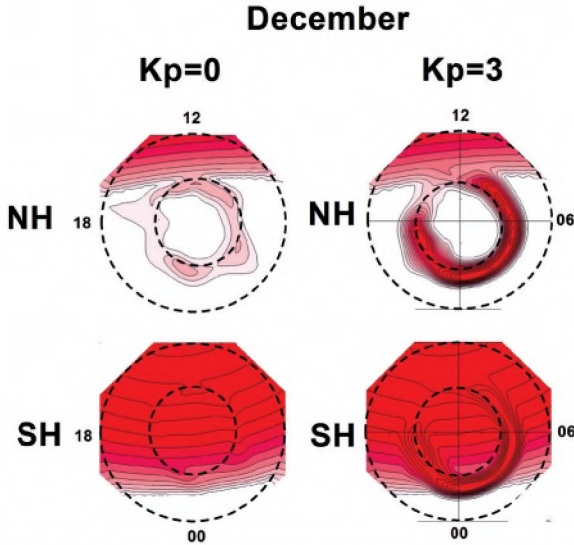


Рисунок 3.6 - Распределение проводимости в высокоширотных областях северного (вверху) и южного (внизу) полушарий в декабрьское солнцестояние (день года 355), всемирное время UT=10.6, уровень солнечной активности $F_{10.7} = 150$, геомагнитной активности $K_p=1$ (слева) и $K_p=3$ (справа). Шкала интенсивности дана в единицах См.

В результате решения задачи (4.3) - (4.5), в зависимости от распределения проводимости и ПТ в северной и южной полярных шапках и в области замкнутых силовых линий, могут быть воспроизведены существенно различающиеся в северной и южной шапках распределения потенциала, которые, однако, не являются независимыми друг от друга и совместно формируют распределение потенциала в области экваториальнее границы шапки. Задание на внешней границе ионосферы распределения продольных токов магнитосферного происхождения, которые возбуждают конвекцию в ионосфере, соответствует терминологии «магнитосфера – источник тока» (в отличие от подхода «магнитосфера – источник напряжения», при котором задается распределение электрического потенциала на границе полярной шапки).

Границы, отделяющие северную (граница θ_1) и южную (граница θ_2) области открытых силовых линий от области замкнутых линий должны располагаться в северном и южном полушариях на одинаковых широтных кругах. При задании границ для расчетов распределения потенциала следует исходить из того, что внутри северной и южной полярных областей (от полюсов до границ θ_1 и θ_2) распределения входных параметров (ПТ и проводимости), могут задаваться независимо, тогда как в среднеширотной области обоих полушарий распределение входных параметров одинаково.

Таким образом, моделирование глобального распределения электрического потенциала в ионосфере Земли основывается на решении двумерного уравнения непрерывности ионосферно-магнитосферной токовой цепи. Распределение потенциала описывается краевой задачей для системы дифференциальных уравнений в частных производных с разделением сферической оболочки, аппроксимирующей ионосферу, на три подобласти, на

границе которых ставятся краевые условия нелокального характера. Выполнение граничных условий, отражающих неразрывность общей токовой цепи и выравнивание потенциала на границах полярных шапок, приводит к взаимозависимости распределения потенциала внутри северной и южной шапок и влиянию обеих шапок на распределение потенциала в среднеширотной области.

3.3 Электрические поля в полярной ионосфере, контролируемые продольными токами

Распределение ионосферного электрического потенциала в высокоширотных областях Земли контролируется продольными токами, которые зависят в первую очередь от ориентации и величины ММП, а также от солнечного зенитного угла. Структура изолиний потенциала определяет траектории дрейфа (конвекции) плазмы в скрещенных электрическом и магнитном полях. Картины конвекции в северном и южном полушариях для восьми основных ориентаций ММП в плоскости Y-Z GSM (рис. 3.7) представлены на рис. 3.8.

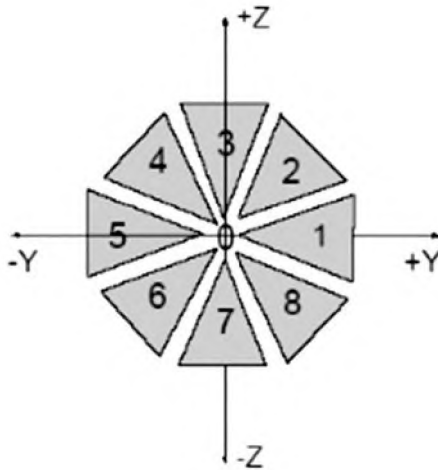


Рисунок 3.7 - Основные ориентации ММП в плоскости Y-Z GSM

Рис. 3.8 показывает модельные распределения изолиний ионосферного электрического потенциала в северном и южном полушариях в условиях июньского солнцестояния, т. е. при наибольших сезонных межполушарных различиях в величине солнечного зенитного угла. В июне освещенность северной полярной шапки, и следовательно величина ионосферной проводимости максимальна, а освещенность южной шапки – минимальна. Вертикальная (B_z), наиболее геоэффективная компонента ММП меняет направление с северного (минимальная геоэффективность) на южное (максимальная геоэффективность). Азимутальная (B_y) компонента ММП, которая определяет асимметрию поступления в магнитосферу энергии солнечного

ветра на флангах магнитосферы, меняет направление с отрицательного на положительное. Общая напряженность ММП $B = \sqrt{(B_z^2 + B_y^2)} = 5$ нТл.

Основные структуры конвекции. Конфигурацию конвекции плазмы в ионосфере также можно подразделить на подсистемы, которые контролируются B_z и B_y компонентами ММП. Так, при $B_z < 0$ на утренней и вечерней сторонах развиваются два мощных вихря, через полярную шапку плазма движется в антисолнечном направлении. При повороте B_z к северу они замещаются более слабыми, сдвинутыми на дневную сторону вихрями противоположной направленности. Действие B_y компоненты выражается в том, что северном полушарии утренний (вечерний) вихрь расширяется и становится доминирующим, если $B_y < 0$ ($B_y > 0$). В южном полушарии картина приблизительно представляет собой близкое к зеркальному отображение структуры, наблюдаемой на севере.

Можно видеть, что воспроизводятся основные свойства и структуры двухвихревой конвекции, которые определяются характером поступления энергии солнечного ветра в магнитосферу при различной ориентации ММП, а именно, увеличение потенциала в фокусах вихрей при повороте ММП к югу, расширение вихрей на утреннюю или вечернюю стороны в зависимости от знака B_y и некоторое превалирование вечернего вихря над утренним. При постоянной величине B_z , но при противоположных знаках B_y внутри одного полушария структура вихрей не является зеркальным отображением относительно меридиана полдень-полночь. Зеркальность отсутствует и между противоположными полушариями, а именно, при заданном знаке B_y картины конвекции в северной и южной полярных областях отличаются не только по интенсивности, но и по форме изолиний. При полностью нулевом ММП, а также при $B_z = 0$ в обоих полушариях развивается двухвихревая конвекция, но в летнем северном полушарии (рис. 3.8 (а)) вечерний вихрь распространяется дальше через полуденный меридиан на утреннюю сторону, чем вихрь в зимнем южном полушарии (рис. 3.8 (б)). При $B_z > 0$ и $B_y \neq 0$ образуется круговое течение плазмы вокруг полюса, причем летом оно является частью основного утреннего или вечернего вихря, а зимой выделяется отдельная приполюсная ячейка на широте выше 80° магнитной широты.

При $B_z < 0$ утренний и вечерний вихри более симметричны зимой (южное полушарие), чем летом (северное полушарие), где доминирует вечерний вихрь. В условиях ММП $B_y > 0$, север ($B_y < 0$, юг) вечерний (утренний) вихрь более эффективно распространяется на противоположную сторону, чем при противоположном знаке B_y . Таким образом, в условиях солнцестояния различия в проводимости усиливают не только количественные, но и структурные различия систем конвекции в противоположных полушариях. Можно также видеть, что эквипотенциали распространяются в широты, находящиеся значительно ниже границы полярной шапки, и постановка граничного условия $U = 0$ на границе $\theta \approx 50-60^\circ$ MLat (что присуще большинству более старых моделей) не является вполне корректным.

Репрезентативным параметром интенсивности конвекции является разность потенциалов поперек полярной шапки ($\Delta\Phi$), соответствующая разности положительного и отрицательного экстремумов потенциала в фокусах вихрей противоположного направления. в этом параметре выражаются как

сезонные различия, так и эффект ориентации ММП. В солнцестояние $\Delta\Phi$ в зимнем полушарии превышает $\Delta\Phi$ в летнем полушарии в среднем в 1.1-1.2 раза. Исследования сезонных изменений ПТ, проведенные на большом массиве спутниковых данных, показали, что в целом, плотность тока в наиболее освещенной (летней) высокоширотной ионосфере в 1.5-1.8 раз превышает плотность в неосвещенной (зимней) ионосфере (Christiansen et al., 2002).

Ориентация ММП модулирует структуру изолиний потенциала и влияет на величину $\Delta\Phi$. В северном полушарии $\Delta\Phi$ выше при $B_Y < 0$, чем при $B_Y > 0$, а в южном, наоборот. Сочетание условий $B_Y > 0$ /северная зима и $B_Y < 0$ /южная зима дает самые большие сезонные межполушарные различия в $\Delta\Phi$. При этом $\Delta\Phi$ в летнем полушарии практически одинаково при обоих знаках B_Y , а в зимнем – зависит от знака B_Y . Северной зимой $\Delta\Phi$ больше при $B_Y > 0$, а южной зимой – при $B_Y < 0$. В обоих случаях B_Y способствует развитию вечернего вихря и его расширению через полуденный меридиан на утреннюю сторону, и в целом такая конфигурация дает более высокие значения $\Delta\Phi$. Таким образом, глобальные карты показывают, что для адекватной характеристики структуры высокоширотной конвекции необходимо учитывать совместное влияние на распределение ионосферного потенциала в обоих полушариях как ориентации ММП, так и солнечного зенитного угла (Лукьянова, 2005; Лукьянова и др., 2010).

Сезонные вариации ПТ обусловлены главным образом проводимостью ионосферы, зависящей от солнечного зенитного угла δ , на величину которого влияет не только сезонный фактор, но и фактор несовпадения геомагнитной и географической осей Земли, что порождает регулярные суточные УТ–изменения положения терминатора в геомагнитной системе координат. Смещение терминатора на дневную или ночную сторону происходит, особенно в сезон равноденствия, вблизи максимумов плотности ПТ, приуроченных к утренне-вечернему меридиану, поэтому даже небольшое изменение проводимости может привести к заметному изменению величины разности потенциалов поперек полярной шапки $\Delta\Phi$. В определенные моменты суток различия в освещенности северной и южной ионосфер максимальны, что приводит к дополнительной межполушарной асимметрии (Lukianova and Christiansen, 2008).

Важно, что южное и северное полушария электродинамически связаны друг с другом на уровне ионосферы и через магнитосферу Земли. Наклон земной оси, несовпадение географического и геомагнитного полюсов, различия в структуре внутреннего магнитного поля ведут к различиям в ионосферной проводимости полушарий. Топология и эффективность взаимодействия магнитосферы с солнечным ветром, которые определяются, в основном, ориентацией ММП, также могут различаться в северном и южном полушариях. Геомагнитные возмущения, возникающие в процессе такого взаимодействия в высокоширотной ионосфере, распространяются по проводящей ионосферной оболочке в более низкие широты, а по замкнутым силовым линиям земного диполя – в противоположное полушарие.

Как показывают картины изолиний на рис. 3.8, электрическое поле из полярных шапок, где сосредоточены основные ПТ, может распространяться в область средних широт. Отличительной особенностью среднеширотной

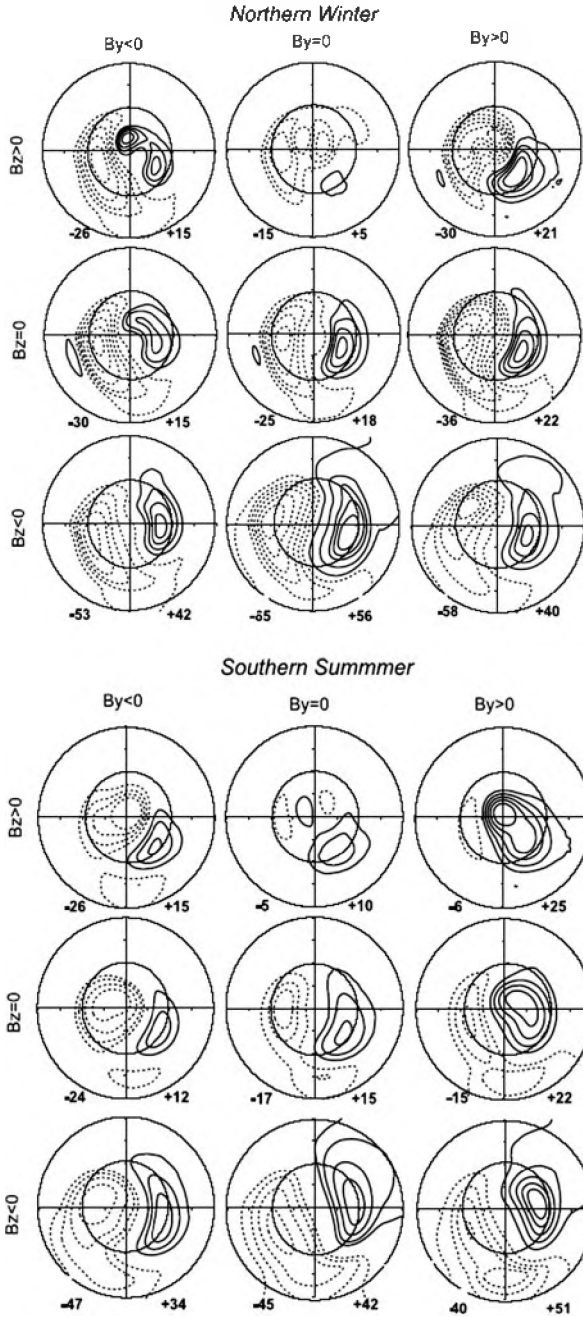


Рисунок 3.8 - Изолинии ионосферного электрического потенциала в северном (а) и южном (б) полушариях в координатах MLT-геомагнитная широта, день года 173. Положительные (отрицательные) изолинии показаны сплошными (птриховыми) линиями. Значения потенциала в фокусах вихрей даны внизу каждой картины. Внешняя граница расположена на магнитной широте 50°

области является замкнутость силовых линий геомагнитного поля и эквипотенциальность геомагнитно-сопряженных точек противоположных полушарий. Эффект распространения электрического поля из одной полярной шапки в область замкнутых силовых линий и в полярную шапку противоположного полушария проиллюстрирован на рис. 3.9. В данной схеме ПТ в виде синусоидальной функции задан только в северной полярной области ($\alpha = 1$) на коширотных кругах $\theta = 5-10^\circ$. Границы полярных областей расположены на $\theta = 20^\circ$. В южной полярной области ($\alpha = 2$) источник возбуждения потенциала отсутствует. Проводимость в обоих полушариях постоянна и соотносится как $\Sigma_{СП} : \Sigma_{ЮП} = 1 : 2$. Можно видеть, что в северной полярной области развиваются два конвективных вихря. Разность потенциалов $\Delta\Phi$ между центрами этих вихрей принята за единицу. В южном полушарии также образуется две ячейки конвекции, центры которых приурочены к границе между областями открытых и замкнутых силовых линий, а $\Delta\Phi = 0.1$, т. е. составляет 10% от величины в северной области. Потенциал в южном полушарии появляется за счет перетекания токов между границами полярных шапок (областями $\alpha = 1, 2, 3$). Ток, подходящий к общей границе из области $\alpha = 1$, где имеется внешний источник потенциала (т. е. ПТ) перетекает в области $\alpha = 2$ и 3, разделяясь пропорционально проводимости этих областей. На рис. 3.10 показано отношения между $\Delta\Phi$ в противоположных полушариях при изменении отношения проводимостей. Нелинейная зависимость в целом показывает, что чем выше проводимость полушария без источника тока, тем меньше межполушарная разность $\Delta\Phi$, что свидетельствует о возможности перетекания при определенных условиях ПТ из полушария с более низкой проводимостью в полушарие с более высокой.

Результаты моделирования показывают, что межполушарная асимметрия в распределении ПТ и проводимости ионосферы наблюдается практически всегда.

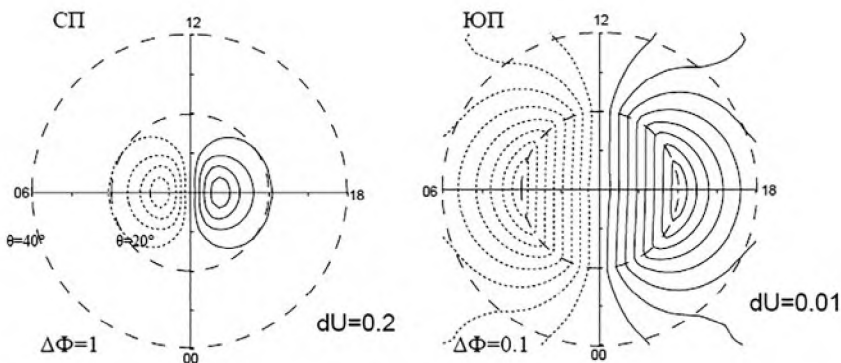


Рисунок 3.9 - Распределение электрического потенциала в северном (СП) и южном (ЮП) полушариях. Источник задан только в северной полярной шапке. Разность потенциалов в центрах конвективных ячеек $\Delta\Phi$ и шаг между изолиниями потенциала dU выражены в относительных единицах.

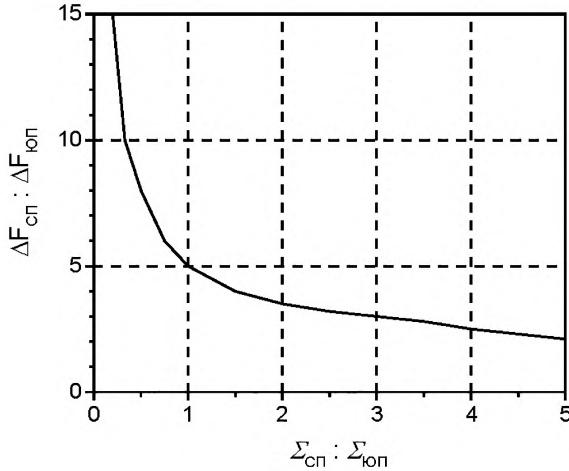


Рисунок 3.10 - Изменение соотношения между ΔF в противоположных полушариях при изменении соотношения проводимостей в СП и ЮП.

3.4 Проникновение электрических полей из полярной шапки в средние широты

Токи и магнитные вариации на широтах ниже авроральной зоны сравнительно малы по сравнению с авроральными, и эмпирические модели малоприменимы в этой области. В то же время, знание распределения электрического поля, например, в субавроральных широтах весьма важно, в частности, для изучения процессов вблизи границы плазмопаузы, где могут развиваться поляризационные электроджеты. Возмущения среднеширотных электрических полей в основном происходят из-за прямого проникновения полей магнитосферной конвекции к экватору через замыкание токов в ионосфере. В этой области распределение потенциала контролируется продольными токами, расположенными в обеих полярных шапках.

Межполушарная асимметрия в распределении электрических полей, обусловленная сезонными различиями, усложняется, если начинает действовать азимутальная компонента ММП. При ненулевом значении V_γ двухвихревая картина конвекции модифицируется таким образом, что в приполюсной области начинает доминировать, в зависимости от знака V_γ , утренний или вечерний вихрь, который может захватывать всю полярную шапку. В южном полушарии картина отображается почти зеркально, так что в противоположных полярных шапках имеется противоположно направленная зональная составляющая скорости дрейфа плазмы, которой соответствует направленная к полюсу или к экватору меридиональная компонента электрического поля. В условиях солнцестояния электрическое поле в области замкнутых силовых линий земного диполя определяется в большей степени вкладом источника, находящегося в летней шапке. Если в летней шапке доминирует течение плазмы вокруг полюса, обусловленное V_γ ММП,

то в результате в среднеширотной области может возникнуть ситуация, когда в обоих полушариях доминирует меридиональная компонента электрического поля определенного знака. Эта ситуация представлена на рис. 3.11, на котором даны MLT-профили меридиональной (E_θ) и зональной (E_ϕ) компонент электрического поля на магнитной широте 45° , полученные на основе картин конвекции для условий $|B_Y| \gg |B_Z|$ и $B_Y < 0$ и $B_Y > 0$ в солнцестоянии (декабрь). Можно видеть, что зональная компонента E_ϕ практически одинакова для обоих знаков B_Y , тогда как меридиональная компонента E_θ имеет преобладающее направление, контролируемое знаком B_Y . При $B_Y > 0$ в средних широтах во все часы местного времени E_θ направлено в северном полушарии к экватору, а в южном – от экватора. При $B_Y < 0$ направление E_θ противоположно. Средняя величина E_θ составляет около 0.1 мВ/м. Тот факт, что в среднеширотной области меридиональная компонента E_θ имеет преобладающее направление, означает, что там имеет место и преобладающее направление зонального дрейфа плазмы. При $B_Y > 0$ во всей области, простирающейся от северного полюса через экватор почти до границы южной полярной шапки, зональная составляющая скорости дрейфа направлена преимущественно к востоку, а при $B_Y < 0$ – к западу. Результат указывает возможность того, что взаимное влияние противоположных полушарий может модифицировать дрейф плазмы по всему земному шару.

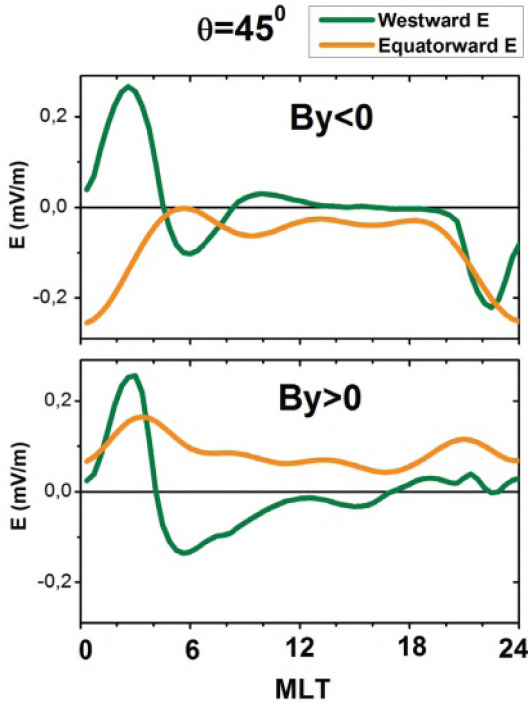


Рисунок 3.11 – Компоненты электрического поля E_θ и E_ϕ (положительное направление на восток) на магнитной широте $\theta = 45^\circ$ в сезон декабрьского солнцестояния при ММП $B_Y < 0$ и $B_Y > 0$, $|B_Y| \gg |B_Z|$.

3.5 Асимметричные структуры продольных токов и конвекции ионосферной плазмы, контролируемые азимутальной компонентой ММП и сезоном года

Проблема определения степени влияния азимутальной (B_Y) компоненты ММП на распределение электродинамических параметров в околоземном пространстве имеет длинную историю, начиная с исследования, выполненного Мансуровым (*Мансуров, 1969*), в котором впервые были выявлены связанные со знаком B_Y вариации геомагнитного поля в высоких

широтах. Основная концепция роли азимутальной компоненты ММП в электродинамике магнитосферно-ионосферной системы была сформулирована в работах (*Nishida, 1971; Leontyev and Lyatsky, 1974*). Эта концепция состоит в следующем: если плазма солнечного ветра и замороженное в нее магнитное поле B распространяются в антисолнечном направлении со скоростью V , то в фиксированной относительно Земли системе координат это магнитное поле создает электрическое поле солнечного ветра $\mathbf{E} = -\mathbf{V} \times \mathbf{B}$. В частности, B_Y ММП (положительное направление – с утренней на вечернюю сторону) генерирует электрическое поле, направленное с юга на север, создавая при этом разность потенциалов между долями магнитосферы. Электрическое поле эффективно проецируется в ионосферу полярных шапок вдоль высокопроводящих линий геомагнитного поля и возбуждает $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ конвекцию плазмы. Следствием разности потенциалов между двумя полюсами является радиальное электрическое поле в шапках и азимутальное движение плазмы вокруг полюсов, причем направление вращения на юге и на севере противоположно. Так, например, при отрицательных значениях B_Y ММП в северной (южной) полярной шапке плазма движется против (по) часовой стрелки (е).

Проникновение электрического поля солнечного ветра в магнитосферу зависит от конфигурации силовых линий, которая определяет положение областей пересоединения геомагнитного поля и ММП и картирование электрического поля в ионосфере. Как показано в работе (*Nishida, 1971*), в обеих шапках B_Y ММП может создавать направленное с утренней стороны на вечернюю электрическое поле и разность потенциалов между полярными шапками противоположных полушарий. В работе (*Ляцкии, 1978*) схематически показано, что картину конвекции, возбуждаемую B_Y ММП, можно представить как сумму двух структур, а именно, однородного течения через полярную шапку в антисолнечном направлении (симметричная часть $DY0$) и околополюсного вихря (асимметричная часть $\delta DY\pm$), последний зависит от знака B_Y . На рис. 3.12, иллюстрирующем эту концепцию, направление вихрей $\delta DY+$ и $\delta DY-$ показано в северном полушарии для положительного и отрицательного B_Y ММП. В южном полушарии направление вращения будет обратным. Вообще говоря, в стационарных условиях разнонаправленное движение плазмы в противоположных полушариях в области замкнутых силовых линий геомагнитного поля, имеющих идеальную проводимость, существовать не может, и считается, что асимметричное течение локализовано в полярных шапках в области открытых силовых линий. Однако,

недавние наблюдения показали, что одновременное разнонаправленное течение в северном и южном полушариях возможно также и в области замкнутых линий. Это может быть связано с появлением аномального сопротивления при перетекании межполушарных продольных токов (Kozlovsky et al., 2003). Также, как следует из топологической модели (Watanabe et al., 2007), межполушарная асимметрия в распределении электродинамических параметрах может возникать вследствие специфической конфигурации пересоединяющихся силовых линий и соответствующего картирования электрического поля в ионосферу.

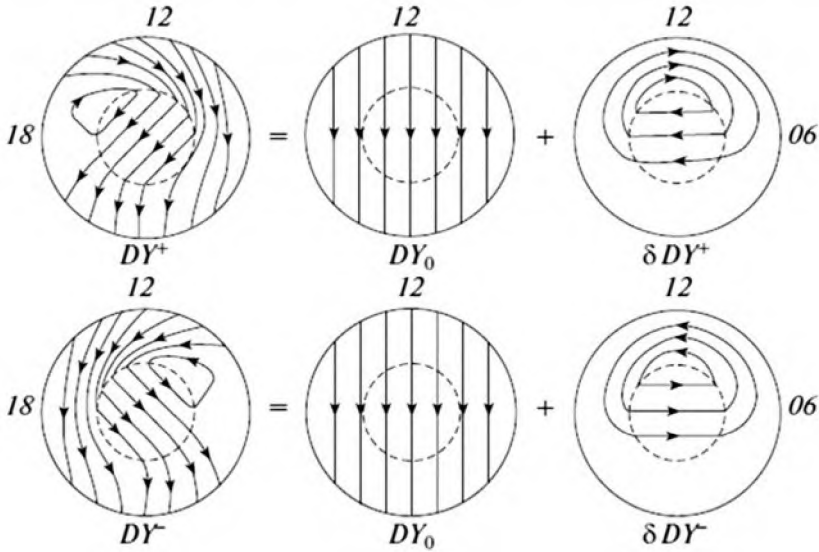


Рисунок 3.12 – Схема ионосферной конвекции, возбуждаем B_y компонентой ММП как суперпозиция двух структур: однородного течения в антисолнечном направлении (симметричная часть DY_0) и вихрь в полярной шапке (асимметричная часть δBY^+ или δBY^-) (Ляцкий, 1978).

Асимметричная часть контролируемого азимутальной компонентой ММП электрического поля проявляется себя главным образом в очень высоких широтах вблизи геомагнитных полюсов, т. е. в областях, где до сих пор количество и плотность измерений сравнительно невелики, и задача получения точных количественных оценок остается достаточно сложной. Одним из современных инструментов, позволивших сделать значительный шаг вперед в моделировании электродинамики высокоширотной ионосферы, стала группа европейских низкоорбитальных спутников, таких как Magsat, Oersted и CHAMP. Эти спутники, оснащенные высокочувствительными магнитометрами, выполнили большое количество магнитных измерений над F-слоем ионосферы. В результате обработки массивов данных была создана статистическая модель продольных токов для обоих полушарий и разных сезонов, параметризованная по величине и ориентации ММП (Раздел 4.1). В этой модели были получены достаточно интенсивные ПТ

в полярных шапках, распределение которых во многом определялось знаком B_Y ММП. В дальнейшем статистические карты ПТ были использованы как входные параметры для численной модели глобального распределения ионосферного электрического потенциала (модели конвекции), в которой учитывается взаимное влияние электродинамически связанных противоположных полушарий.

Асимметричные структуры можно обнаружить, построив диаграммы, представляющие собой разности между соответствующими картами для противоположных знаков B_Y ММП (Лукиянова и др., 2010). Это позволяет рассмотреть эффекты одновременного воздействия двух факторов, ответственных за внутри- и межполушарную асимметрию, а именно - ориентации ММП и зенитного угла Солнца (сезона года).

Для выделения структур, которые ассоциируются именно с действием B_Y ММП в разные сезоны, в каждой точке расчетной сетки определялась разность между величинами ПТ при противоположных знаках B_Y , при этом общая интенсивность ММП, величина и знак B_Z компоненты оставались постоянными. Использовались статистические карты ПТ, построенные по данным спутников Magsat, Oersted и CHAMP (раздел 4.1). Такие же разности были получены для распределения электрического потенциала, рассчитанного с помощью модели конвекции (раздел 4.2). Процедура вычитания позволяет в значительной степени скомпенсировать влияние B_Z компоненты и квазивязкого взаимодействия, оставив только «асимметричные» структуры, контролируемые B_Y .

Разностные диаграммы « $B_Y > 0$ минус $B_Y < 0$ » для ПТ. На рис. 3.13 приведены карты для равноденствия, зимы и лета в северном и южном полушариях для положительного (рис. 3.13 (а)) и отрицательного (рис. 3.13 (б)) знака B_Z , что позволяет сравнить проявления эффекта B_Y в разные сезоны и при различной общей ориентации вектора ММП. На рисунках верхние диаграммы относятся к северному, а нижние – к южному полушарию. На каждой разностной диаграмме в приполюсной области вблизи полуденного меридиана явно выделяются структуры, контролируемые B_Y . Действительно, при вычитании распределения ПТ, характерного для одного знака B_Y из распределения для противоположного знака при прочих равных условиях, токи, обусловленные действием ММП B_Z , квазивязким взаимодействием, а также действием B_Y компоненты в той части, где она вызывает трансполярное течение плазмы в антисолнечном направлении ($DY0$ на рис. 3.12), компенсируются, а “несимметричные” токи, обусловленные потенциалом, вносимым B_Y компонентой в приполюсную область, суммируются.

Из рис. 3.13 а можно видеть, что при $B_Z > 0$ в равноденствие и в летнем полушарии при вычитании карты ПТ для $B_Y < 0$ из карты для $B_Y > 0$ разностные диаграммы выявляют ток кругового сечения, локализованный вблизи полюса на полуденном меридиане. В северной шапке ток – вытекающий из ионосферы, а в южной – втекающий. Второй, более слабый, ток подковообразной формы локализован на дневной стороне на более низких широтах. Полученная конфигурация достаточно симметрична относительно меридиана полдень–полночь. Летом плотность тока примерно в три раза больше, чем в равноденствие. В зимней шапке на полуденном меридиане также

можно идентифицировать приполюсный ток. Низкоширотный ток противоположного направления растянут и смещен на утреннюю сторону. На рис. 3.13 б представлены аналогичные разностные диаграммы, но при $B_z < 0$. Можно видеть, что летом и в равноденствие приполюсные токи несколько растягиваются вдоль широты, низкоширотные подковообразные токи тоже растягиваются, становясь похожими на кольца. В зимнем полушарии четкие структуры трудно выделить, но видно, что наиболее интенсивный ток находится на утренней стороне.

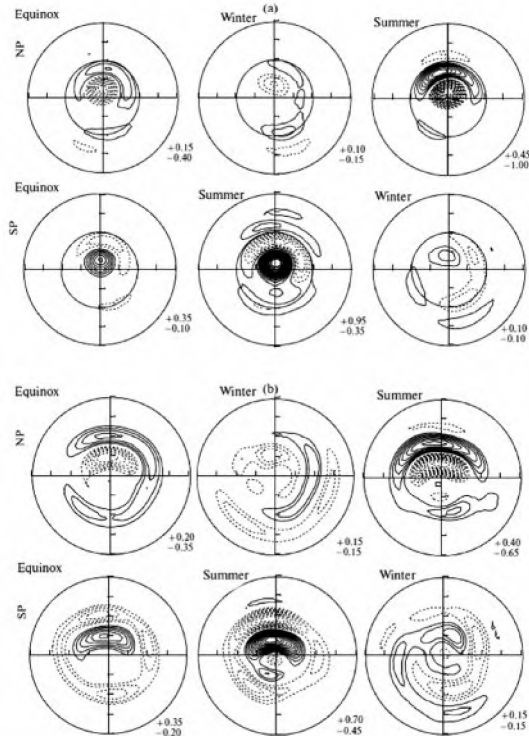


Рисунок 3.13 – Разностные диаграммы “ $B_z > 0$ минус $B_z < 0$ ” для продольных токов в северном (верхний ряд) и южном (нижний ряд) полушариях для равноденствия, летнего и зимнего солнцестояния при $B_z > 0$ (а). Величина максимальной плотности втекающего/вытекающего тока указана в нижнем правом углу каждой карты. Втекающий ток – сплошные линии, а вытекающий – пунктирными линиями; внешний (внутренний) широтный круг на 50° (70°) магнитной широты; местный магнитный полдень – вверху. То же, но при $B_z < 0$ (б)

Разностные диаграммы для электрического потенциала. Конфигурация эквипотенциалей, вдоль которых движется ионосферная плазма, тесно связана с распределением ПТ. Аналогично рис. 3.13, но теперь для потенциала, на рис. 3.14 приведены разностные диаграммы для равноденствия, зимы и лета в северном и южном полушариях для положительного (рис. 3.14 (а)) и отрицательного (рис. 3.14 (б)) B_z . При вычитании картины конвекции для $B_z < 0$ из картины для $B_z > 0$ более или менее эффективно компенсируется и исчезает связанная с B_z компонентой, пересоединением и квазивязким взаимодействием двухвихревая система конвекции с транспо-

лярным течением вдоль меридиана день–ночь. Рис. 3.14 (а) показывает, что в летний сезон и в равноденствие в разностных диаграммах остается круговая ячейка с фокусом, почти совпадающим с геомагнитным полюсом летом и слегка смещенным на дневную сторону в равноденствие. В северном и южном полушариях форма ячеек почти одинакова, а направление течения плазмы противоположно. Зимой обнаруживается двухвихревая структура с растянутыми ячейками, фокус одной из них находится у полюса на полуденном меридиане, а фокус другой – в послеполуночном секторе. Полученная конфигурация, скорее всего, свидетельствует о более эффективном смещении полярной шапки под действием знака B_Y именно зимой, а также о том, что в период солнцестояния в противоположных полушариях подсистемы конвекции, связанные с B_Y , различаются не только количественно, но и качественно. Рис. 3.14 (б), на котором даны разностные диаграммы для $B_Z < 0$, показывает аналогичные по структуре, но большие по площади подсистемы конвекции. Летом и в равноденствие в дополнение к явно выраженному приполюсному вихрю можно отметить появление слабых вихрей на ночной стороне, что связано, вероятно, с более интенсивными высыпаниями при ММП, направленном к югу. Зимой выявляется двухвихревая подсистема с фокусами, находящимися в послеполуденном и послеполуночном секторах.

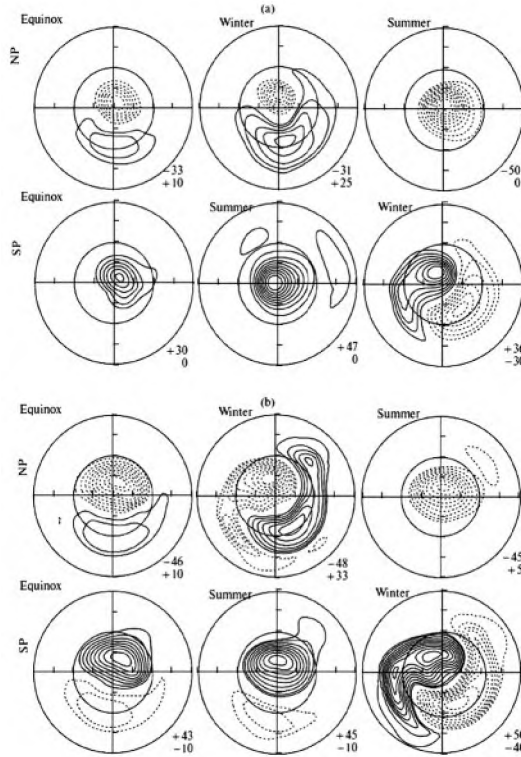


Рисунок 3.14 – Разностные диаграммы “ $B_Y > 0$ минус $B_Y < 0$ ” для электрического потенциала при $B_Z > 0$ (а). Шаг между изолиниями составляет 5 кВ. Положительный потенциал обозначен сплошными, а отрицательный – пунктирными линиями. То же, но при $B_Z < 0$ (б)

При $B_Y > 0$ ($B_Y < 0$) в северном полушарии конвекция усиливается в утреннем (вечернем) секторе. В дальнейшем при более детальных исследованиях были обнаружены и более сложные связи между ориентацией ММП/сезоном года и распределением крупномасштабных электрических полей и токов. Оказалось, что в результате комбинации различных факторов распределение полей и токов в противоположных полушариях не является зеркально-подобной картиной при заданных величине и знаке B_Y компоненты. Конфигурация систем конвекции зависит от комбинации знака B_Y и сезона. Так, при комбинации $B_Y > 0$ /лето и $B_Y < 0$ /зима возникает более круговой конвективный вихрь вокруг полюса, чем при комбинации $B_Y < 0$ /лето и $B_Y > 0$ /зима.

Однако вопрос о том, как именно возникает асимметрия и какие дополнительные факторы влияют на нее, требует более детального рассмотрения. Асимметричный эффект B_Y можно выделить, применив принцип суперпозиции к новым статистическим картам ПТ, созданным по данным радионосферных спутниковых измерений магнитного поля, а также к рассчитанным по этим картам системам конвекции. На полученных таким образом разностных диаграммах “ $B_Y > 0$ минус $B_Y < 0$ ”, из которых удалена симметричная часть, связанная, главным образом, с действием B_Z компоненты, обнаруживаются следующие структуры.

Продольные токи. Для условий лета и равноденствия в обоих полушариях один ПТ почти круговой формы сосредоточен у полюса, а другой, противоположного знака и подковообразно вытянутый вдоль широты, расположен на дневной стороне на более низких широтах. При $B_Z > 0$ токи ограничены в околорассветном секторе, а при $B_Z < 0$ они растягиваются на утреннюю и вечернюю стороны. В зимних условиях можно выделить круговой приполюсный ток, при этом на утренней стороне остается интенсивный ток низкоширотной обратной ветви. Такая конфигурация характерна как для $B_Z > 0$, так и для $B_Z < 0$ и может быть следствием смещения полярной шапки как целого на утреннюю или вечернюю сторону при смене знака B_Y .

Системы конвекции. Летом и в равноденствие вокруг полюса, но с некоторым смещением в сектор 6–12 MLT, развивается интенсивный вихрь, контролируемый B_Y ММП. В северной и южной шапках плазма вращается в противоположных направлениях, а значение потенциала в фокусах вихрей в соответствующий сезон приблизительно одинаково. Зимой же в разностных диаграммах появляются два вихря сравнимой интенсивности. Их фокусы приходится на после-полуденные и после-полуночные часы местного времени. В сезоны солнцестояния контролируемая B_Y компонентой структура изолиний электрического потенциала существенно отличается в противоположных полушариях.

Контролируемые B_Y компонентой асимметричные ПТ, возникающие благодаря разности потенциалов между полярными шапками, могут перетекать между полушариями. На рис. 3.15 схематично показана система токов при $B_Y > 0$ (рис. 3.15 (а)) и $B_Y < 0$ (рис. 3.15 (б)). Так, при $B_Y > 0$ ток втекает вдоль открытых силовых линий геомагнитного поля в южную шапку, затем протекает через ионосферу (педерсеновский ток) до начала области замкнутых силовых линий, далее перетекает в северное

полушарие, затем через ионосферу в северную полярную шапку и, наконец, опять уходит в солнечный ветер. При $B_Y < 0$ токи имеют обратное направление. На рис. 3.15 (в, г) представлены возбуждаемые этими ПТ конвективные вихри. В шапках более интенсивные токи (обозначенные более толстыми линиями на рис. 3.15 (а, б)) втекают/вытекают на утренней или вечерней стороне, т. е. смещаются относительно полуденного меридиана, следуя знаку B_Y . В этой ситуации в разностных диаграммах можно было бы ожидать появления двух максимумов тока либо некой растянутой вдоль меридиана утро–вечер структуры. Однако, из статистической модели ПТ мы получили, по крайней мере, для лета и равноденствия, почти кругообразное распределение, свидетельствующее о несущественном смещении тока от полюса при смене знака B_Y .

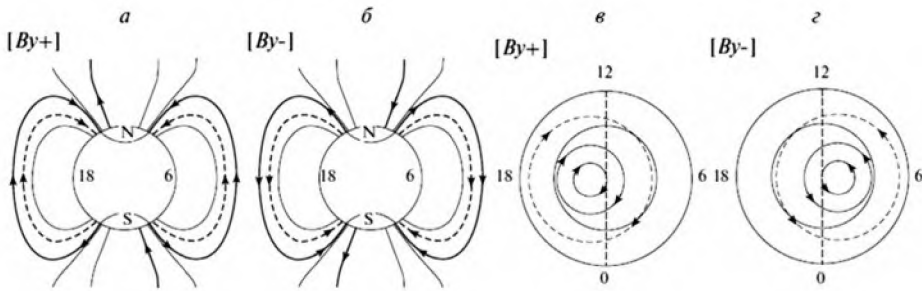


Рисунок 3.15 – Схема течения продольного тока, генерируемого B_Y ММП положительного (а) и отрицательного (б) знака, также соответствующие конвективные вихри в северном полушарии (в, г)

На рис. 3.16 представлена качественная модель ПТ, зависящих от B_Y ММП, в одном (в данном случае северном) полушарии. Идеализированная конфигурация ПТ “ $B_Y > 0$ минус $B_Y < 0$ ” представляет собой круговой ток в центре шапки, связанный с солнечным ветром и окруженный противоположно направленным током, перетекающим между полушариями (рис. 3.16 (а)). В реальных условиях оба тока смещаются на дневные часы из-за более высокой ионосферной проводимости и из-за более интенсивного пересоединения на дневной стороне, как показано для случая $B_Z > 0$ на рис. 3.16 (б). При повороте B_Z к югу площадь шапки увеличивается, и токи смещаются на низкие широты и растягиваются вдоль параллелей (рис. 3.16 (в)). В равноденствие, в условиях наибольшей межполушарной симметрии, а также летом, статистика над-ионосферных измерений ПТ демонстрирует именно такую эволюцию формы токов: от круговой формы к вытянутой (см. рис. 3.13). Зимой, при низкой проводимости, путь замыкания токов через ионосферу становится сложным, и перетекающие межполушарные ПТ распределяются вдоль экваториальной границы шапки неравномерно.

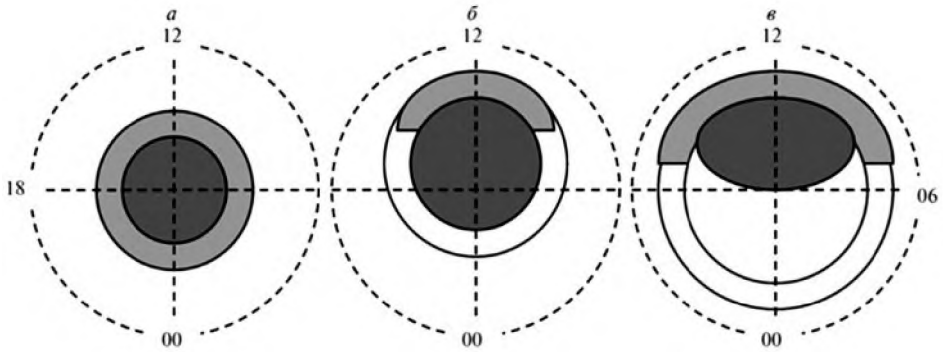


Рисунок 3.16 – Эволюция идеализированного (*a*) распределения продольных токов при повороте ММП от северного направления (*б*) к югу и увеличении ионосферной проводимости (*в*). Темным и светлым серым тоном обозначены ПТ разного направления

4 НАБЛЮДЕНИЯ МПЗ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ

4.1 Измерения МПЗ

Непрерывные и разнообразные изменения МПЗ во времени и пространстве привели к необходимости организации постоянных пунктов по контролю и регистрации этих вариаций. Регулярные геомагнитные наблюдения проводятся с целью решения широкого круга задач физики Земли и солнечно-земных связей, радиофизики и экологии, геологии, геодезии, разведки полезных ископаемых и др. Основой исследования магнитного поля Земли является информация, получаемая с помощью измерений в различных точках пространства полного вектора геомагнитного поля \mathbf{B} и трех его ортогональных составляющих. Измерения геомагнитного поля производятся при помощи магнитометрической аппаратуры наземного (обсерватории и магнитовариационные станции) и космического (низкоорбитальные спутники) базирования.

4.1.1 Наземные обсерватории и станции

Полномасштабная геомагнитная обсерватория обеспечивает автоматическую регистрацию полной напряженности вектора геомагнитного поля и вариаций его компонентов, а также регулярные абсолютные геомагнитные наблюдения. Обсерваторские наблюдения решают несколько задач. Первой задачей обсерватории является максимально возможная точность измерений. Второй – обеспечение непрерывности регистрации вариаций МПЗ на различных временных масштабах. Пропуски в данных являются безвозвратными и могут привести к потере особо важной информации при неожиданных геофизических событиях или техногенных катастрофах. Третьей задачей является оперативность сбора информации. Четвертой задачей является контроль вековых вариаций МПЗ с помощью абсолютных измерений.

Основным материалом обсерватории долгое время были магнитограммы – фотозаписи элементов геомагнитного поля (рис. 4.1). В последние десятилетия обсерватории перешли на цифровую систему получения и обработки данных, при которой основной продукцией являются ежесуточные файлы секундных и минутных значений вариаций геомагнитного поля с привязкой этих данных к абсолютным измерениям.

В связи с большой величиной индукции главного МПЗ (40000-70000 нТл) и необходимостью измерять е.о вариации с высокой точностью (1 нТл, а сейчас уже 0.1 нТл), выполнить измерения одним прибором в настоящее время практически невозможно. Измерения выполняются двумя различными методами и различными приборами, конструкции которых постоянно совершенствуются (Jankowsky and Sucksdorf, 1996; Rasson, 2007). Абсолютные измерения (измерения полного вектора МПЗ) выполняются, в основном, протонным магнитометром и феррозондовым инклинометром/деклинометром.

тром. Эти приборы обеспечивают требуемую точность, но цикл измерения занимает 30–40 мин и требует ручных операций. Такие измерения в настоящее время выполняются один-два раза в неделю достаточно высококвалифицированным наблюдателем. Абсолютные измерения проводятся примерно на половине всех пунктов измерения геомагнитного поля.

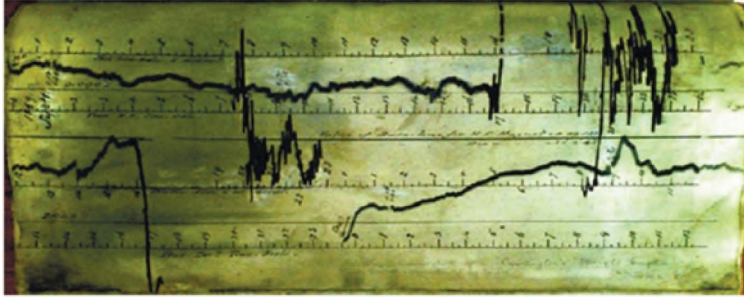


Рисунок 4.1 – Фотозапись («аналоговая» магнитограмма) элементов геомагнитного поля 1859 года

Большинство приборов, используемых в настоящее время в наземных и спутниковых измерениях модуля магнитного поля, подразделяются на две широкие категории: (а) магнитометрические датчики, которые измеряют поле вдоль одного или нескольких направлений с использованием ферромагнитных свойств некоторых материалов (fluxgate) – это векторный магнитометр и (б) скалярные магнитометры, которые основаны на квантово-механических свойствах жидкости и газа. Также к семейству магнитометров относятся магнитометры с индукционной катушкой, которые регистрируют изменения поля на более высоких временных частотах, и криогенные магнитометры со сверхпроводящим квантовым интерференционным устройством (СКВИД), в основном используемые в градиентометрии и палеомагнетизме.

В векторном магнитометре каждое направление определяется датчиком, состоящим из высокопроницаемого ферромагнитного сердечника, катушки возбуждения и измерительной (более чувствительной) катушки. Когда переменный ток пропускается через катушку возбуждения, сердечник попеременно намагничивается в противоположных направлениях, что, в свою очередь, вызывает электродвижущую силу в приемной катушке. Поскольку кривая намагничивания ферромагнитного материала является нелинейной, выходной сигнал при добавлении ненулевого окружающего поля вдоль оси датчика имеет не совсем те же частотные характеристики, что и входное поле. Это свойство используется для определения величины окружающего поля.

Долгосрочная стабильность является важным требованием для использования векторных магнитометров в магнитных обсерваториях. В настоящее время глобальная сеть ИНТЕРМАГНЕТ требует, чтобы векторные магнитометры в обсерваториях дрейфовали не более чем на 5 нТл/год. Дрейф влияет на чувствительность прибора, смещение (т. е. ть на выход при наличии нулевого поля) и направление оси датчика. Он может быть вызван различными небольшими изменениями в электронике, системе катушек или даже самом

материале датчика. Некоторые из этих изменений связаны с температурой, поскольку все материалы датчика (сердечник, катушки и т. д.) подвержены тепловому расширению, а температура оказывает влияние на электропроводность. Температурная зависимость может быть смягчена до некоторой степени добавлением петли обратной связи по температуре. Наилучшие на сегодняшний день обсерваторские магнитометры имеют температурные коэффициенты порядка $0,2$ нТл/град. Другим внешним источником нестабильности является медленное движение самого инструмента, например, вызванное наклонной стойкой.

Шум является еще одной важной характеристикой магнитометра, поскольку он устанавливает предел для самого маленького и быстрого геомагнитного сигнала, который может быть зарегистрирован. Требования в этом отношении были менее строгими для обсерваторий и более строгие для космических наблюдений. Однако, поскольку обсерватории уже начали регистрировать секундные данные уровень шума не должен превышать 10 пТл/Гц², чтобы точно измерить геомагнитную активность в этой части спектра.

Скалярные измерения геомагнитного поля обычно выполняются с помощью протонного прецессионного магнитометра, магнитометра Оверхаузера или магнитометра с оптической накачкой. Эти три типа магнитометров объединяют использование квантово-механических свойств жидкостей или газа и измерение частоты, линейно связанной с модулем окружающего поля. Скалярные магнитометры могут быть сделаны очень точными (погрешность менее $0,5$ нТл), и они не подвержены долговременным дрейфам. По этой причине они используются в качестве абсолютных эталонов в магнитных обсерваториях и на борту геомагнитных спутников. Они также широко используются в аэромагнитных и наземных съемках.

Для протонных прецессионных магнитометров серьезным ограничением является низкая частота дискретизации. В магнитометрах, основанных на эффекте Оверхаузера, намагниченность усиливается добавлением свободных электронов (например, в свободных радикалах) к жидкости и применением подходящего радиочастотного излучения, которое насыщает выбранные уровни энергии. Это приводит к более высокой частоте дискретизации, более низкому энергопотреблению и меньшему количеству рассеянных полей в непосредственной близости от прибора. Современный прибор может достигать чувствительности 10 - 20 пТл при секундных измерениях. Из-за их хороших характеристик и относительной доступности оверхаузеровские магнитометры стали предпочтительными абсолютными приборами в обсерваториях, а также использовался в качестве эталона на спутниках. Погрешность этого конкретного прибора, по оценкам, составляет всего $0,25$ нТл.

В магнитометрах с оптической накачкой сенсорная жидкость заменяется газом, или гелием, или щелочным паром, таким как цезий, рубидий или калий. Оптическая накачка используется для усиления эффектов электронного магнитного резонанса путем поднятия электронов до более высоких энергетических уровней. Резонанс возникает между подуровнями, созданными окружающим магнитным полем, и индуцируется радиочастотным излучением. Поскольку свет накачки передается через сенсорную ячейку, содер-

жащую газ, его изменения интенсивности используются для обнаружения резонанса. Магнитометры с оптической накачкой в целом имеют более высокие скорости измерений и более низкий уровень шума, чем оверхаузеровские магнитометры, что делает их пригодными для измерений на быстро движущихся платформах, например, самолетах и спутниках. Абсолютный скалярный магнитометр этого типа установлен на современных спутниках геомагнитной миссии Swarm. Этот прибор достигает разрешения 1 пТл/Гц² в полосе пропускания от постоянного до 100 Гц, а его точность лучше, чем 50 пТ (Léger et al., 2009).

Контроль вековых вариаций МПЗ выполняется с помощью сочетания магнитометра с теодолитом для измерения склонения. Измерение выполняется вручную специально обученным наблюдателем. Оно состоит в определении склонения D , т. е. угла между географическим севером и горизонтальной составляющей геомагнитного поля, и наклонения I , т. е. угла между горизонтальной плоскостью и вектором геомагнитного поля. Величина D измеряется относительно известной азимутальной метки и получается путем нахождения угла, для которого поле равно нулю в горизонтальной плоскости. Величина I получается путем нахождения нуля в ранее определенной плоскости магнитного меридиана (могут использоваться два метода: нулевой и остаточный). Хотя существует много источников ошибок, опытные наблюдатели могут проводить последовательные измерения в течение длительного периода времени и достигать точности лучше, чем 5 угловых секунд (что соответствует векторной точности 1 нТл в средних широтах).

В магнитных обсерваториях, где работают наблюдатели, присутствуют все три типа магнитных измерений, чтобы обеспечить максимально точные наблюдения в широком диапазоне временных масштабов. В удаленных районах обычно полагаются на автоматически работающие векторные магнитометры для записи изменений внешнего МПЗ. В морских и воздушных магнитных исследованиях скалярные магнитометры буксируются или пролетают над выбранными океаническими и сухопутными районами, чтобы восстановить небольшие пространственные масштабы литосферного поля, которые не могут быть обнаружены со спутников. Для каждого из этих методов наблюдения стандарты наблюдений и распределение данных согласованы на национальном или на глобальном уровне и постоянно развиваются благодаря новым и улучшенным технологиям.

Современные геомагнитные обсерватории представляют собой довольно сложные объекты, которые обеспечивают точный мониторинг геомагнитного поля в фиксированных местах в течение значительных временных интервалов. Конечным продуктом являются минутные (в некоторых современных обсерваториях уже секундные) и часовые значения вариаций геомагнитного поля с привязкой к абсолютным значениям. Диапазон частот измеряемых геомагнитных вариаций находится в интервале от 1 до 10^{-5} Гц, а амплитуда меняется от долей нТл до нескольких тысяч нТл. Вид павильона магнитной обсерватории и измерительные приборы показаны на рис. 4.2.



Рисунок 4.2 - Немагнитный павильон для абсолютных измерений обсерватории (вверху). Форточка в правом окне предназначена для наблюдения мира, а труба в правом верхнем углу – для наблюдения полярной звезды. Магнитный теодолит и вариометр (внизу)

Другой класс измерительных комплексов – магнитовариационные станции (МВС) могут долговременно работать в автоматическом режиме, но МВС измеряют только отклонения компонент вектора МПЗ от какого-то фиксированного, и в общем случае неизвестного значения. Если для какого-то момента времени имеются абсолютные и вариационные измерения одновременно, то вычтя из абсолютных значений вариационные, мы получим значения полного поля, соответствующие нулевым значениям вариометра. Эти значения называются базисными значениями соответствующих компонент. Пока эти базисные значения остаются неизменными, можно, прибавив их к значениям вариометра, получать абсолютные значения магнитного поля. Неизменность базисных значений МВС на практике очень сложно обеспечить, поэтому их приходится периодически контролировать, проводя абсолютные измерения компонент МПЗ, и вводить поправки. Вариационные значения сами по себе, даже без знания базисных значений, представляют ценность для решения различных задач. Абсолютные значения магнитного поля необходимы для исследования внутреннего МПЗ, а вариационные данные для исследования внешних, ионосферных и магнитосферных источников.

Таким образом, геомагнитные измерения проводятся на наблюдательных пунктах двух классов – полноценные обсерватории с полным комплектом приборов для измерения магнитных вариаций и абсолютных значений магнитного поля и специальным персоналом для выполнения этих измерений и МВС, где выполняются только магнитовариационные измерения. МВС могут быть обслуживаемыми и необслуживаемыми, способными работать автономно до года и более. Внедрение новых цифровых технологий позволило повысить точность измерений и автоматизировать часть процессов получе-

ния и обработки информации. Если несколько десятилетий назад считалось удовлетворительной погрешность измерений в пределах 5–10 нТл (около 0.015%), то сейчас погрешность составляет 0,1–0,5 нТл (около 0,001%).

Магнитные обсерватории и МВС должны располагаться в местах с малым пространственным градиентом магнитного поля, что говорит об отсутствии локальных магнитных аномалий, и малым уровнем промышленных помех. Наиболее сильным источником помех в магнитном поле является электротранспорт. Так, помехи от железной дороги на постоянном токе заметны на расстоянии до 20–30 км от нее, от трамвая – до 5–10 км. Помехи при этом создаются, в основном, токами растекания в верхних слоях земли, их распределение зависит от структуры проводимости почвы, и величину помех в месте предполагаемого строительства новой обсерватории нужно определять экспериментально. Одной из основных проблем обсерваторий во всем мире является рост электромагнитной загрязненности окружающей среды, в частности, вследствие урбанизации и связанных с ней техногенных помех, что приводит либо к ликвидации магнитных обсерваторий, либо к переносу их на новое место с нарушением непрерывности ряда наблюдений. Согласно современным требованиям уровень промышленных шумов в месте измерения вариаций МПЗ не должен превышать 0,1 нТл, а в ближайшем будущем, с учетом повышения качества магнитометров, этот порог будет снижен до 0,01 нТл.

ИНТЕРМАГНЕТ. Крупнейшей координированной сетью, в которую входят геомагнитные обсерватории, выполняющие полный цикл измерений по наиболее высоким международным стандартам качества, является мировая сеть обсерваторий реального времени ИНТЕРМАГНЕТ (International Real-Time Magnetic Observatory Network, INTERMAGNET) (Kerridge, 2001; Love and Chulliat, 2013). Система ИНТЕРМАГНЕТ (<http://www.intermagnet.org>) была основана в конце 1980-х как добровольное международное объединение обсерваторий, которые являются частью национальных сетей и удовлетворяют согласованным критериям в плане измерений, передачи и обработки данных. Необходимым условием выполнения обсерваторией стандартов ИНТЕРМАГНЕТ является качество, стабильность и непрерывность измерений, а также передача данных в режиме реального времени поля в специальные центры сбора. В настоящее время ИНТЕРМАГНЕТ объединяет почти 60 институтов в 40 странах мира, которые поддерживают более 120 обсерваторий, и их число постоянно увеличивается (рис. 4.3).

Основным недостатком магнитных обсерваторий является их неоднородное географическое распределение. В то время как некоторые регионы (например, Европа, Северная Америка, Австралия, части Азии) охвачены плотными сетями обсерваторий, другие (например, Африка, Тихий океан) имеют большие пробелы. В последние десятилетия предпринимались постоянные усилия по модернизации старых и установке новых обсерваторий в отдаленных местах. Тем не менее, несмотря на эти усилия, глобальный географический охват обсерваториями остается практически постоянным со времени Международного геофизического года, проведенного в 1958–59 гг. Одним из способов улучшения географического покрытия была бы разработка и установка автоматизированных обсерваторий в удаленных местах, а также на дне океанов.



Рисунок 4.3 - Карта обсерваторий ИНТЕРМАГНЕТ по состоянию на 2014 г.

Мониторинг МПЗ особенно важен в высокоширотных областях, где внешняя часть МПЗ очень изменчива. В российском секторе Арктики предпринимались и предпринимаются большие усилия для развития наблюдательной сети, организации центров сбора информации и оперативного анализа (Gvishiani et al., 2014).

На данный момент в России функционируют 14 геомагнитных обсерваторий (табл. 4.1), укомплектованных оборудованием, соответствующим требованиям ИНТЕРМАГНЕТ, а также обладающих возможностью оперативной передачи данных. Российский сегмент ИНТЕРМАГНЕТ насчитывает в настоящее время 9 магнитных обсерваторий, получивших официальные документы, подтверждающие членство в этом сообществе.

Таблица 4.1 Российские геомагнитные обсерватории

Название обсерватории	Код	Широта	Долгота (в.д.)	Сертификат ИНТЕРМАГНЕТ	GIN	Интервал передачи данных
Аркти	ARS	56,4	58,6	+	BGS	30 мин
Бор	POD	61,6	90,0	-	-	10 мин
Борок	BOX	58,1	38,2	+	IPGP	сутки
Иркутск	IRT	52,2	104,5	+	BGS	сутки
Казань	KAZ	55,9	48,8	-	-	15 мин
Климовская	KLI	60,9	39,5	-	-	10 мин
Магадан	MGD	60,1	150,7	+	BGS	3 часа
Москва	MOS	55,5	37,3	-	-	10 мин
Мыс Шмидта	CPS	68,9	179,4	-	-	сутки
Новосибирск	NVS	54,9	83,2	+	BGS	сутки
Парагунка	PET	53,0	158,3	+	BGS	сутки
Санкт-Петербург	SPG	60,5	29,7	-	-	30 мин
Хабаровск	KHB	47,6	134,7	+	BGS	сутки
Якутск	YAK	62,0	129,7	+	BGS	сутки
Восток(Антарктика)	VOS	78,3	106,5	+	KYO	30 мин

Все обсерватории ИНТЕРМАГНЕТ передают данные в пять информационных узлов (Geomagnetic Information Nodes, GIN). GIN представляют собой пункты сбора данных сети ИНТЕРМАГНЕТ в реальном и близком к реальному времени. Связь GIN с магнитными обсерваториями осуществляется по спутниковым, компьютерным либо телефонным сетям. Оперативные предварительные (preliminary) данные геомагнитных наблюдений из обсерваторий поступают GIN в течение 72 часов по телекоммуникационным линиям. Это необработанные магнитограммы, которые могут содержать неточности базовой линии. Они также могут содержать пики (искусственные нарушения) или пропущенные значения. Предварительные данные доступны пользователям с очень небольшой задержкой. Несколько лет назад был введен новый тип геомагнитных данных - квазиокончательные. Эти магнитограммы корректируются с использованием временных базовых линий, все пики и разрывы также удаляются. Разница между окончательной и квазиокончательной магнитограммами должна быть в пределах 5 нТл. Окончательные данные (definitive), очищены от помех и представляют собой значения полного вектора МПЗ и его ортогональных компонент. Они подготавливаются сотрудниками обсерваторий и узлов сбора данных с задержкой до 1 года с момента их регистрации. Ежегодно независимая группа экспертов осуществляет проверку данных. Предварительные и окончательные данные доступны на сайтах всех GIN ИНТЕРМАГНЕТ.

- В настоящее время GIN расположены в следующих городах:
- Голден (США, штат Колорадо, Геологическая служба США);
- Киото (Япония, Киотский университет);
- Оттава (Канада, Канадская геологическая служба);
- Париж (Парижский институт физики Земли);
- Эдинбург (Великобритания, Британская геологическая служба).

Схема расположения GIN приведена на рис. 4.4.

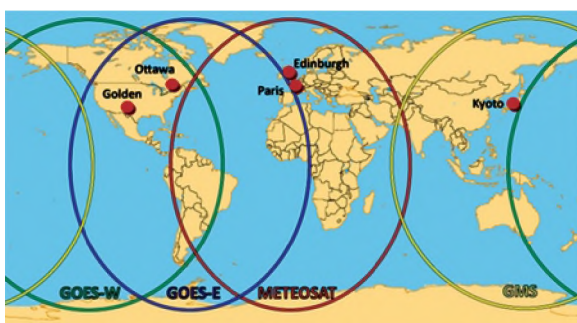


Рисунок 4.4 – Схема расположения геомагнитных информационных узлов мировой сети магнитных обсерваторий ИНТЕРМАГНЕТ. Овальными областями изображены зоны действия геостационарных спутников связи для передачи данных в GIN с обсерваторий

Сети магнитометров. В силу глобальной природы МПЗ принципиально важно обеспечить максимально равномерное и плотное географическое покрытие земного шара пунктами наблюдений, а также сбор, хранение, доступ

и обмен данными. В мире существует ряд формальных и неформальных объединений для хранения геомагнитных данных, полученных на обсерваториях и МВС. Многие МВС объединены в сети и цепочки разных размеров и форм в зависимости от целевого научного применения. Эти объединения, несмотря на неформальный характер, развиваются координировано. Распространенной конструкцией является цепь магнитометров вдоль магнитного меридиана. Это позволяет исследовать различные магнитосферно-ионосферные процессы, такие как, например, геомагнитные бури и суббури, авроральные и экваториальные ионосферные электроджеты, геомагнитные пульсации и другие явления. Примером таких проектов являются IMAGE, SAMBA, WAMNET, MACCS, AMBER. Массивы в обоих полушариях могут использоваться для исследования геомагнитной активности в сопряженных точках противоположных полушарий (например, MACCS, GMA, PENGUIn, BAS).

До недавнего времени каждый проект магнитометрических сетей сам распространял свои данные (например, через веб-сайт). Некоторое время назад был запущен объединяющий проект SuperMAG (Gjerloev, 2009; Gjerloev, 2012), который начал распространять данные из разных массивов через один веб-сайт (<http://supermag.jhuapl.edu>). SuperMAG теперь включает в себя данные около 300 магнитометрических станций и обсерваторий, включая обсерватории ИНТЕРМАГНЕТ. После получения данных SuperMAG очищает их, определяет их в одной и той же системе координат (локальный магнитный север, восток и вертикаль), приводит к единому временному разрешению (одна минута) и удаляет базовую линию, включая медленные и суточные вариации. Вся процедура направлена на облегчение использования данных из различных массивов магнитометров для исследования систем ионосферных и магнитосферных токов. Это принципиально иной подход, чем тот, который используется ИНТЕРМАГНЕТ, который не изменяет никаких данных из своих обсерваторий-членов, но вместо этого фокусируется на том, чтобы помочь обсерваториям соответствовать строгим стандартам качества данных и предоставлять данные в режиме, близком к реальному времени.

Во время Международного Геофизического Года было достигнуто соглашение о развитии Международных центров данных (МЦД), которые стали первыми депозитариями по геомагнетизму. В частности, в Москве был организован МЦД по солнечно-земной физике, куда стекались данные геомагнитных обсерваторий и станций, расположенных на территории СССР, а также данные многих зарубежных пунктов наблюдений. Эти структуры сбора данных также продолжают развиваться.

4.1.2 Аэро и морские магнитные съемки

Намагниченные породы в литосфере Земли генерируют магнитные поля с широким спектром пространственных масштабов, от тысяч километров до нескольких метров. При масштабах, превышающих 3000 км, поле литосферы перекрывается с более интенсивным полем ядра и в основном неизвестно. В промежуточных масштабах (от 3000 до 250-300 км) литосферное поле доминирует.

нирует и может быть картировано на глобальном уровне по данным низкоорбитальных спутников. На масштабах, меньших 250 км, литосферное поле становится слишком маленьким, чтобы его можно было обнаружить на высоте спутника с помощью существующих инструментов и технологии моделирования поля. Для восстановления этой части спектра необходимы измерения на поверхности. Существует два типа таких измерений: морские магнитные исследования, когда магнитометр буксируется или прикрепляется к судну или подводному судну, и аэромагнитные исследования, когда магнитометр прикреплен к летающему объекту, такому как самолет, вертолет, воздушный шар или беспилотный летательный аппарат (БПЛА). Масштабы всего в несколько сотен метров могут быть восстановлены воздушными съемками на малой высоте. Еще меньшие масштабы могут быть восстановлены с помощью других средств, например, велосипедных или пешеходных съемок, но географический охват таких измерений очень ограничен.

Обычно используются скалярные магнитометры, которые обеспечивают точность до 1 нТл. Точность съемки также зависит от того, насколько хорошо определено положение магнитометра. Появление Глобальной системы позиционирования ГНСС привело к значительному улучшению систем позиционирования и навигации с ошибками менее нескольких метров по горизонтали и вертикали при использовании одночастотных приемников. Воздушные съемки обычно состоят из регулярных линий полета с интервалом от 50 до 500 метров и перпендикулярных линий связи с расстоянием в десять раз большим. Базовая станция (например, близлежащая обсерватория или станция, специально установленная для этой цели) часто используется для обеспечения эталонной записи изменений магнитного времени в зоне съемки, что позволяет проводить точную коррекцию сигнала внешнего магнитного поля.

Для морских магнитных исследований используется скалярный магнитометр, буксируемый кораблем. Обычно требуется буксирный трос длиной до 200 метров, чтобы избежать загрязнения магнитным полем корабля. Большой вклад в морской геомагнетизм внесли измерения советской немагнитной шхуны «Заря», которые используются и в настоящее время. Источником ошибок измерения поля является ошибка позиционирования, которая могла достигать 100 метров при съемках, предшествующих появлению ГНСС. В последнее время некоторые съемки используют векторные магнитные измерения в сочетании с инерциальными измерениями ориентации для улучшения интерпретации магнитных аномалий, а также глубоководные аппараты.

4.1.3 Спутниковые измерения

Кроме наземных, для исследования геомагнитного поля применяются искусственные спутники Земли, которые имеют низкую (400–800 км) орбиту, лежащую в меридиональной плоскости и пересекающую полярные области земного шара.

Спутниковые наблюдения магнитного поля Земли начались в 1970-х. Первая в мире магнитная съемка со спутника была проведена в СССР в 1964-1965 гг. (Космос-36, Космос-49) и в 1970 г. (Космос-321) В различное

время на полярной орбите находились несколько спутников, оснащенных магнитометрами: Triad (1972, США), Magsat (1978–1979, США), DMSP (различные аппараты с 1979 по настоящее время, США), Интеркосмос ICB-1300 (1981–1983, СССР), ST5 (2006, США), SAC-C (2000–2010, Аргентина). Они проводили измерения магнитного поля вдоль отдельных траекторий пролетов, и эти измерения носили фрагментарный характер. В 2000-х был осуществлен запуск европейских спутников нового поколения Oersted и CHAMP, которые предназначались для регулярного измерения геомагнитного поля и изучения внутренних и внешних источников поля. Группировки низкоорбитальных космических аппаратов, измеряющих геомагнитное поле (прошлые и действующие проекты), схематично представлены на рис. 4.5, а характеристики магнитометрической аппаратуры – в табл. 4.2.

Спутник Oersted (Дания), оснащенный триаксиальным магнитометром для абсолютных измерений магнитного поля с точностью до 5 нТл и инструментами для точной ориентации магнитометра в пространстве, был запущен в 1999 году на полярную орбиту с перигеем 650 км и апогеем 850 км. Спутник активно проработал до 2001 г., и затем продолжал наблюдения в ограниченном режиме. В меридиональной плоскости орбита постепенно смещалась по местному времени со скоростью ~ 1 минута в день. Таким образом, за годы жизни спутника были получены магнитные данные многих тысяч пролетов над всеми долготными секторами обоих полушарий. Европейский спутник CHAMP, запущенный в 2000 году и проработавший более десяти лет, также внес большой вклад в изучение магнитного поля Земли. Небольшая высота орбиты спутника CHAMP (~ 200 км) позволила, кроме измерения крупномасштабного главного поля и геомагнитных вариаций, эффективно проводить мониторинг неоднородностей литосферного поля. Кроме этого, спутник CHAMP был оснащен акселерометром для измерения скорости движения нейтральной компоненты газа в термосфере, что дало возможность оценить вариации плотности термосферы.

Обработка полученного массива данных по измерению магнитного поля над ионосферой, проведенных CHAMP и Oersted, внесла большой вклад в усовершенствование моделей главного поля Земли и магнитных аномалий. Были также выделены и проанализированы вариации магнитного поля, обусловленные внешними источниками, что привело к появлению качественно новых моделей распределения продольных токов, текущих в магнитосферно-ионосферной системе.

С конца 1990-х для измерения вариаций магнитного поля над ионосферой были задействованы космические аппараты системы спутниковой связи Iridium, которая покрывает 100% поверхности Земли, включая полярные области. Орбитальная группировка Iridium, запущенная Японией для коммерческого телекоммуникационного проекта Моторола и затем перешедшая к США, насчитывает 66 спутников, обращающихся вокруг Земли по 11 орбитам на высоте 700–800 км; один полный оборот занимает около 100 минут. Хотя магнитные измерения не являются главной задачей Iridium, все спутники оснащены низкочувствительными инженерными магнитометрами с разрешением около 50 нТл. В рамках использования данных в научных целях в США был организован мониторинг, хотя и с небольшой точностью, вариаций

ций магнитного поля над ионосферой. Предполагается, что новые спутники Iridium будут оснащаться более чувствительными магнитометрами.

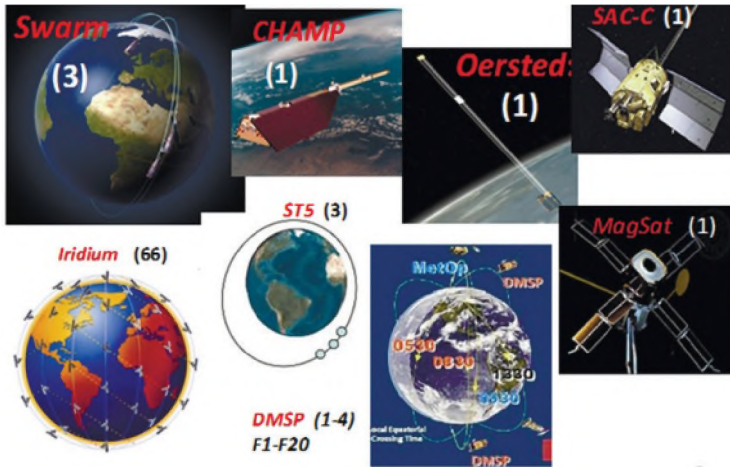


Рисунок 4.5 – Группировки низкоорбитальных космических аппаратов, измеряющих геомагнитное поле (прошлые и действующие проекты). Цифрами обозначено количество аппаратов, задействованных в каждом проекте.

Таблица 4.2 – Характеристики спутниковых магнитометров

Название миссии	Высота орбиты (км)	Вес (кг)	Тип магнитометра	Диапазон измерений (нТл)	Точность измерений (нТл)	Число измерений в мин
Magsat	350-550	182	скалярный, векторный	± 64000	0.5 (скал) 3 (вект)	10
SAC-C	707	485	скалярный, векторный	± 65500	1 (скал) 2 (вект)	100
DMSP	830	1220	векторный	± 10000	2	10
ST5	300-4500	25	векторный	± 10000	0.1	16
Iridium	780	680	векторный	± 10000	48	0.005
CHAMP	350-450	522	скалярный, векторный	± 64000	0.5 (скал) 2 (вект)	32 (64)
Oersted	655	61	скалярный, векторный	± 65500	0.5 (скал) 1 (вект)	20 (100)

Современная группировка геомагнитных спутников Swarm. В настоящее время сложились уникальные условия для дальнейшего развития работ по изучению МПЗ. Это обусловлено тем, что наземные наблюдения дополнены наблюдениями из космоса с помощью трех специальных спутников, объединенных в группировку Swarm и оснащенных высокоточными научными магнитометрами и другой аппаратурой. Проект Swarm Европейского космического агентства (ЕКА) предназначен для картографирования МПЗ и изучения механизма его формирования (Friis-Christensen et al., 2009; Swarm (Geomagnetic LEO Constellation), 2019). В группировку Swarm входят три идентичных спутника с полярной орбитой (рис. 4.6).

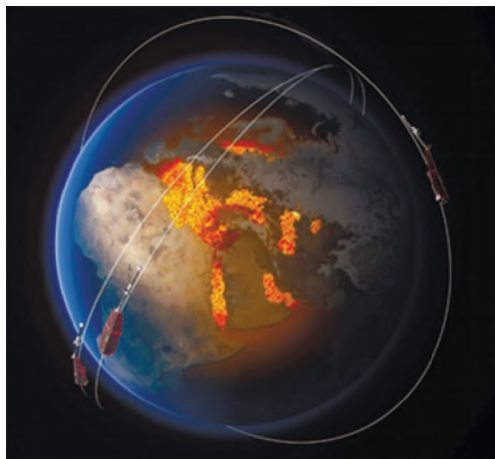


Рисунок 4.6 – Спутники Swarm на орбите (ЕКА)

Спутники запущены в ноябре 2013 года в рамках программы изучения Земли. Группировка состоит из трех идентичных спутников в двух разных околополярных орбитальных плоскостях, которые обеспечивают глобальное покрытие земного шара. Два спутника (Swarm A и C) были запущены на круговую орбиту с наклоном $87,4^\circ$ на высоте 450 км. Третий спутник (Swarm B) имеет орбите с наклоном 88° и высотой 530 км. Через четыре года после начала миссии это привело к разнице в девять часов по местному времени со спутниками Swarm A/C и B (рис. 4.7). Постепенно смещаясь по долготе орбиты спутников покрывают все долготные сектора земного шара. Расчетная длительность работы Swarm – 4,5 года, но это время было значительно превышено.

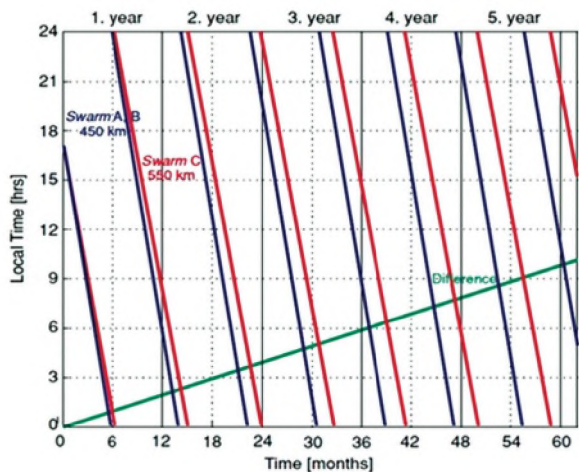


Рисунок 4.7 – Эволюция орбит аппаратов группировки Swarm (A и B – аппараты с высотой орбиты 450 км, C – аппарат с высотой орбиты 500 км) и расчетное изменение долготы (местного времени) орбит на 5 лет работы

Полезная нагрузка трех спутников полностью идентична. Он включает в себя: векторный полевой магнитометр (VFM), абсолютный скалярный магнитометр (ASM), инструмент электрического поля (EFI) и вспомогательное оборудование (акселерометр, GPS-приемники, звездные лазерные трекары). Измерения геомагнитного вектора (с частотой 1 Гц и частотой 50 Гц) дополняются точными наблюдениями с помощью навигации, акселерометра, плазмы и электрического поля (Olsen et al., 2013). Характеристики спутниковых магнитометров приведены в табл. 4.3.

Таблица 4.3 – Магнитометры спутников Swarm

Название прибора	Измеряемые величины	Точность и диапазон измерений
Феррозондовый векторный магнетометр (VFM)	X, Y, Z компоненты геомагнитного поля	0,5 нТл по каждой компоненте
Протонный абсолютный скалярный магнетометр (ASM)	F, общая интенсивность поля	0,1 нТл 15 000–65 000 нТл

Непрерывные записи, выполняемые тремя спутниками Swarm, включают значения трех ортогональных компонент вектора геомагнитного поля в системе отсчета вариометра; значения трех ортогональных компонент геомагнитного вектора в системе отсчета NEC (Северо-Восток-Центр); значения суммарной интенсивности геомагнитного вектора; UTC ссылки; географическая координатная привязка зарегистрированных значений с частотой дискретизации 1 Гц. Они сохраняются в оперативно пополняемом архиве в двоичном формате данных (CDF). Доступ к данным 1-го уровня (Откалиброванные и проверенные данные приборов) и данным 2-го (Продукция) предоставляется пользователям через FTP-сервер.

Первостепенной задачей обработки спутниковых данных является разделение магнитного поля от источников, находящихся внутри Земли, и магнитного поля электрических токов, текущих в ионосферно-магнитосферной системе. На рис. 4.8 представлен пример записей спутникового векторного магнитометра при траектории пролета, проходящей через полярную зону северного полушария с утренней стороны на вечернюю. Показаны три ортогональные компоненты магнитной индукции B : ось x направлена вдоль широты (т.е. приблизительно поперек траектории пролета), y – вдоль меридиана (вдоль траектории), а z – нормально к поверхности ионосферной оболочки. В компоненте δB_x можно видеть крупномасштабные вариации с изменением знака градиента поля, свидетельствующие о пересечении токовых слоев, а также наложенные на них мелкомасштабные флуктуации. Вариации меньшей амплитуды наблюдаются и в меридиональной δB_y компоненте измеренного поля.

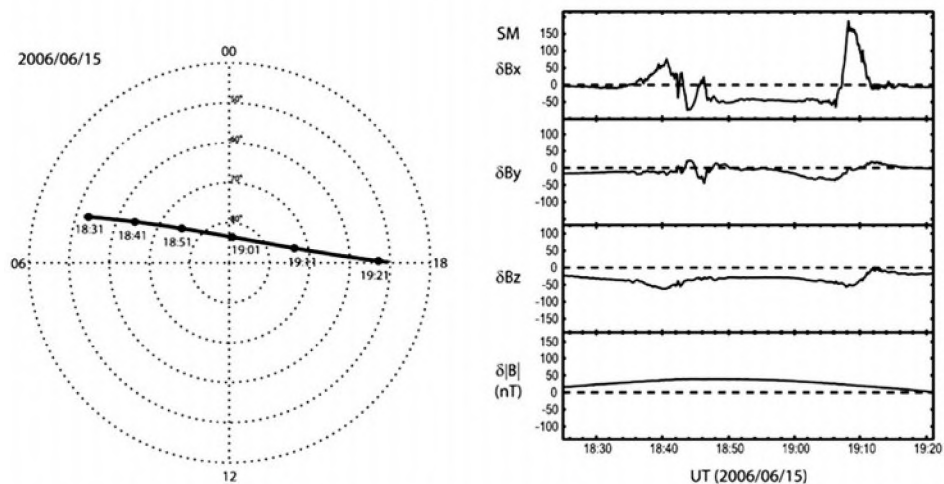


Рисунок 4.8 – Пример траектории пролета спутника через полярную область северного полушария (а) и вариации трех ортогональных компонент геомагнитного поля δB_x , δB_y и δB_z , измеренных спутниковым магнетометром (б).

4.2 Сбор, обработка и хранение геомагнитных данных в системе МАГНУС

В настоящее время все существующие центры геомагнитных данных подразделяются на категории: депозитарии (например, центры геомагнитных данных Всемирной системы данных Международного совета по науке), депозитарии с дополнительными функциями для отбора и обработки данных (например, интерактивный ресурс SuperMag, в котором содержатся данные более 300 вариометров), центры сбора геомагнитной информации в режиме реального времени (например, ИНТЕРМАГНЕТ).

В ГЦ РАН для сбора, обработки, хранения и анализа геомагнитной информации создан информационно-аналитический комплекс (ИАК) МАГНУС (Gvishiani et al., 2016). Комплекс призван выполнить следующие задачи: поиск и систематизация исходных наземных и спутниковых (Swarm) наблюдений МПЗ, автоматизированная фильтрация обсерваторских данных от искусственных помех, их верификация в соответствии со стандартами ИНТЕРМАГНЕТ, распознавание, классификация и кодирование данных об экстремальных геомагнитных явлениях, опасных для технологической инфраструктуры и хозяйственной деятельности, модельные расчеты (интерполированные часовые значения отклонений полной напряженности геомагнитного поля для территории России, оперативное моделирование спокойно-суточных Sq -вариаций для обсерваторий, моделирование электродинамических параметров ионосферы, обеспечение интерактивного доступа к исходным данным, информации об экстремальных явлениях, визуализация геомагнитных данных. Хранение наземных и спутниковых геомагнитных данных (исходных и обработанных) организовано в реляционной базе. Это является существенным преимуществом по сравнению

с существующими информационными узлами ИНТЕРМАГНЕТ, которые в основном используют традиционные файловые базы данных. Инновационный аналитический блок МАГНУС основан на формализованной интеграции знаний и опыта, накопленный экспертами данных в области распознавания и изучения природных экстремальных явлений и антропогенных возмущений на магнитограммах. Элементы искусственного интеллекта являются частью соответствующих алгоритмов, которые включены в качестве частей МАГНУС, который является основой для Центра геомагнитных данных российского сегмента ИНТЕРМАГНЕТ с унифицированной информационно-телекоммуникационной модульной инфраструктурой, которая обеспечивает передачу, хранение и многокритериальную обработку данных. Инфраструктура остается открытой для установки дополнительных программных компонентов.

Хранение наземных и спутниковых геомагнитных данных (исходных и обработанных) в ИАК организовано в рамках реляционной геомагнитной базы данных. Это существенное преимущество по сравнению с существующими GIN-файлами INTERMAGNET, которые в основном используют традиционные файловые базы данных. Инновационный аналитический блок основан на формализованной интеграции признанных знаний и опыта, накопленных экспертами в области распознавания и изучения экстремальных природных явлений и антропогенных нарушений на магнитограммах. Элементы искусственного интеллекта участвуют в соответствующих алгоритмах, включенных в ИАК. Поток данных в УСЗ и функции комплекса схематично представлены на рис. 4.9.

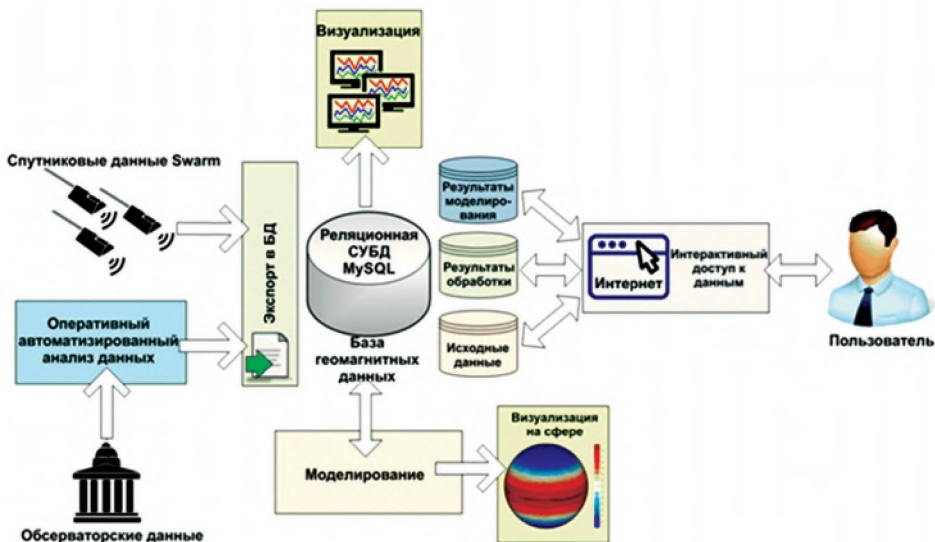


Рисунок 4.9 – Информационно-вычислительный комплекс МАГНУС

Входные магнитограммы делятся на три группы: измерения, которые автоматически и непрерывно записываются и передаются обсерваториями в

квазиреальном режиме, абсолютные измерения геомагнитного поля, выполняемые вручную в обсерваториях, и оперативные спутниковые магнитные наблюдения.

Оперативные данные, зарегистрированные в российских геомагнитных обсерваториях, представляют собой непрерывные временные ряды вариаций трех компонентов и общую напряженность вектора геомагнитного поля с синхронизацией по времени UTC, записанные с частотой дискретизации 1 минута. Данные передаются в одном из трех форматов: IMF1.23, IAGA-2002 или Mingeo. В зависимости от телекоммуникационных возможностей данные передаются в ИАК из обсерваторий по электронной почте или по FTP-протоколу с определенной задержкой (от 10 минут до 2 дней). Абсолютные наблюдения выполняются несколько раз в месяц и предоставляются в виде текстовых файлов или с использованием веб-интерфейса. После загрузки результатов измерений базовые значения вариометра и абсолютные значения компонентов магнитного поля автоматически рассчитываются и записываются в базу данных. Выходные параметры, предоставляемые конечному пользователю, включают необработанные данные (предварительные магнитограммы) и результаты их обработки (квазиопределенные магнитограммы). Результаты автоматической обработки и анализа данных включают в себя: выявление антропогенных помех; абсолютные значения геомагнитного поля; принятые базовые значения; базовые скорректированные и проверенные (квазиокончателные) данные; особые геомагнитные события, обнаруженные в предварительных данных. Конечному пользователю также предоставляются результаты модельных расчетов, которые включают карты интерполированных часовых отклонений суммарной интенсивности геомагнитного вектора на территории России, значения вариации S_q , рассчитанные в почти реальном времени для каждой обсерватории, и спектральные характеристики временных рядов геомагнитных данных. Все данные и результаты их обработки доступны пользователям через веб-интерфейс. Запрашиваемые данные предоставляются как в цифровом, так и в графическом форматах.

Компоненты программного и аппаратного обеспечения МАГНУС. Программные компоненты УСЗ делятся на шесть блоков: «Извлечение данных», «Экспорт данных в базу данных», «Анализ данных», «Расчеты модели», «Доступ к данным», «Визуализация». Блок «Поиск данных» содержит программные модули, обеспечивающие получение оперативных данных и абсолютных измерений из обсерваторий, а также спутниковых данных. Соответственно, модуль «Экспорт данных в базу данных» состоит из программных модулей для загрузки в геомагнитную базу данных ИАК. Программные модули «Анализ данных» предназначены для оперативной обработки и анализа данных, непрерывно передаваемых в ИАК. Эти модули выполняют: автоматическое распознавание антропогенных возмущений на магнитограммах, расчет квазиокончателных значений, распознавание аномальных геомагнитных событий с использованием показателя аномальности, оценку скорости изменения и амплитуды геомагнитных вариаций, выделение экстремальных геомагнитных событий и оперативный расчет К-индекса геомагнитной активности. Блок «Модельные расчеты» обеспечивает: интерполяцию часовых отклоне-

ний суммарной интенсивности геомагнитного вектора на территории России; расчет значений суточной вариации моделирование спектральных характеристик временных рядов геомагнитных данных. Блок «Доступ к данным» состоит из программных модулей, которые обеспечивают онлайн-доступ к геомагнитным данным, хранящимся в базе. Блок «Визуализация данных» обеспечивает следующие возможности: визуализация выбранных данных, визуализация в реальном времени на экране и визуализация пространственных характеристик МПЗ с использованием сферического дисплея.

Аппаратные компоненты ИАК включают четыре сервера (почтовый сервер, FTP-сервер, DB-сервер и веб-сервер), видеоплату с контроллером для визуализации геомагнитных данных и компьютер системного администратора. Схема взаимодействия аппаратных компонентов ИАК показана на рис. 4.10.

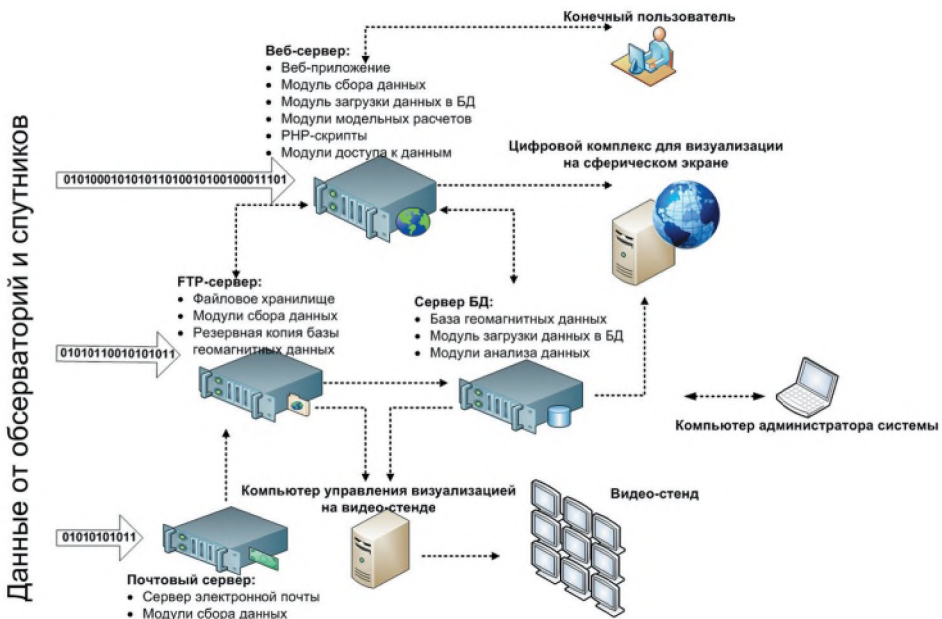


Рисунок 4.10 – Компоненты ИАК, их функции и взаимодействие.

Почтовый сервер необходим для получения сообщений электронной почты от обсерваторий, содержащих фрагменты непрерывных записей, с последующей их передачей на FTP-сервер. Последний предназначен для хранения файлов геомагнитных данных в их первоначальном виде и содержит программное обеспечение для поиска данных обсерватории и спутников по протоколу FTP. На FTP-сервере также находится резервная копия геомагнитной базы данных, которая регулярно синхронизируется с основной копией БД в автоматическом режиме. Сервер базы данных (DB-сервер) использует систему управления реляционными базами данных и предназначен для хранения данных обсерватории (предварительных магнитограмм) и спутниковых наблюдений, а также результатов обработки данных (квазиопределенных магнитограмм). На DB-сервере размещены программные

модули «Анализ данных» и «Экспорт данных в базу данных». Веб-сервер содержит весь веб-контент и программные модули, которые предоставляют пользователям интерактивный доступ к HSS и его функциональным возможностям. Сюда входят веб-приложения для запросов к базе данных, программное обеспечение для моделирования расчетов и онлайн-визуализации, вспомогательные PHP-скрипты, которые обеспечивают взаимодействие между веб-интерфейсом HSS и серверными приложениями.

Процедура сбора исходных данных контролируется программными модулями модуля «Поиск данных», размещенными на FTP- и веб-серверах. Эти модули распределяют вновь передаваемые данные в их исходном формате в хранилище файлов на FTP-сервер, откуда они автоматически преобразуются в элементы геомагнитной базы данных с помощью программных модулей блока «Экспорт в базу данных», размещенных на серверах. Геомагнитные данные обрабатываются программными модулями блока «Анализ данных». Конечные пользователи получают доступ к ИАК, используя программные модули блоков «Доступ к данным» и «Визуализация». Модули доступа к данным размещаются на веб-сервере, а модули визуализации данных распределяются между веб-сервером, контроллером видеоплаты и системой сферической визуализации. Когда пользователь запрашивает результаты моделирования, соответствующий модуль «Расчеты модели» выполняется с помощью PHP-скрипта на веб-сервере, а результаты отправляются обратно пользователю с помощью модулей «Доступ к данным». Массив геомагнитных данных, хранящийся в базе, является исходным для программных модулей «Расчет модели», «Доступ к данным» и «Визуализация данных». Полная схема таблиц базы данных приведена на рис. 4.11.

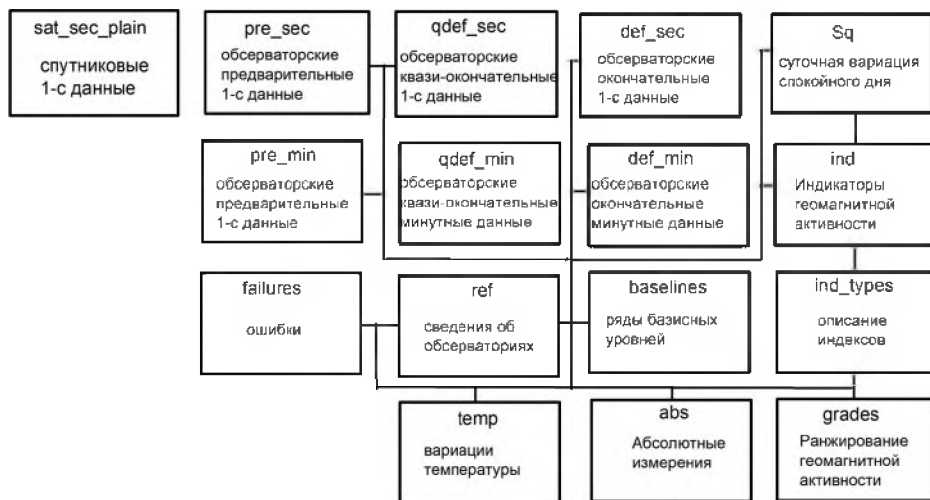


Рисунок 4.11 – Схема таблиц базы данных для хранения наземных и спутниковых геомагнитных данных и результатов их обработки. Таблицы с оранжевым заполнением относятся к исходным данным обсерваторий, синим - к абсолютным данным обсерваторий, фиолетовым - к исходным спутниковым данным, зеленым - к результатам моделирования, а желтым - к показателям геомагнитной активности.

Важной особенностью ИАК является автоматизация распознавания в реальном времени антропогенных аномалий на входящих магнитограммах, а также коррекция базовой линии и последующий расчет квазиокончательных данных. Такая автоматизация существенно повышает эффективность и ускоряет подготовку окончательных магнитограмм. Наиболее показательные антропогенные аномалии на геомагнитных записях имеют вид «пииков» и «скачков». Пики обычно возникают на записях вариаций геомагнитного поля. Скачки, как правило, распознаются в базовых значениях. Распознавание пииков по специальному алгоритму выполняется каждый раз, когда новые геомагнитные данные поступают в ИАК (Soloviev et al., 2013; Sidorov et al., 2012). Алгоритм имеет несколько свободных параметров, которые определяются для каждой обсерватории индивидуально в процессе обучения алгоритму. Как только алгоритм определяет временные интервалы, которые соответствуют аномальным значениям, результаты распознавания сохраняются в базе. Также выполняется базовая коррекция вариаций. ИАК выполняет автоматический расчет аппроксимирующей базовой линии и соответствующих квазиокончательных данных каждый раз, когда представляются новые абсолютные наблюдения. Таким образом, ИАК предоставляет базовые исправленные окончательные данные с минимальной временной задержкой. Последовательность автоматического расчета квазиокончательных геомагнитных данных представлена на рис. 4.12.

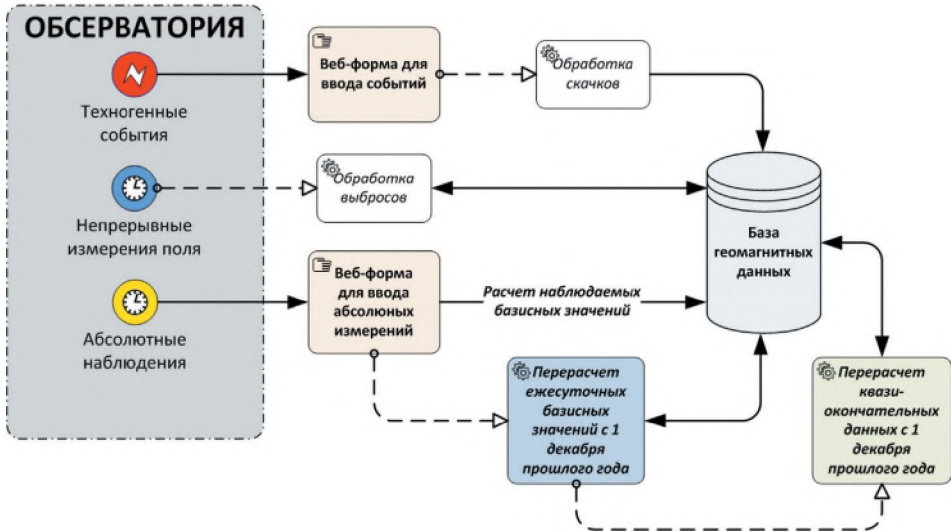


Рисунок 4.12 – Автоматизированный блок для расчета квазиокончательных значений МПЗ в модуле «Анализ данных»

После коррекции базовой линии для данной обсерватории ранее полученные квазиокончательные данные используются для расчета окончательных магнитограмм. Для каждой обсерватории рассчитывается также индикатор «Мера аномальности», который обеспечивает оценку геомагнитной активности. Су-

ществленным преимуществом этого индикатора является его способность работать с минимальной временной задержкой, поскольку временное разрешение меры зависит исключительно от частоты дискретизации исходных данных.

Таким образом, АИК МАГНУС представляет собой эффективный инструмент, который помогает решить проблемы сбора, хранения, управления, обработки и анализа магнитных данных. Рутинные операции с потоками данных, принятые во всем мире, были преобразованы из ручного в автоматический аналитический режим с помощью математических элементов искусственного интеллекта. Это приводит к повышению точности данных и сокращению задержек при их подготовке по сравнению с зарубежными дата-центрами. В дополнение к фундаментальным исследованиям беспрепятственное и надежное предоставление квазиокончатальных данных также важно в промышленном секторе. АИК обладает интегрированными онлайн-инструментами для обработки и анализа данных, в том числе загружаемых пользователем. Это делает АИК эффективным и гибким инструментом для исследователей геомагнетизма, облегчая оперативное моделирование МПЗ. Все автоматизированные операции выполняются в режиме, близком к реальному времени, что позволяет оценивать магнитную активность и делать последующие прогнозы с минимальной временной задержкой. Функциональность АИК может быть использована экспертами и лицами, принимающими решения, которые нуждаются в этой информации для оценки и снижения рисков экстремальных геомагнитных событий.

4.3 Математические методы анализа рядов геомагнитных данных

Интенсивное увеличение объема данных геомагнитных измерений и необходимость их анализа требует использования эффективных современных геоинформационных технологий, разработки новых математических подходов и **методов поиска аномалий физических полей**. В истории развития подходов к распознаванию аномалий на временных рядах можно выделить три этапа, характеризующихся доминирующей концепцией и возможностями вычислительной техники. На первом этапе применялся детерминированный подход к обработке данных в предположении, что решение задачи поиска аномалий определяется полностью системой исходных значений измеренного физического поля (Агаян и др., 2010). На втором этапе начинают использоваться приемы аналитического продолжения полей в верхнее и нижнее полупространства, развиваются методы частотного анализа, формируется новый – вероятностно-статистический подход к обработке геофизических данных, основанный на представлении полей в виде случайных функций. На третьем этапе вероятностно-статистические методы анализа начинают активно совершенствоваться и применяться в различных областях. Действительно, такое представление в значительной степени приближено к реальным ситуациям, когда источники естественных физических полей варьируют в достаточно широких пределах, а сигналы, являющиеся объектом поиска (полезные сигналы) осложнены помехами и погрешностями наблюдений, т. е. являются сочетанием как постоянных, так и случайных

составляющих. При вероятностно-статистическом подходе результатом решения задачи является распределение вероятностей, заданное над возможными значениями результата. Проблема выделения сигналов включает в себя несколько одновременно решаемых задач: обнаружение, под которым понимается установление наличия сигнала, собственно выделение или измерение, состоящее в оценке параметров сигнала, в частност. е.о местоположения, и различение нескольких сигналов.

Алгоритмы выделения аномалий геофизических полей могут основываться на спектральной, асимптотической и функциональной технике, например, авторегрессионного описания, максимального правдоподобия, распознавания с обучением, нейронных сетей. Методы поиска аномалий в рамках вероятностно-статистического подхода, основанные на фильтрации, обычно реализуются при наличии априорной информации о форме самих аномалий и об их корреляционных характеристиках (закон распределения поля, дисперсия) и эффективны при выделении сильных аномалий. Одним из наиболее простых методов выделения аномалий на основе фильтрации является осреднение сигнала и последующий вычет осредненного поля из исходного. Задача выделения слабых аномалий более сложна и может быть эффективно решена на базе математического аппарата теории статистических решений, обеспечивающей максимальное извлечение полезной информации путем вычисления апостериорных вероятностей наличия аномалии.

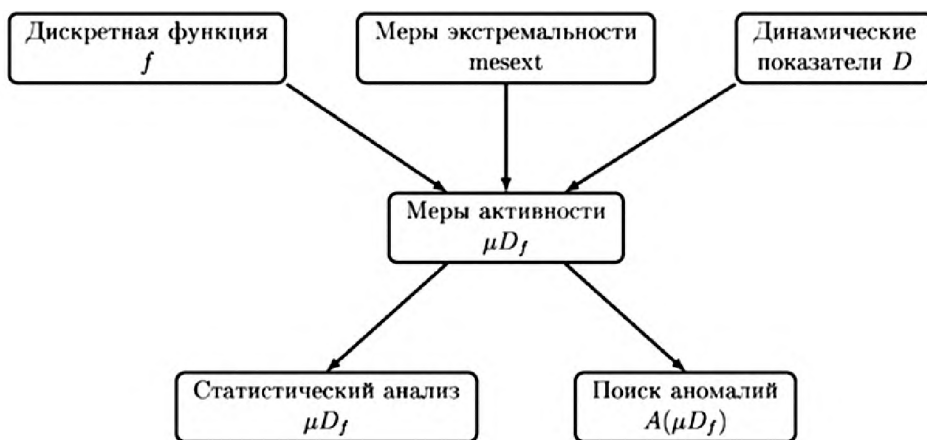
В практике анализа обсерваторских магнитограмм задача выделения возмущений имеет свою специфику. Обработка магнитограмм в первую очередь включает в себя выявление возмущений искусственного (техногенного) происхождения, которые требуется удалить, что обычно производится экспертами вручную. Характеристики того или иного возмущения при этом определены только на основе общих представлений о данной разновидности возмущений. Имеется весьма ограниченная априорная информация об искомым возмущениях, а сведения о форме аномалии и ее корреляционных свойствах отсутствуют. Поэтому требуется такой алгоритм анализа поля, который бы позволял решать задачи выявления аномалий в самом общем случае. Здесь перспективными для обнаружения и классификации аномалий следует считать самонастраивающиеся (адаптивные) процедуры обработки, в которых алгоритм обработки может «приспособиться» к изменению свойств аномалий и помех (дисперсии, корреляционные свойства) непосредственно в процессе обработки.

4.3.1 Методы ДМА

Для решения задачи разработаны и применяются методы дискретного математического анализа (ДМА). ДМА-подход к изучению многомерных массивов и временных рядов, базирующийся на нечеткой математике и нечеткой логике, представляет собой серию алгоритмов, нацеленных на решение основных задач анализа данных: кластеризацию и трассирование в многомерных массивах, изучение временных рядов по функциональному сценарию, напоминающему классический анализ гладких функций. Все

алгоритмы ДМА носят универсальный характер и скреплены единой формальной основой (Агаян и др., 2010; Гвишиани и др., 2010; Гвишиани и др., 2002; Гвишиани и др., 2008; Гвишиани и др., 2003; Gvishiani et al., 2004).

Решающим элементом исследования являются меры активности дискретной функции, характеризующие ее локальную активность с позиции эксперта. Точки, в которых локальная активность велика, считаются локально аномальными. Аномалии получаются из локально аномальных точек с помощью ДМА кластеризации и исследуются методами ДМА, в частности ранжируются с помощью ДМА индексов. Кроме этого, в интеллектуальный анализ конечного временного ряда входит мониторинг его мер активности на уровне первых двух моментов. Схема анализа конечного временного ряда представлена на рис. 4.13. Перечислим связанные с ней определения. Рисунок 4.13 – Схема анализа конечного временного ряда



Период наблюдений. T – конечное, в общем случае, нерегулярное множество узлов t_i :

$$T = \{t_1 < t_2 < \dots < t_N\} = \{t_i |_1^N\}$$

Функция f^* – временной ряд, заданный на T :

$$f: T \rightarrow \mathbf{R}; \quad f: \{f_i = f(t_i) |_1^N\}$$

Динамический показатель D – функционал на T , параметризованный T :

$$D: \mathbf{F}(T) \times T \rightarrow \mathbf{R}$$

$\mathbf{F}(T)$ – пространство функция на T .

Значения $D(f, t)$ обозначаются через $D_f(t)$ и понимаются как количественные оценки поведения функции f в узле $t \in T$ при подходе D к ее динамике.

Примеры динамических показаний: пусть $\delta_i(j)$ – мера близости узла t_j к узлу t_i в T .

Энергия

$$E_f(t|\delta) = \frac{\sum_{j=1}^N |f_j - M_f(t_i|\delta)| \delta_i(j)}{\sum_{j=1}^N \delta_i(j)}$$

где
$$M_f(t_i|\delta) = \frac{\sum_{j=1}^N f_j \delta_i(j)}{\sum_{j=1}^N \delta_i(j)}$$

Изрезанность

$$L_f(t_i|\delta) = \frac{\sum_{j=1}^N |f'_\delta(t_i)| \delta_i(j)}{\sum_{j=1}^N \delta_i(j)}$$

где $f'_\delta(t_i)$ – ДМА-производная функции f по близости δ :

$$f'_\delta(t_i) = \frac{\begin{vmatrix} \sum_{k=1}^N \delta_j(k) f_k t_k & \sum_{k=1}^N \delta_j(k) t_k \\ \sum_{k=1}^N \delta_j(k) f_k & \sum_{k=1}^N \delta_j(k) \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \sum_k \delta_j(k) t_k^2 & \sum_k \delta_j(k) t_k \\ \sum_k \delta_j(k) t_k & \sum_k \delta_j(k) \end{vmatrix}}$$

Разброс: пусть $p > 0$, положим

$$O_f(t_i|\delta, p) = M_f(t_i|\delta, p) - M_f(t_i|\delta, -p),$$

где

$$M_f(t_i|\delta, p) = \left(\frac{\sum_{j=1}^N f_j^p \delta_i(j)}{\sum_{j=1}^N \delta_i(j)} \right)^{1/p},$$

$$M_f(t_i|\delta, -p) = \left(\frac{\sum_{j=1}^N f_j^{-p} \delta_i(j)}{\sum_{j=1}^N \delta_i(j)} \right)^{-1/p}.$$

Мера динамической активности $\mu D_f(t_i)$ – мера максимальности динамического показателя $D_f(t_i) \equiv$ функция принадлежности к нечеткому понятию "активность функции f а узле t_i с позиции показателя D ":

$$\mu D_f(t_i) = \text{mesmax}_{(\text{Im } D_f, \delta_i)} D_f(t_i),$$

где $(\text{Im } D_f, \delta_i)$ – образ D_f , центрированный в узле t_i с помощью близости δ :

$$(\text{Im } D_f, \delta_i) = \left\{ (\text{Im } D_f(t_j), \delta_i(t_j)) \right\}_{j=1}^N.$$

Для конструкции mesmax имеется четыре реализации: «нечеткие сравнения» n , «колмогоровские средние» K , «нечеткие средние» S и «нечеткие грани» G :

$$\mu D_f(t_i) = \begin{cases} n((\text{Im } D_f, \delta_i), D_f(t_i)) \\ K((\text{Im } D_f, \delta_i), D_f(t_i)) \\ S((\text{Im } D_f, \delta_i), D_f(t_i)) \\ G((\text{Im } D_f, \delta_i), D_f(t_i)) \end{cases}.$$

Конструкция «Нечеткие сравнения»: примеры

1. Бинарная конструкция

$$\mu D_f(t_i) = \left(\sum_{j=1}^N \frac{D_f(t_i) - D_f(t_j)}{D_f(t_i) + D_f(t_j)} \delta_i(t_j) \right) \left(\sum_{j=1}^N \delta_i(j) \right)^{-1}$$

2. Гравитационная конструкция

$$\mu D_f(t_i) = \frac{D_f(t_i) - \overline{D_f(t_j)}}{D_f(t_i) + \overline{D_f(t_j)}}$$

где

$$\overline{D_f(t_j)} = \frac{\sum_{j=1}^N D_f(t_j) \delta_i(j)}{\sum_{j=1}^N \delta_i(j)}.$$

3. Сигма-конструкция

$$\mu D_f(t_i) = \frac{\sigma^r(D_f(t_i)) - \sigma^l(D_f(t_i))}{\sigma^r(D_f(t_i)) + \sigma^l(D_f(t_i))},$$

где

$$\sigma^l(D_f(t_i)) = \sum_{j=1}^N (D_f(t_i) - D_f(t_j)) \delta_i(j) \quad D_f(t_j) < D_f(t_i)$$

$$\sigma^r(D_f(t_i)) = \sum_{j=1}^N (D_f(t_i) - D_f(t_j)) \delta_i(j) \quad D_f(t_j) > D_f(t_i)$$

Конструкция «Колмогоровские средние»

$$\mu D_f(t_i) = \frac{4}{\pi} \arctg p^* - 1,$$

где p^* – решение уравнения

$$\left(\frac{\sum_{j=1}^N f_j^{p^*} \delta_i(j)}{\sum_{j=1}^N \delta_i(j)} \right)^{1/p^*} = D_f(t_i).$$

Сложные меры активности

Переход $D_f \rightarrow \mu D_f$ переводит анализ функции f на язык нечеткой логики и нечеткой математики. Изначально динамические показатели D_f для разных D не сравнимы друг с другом и не могут быть объединены для совместного изучения f . Напротив, меры активности μD_f принимают значения в единой шкале отрезка $[-1; 1]$ и могут сочетаться в любых составах и любых количествах с помощью многочисленных операций НЛ (приложения ...), которые обозначим через $*$. Становится возможным придать смысл активности f по совокупности динамических показателей \bar{D} :

$$\mu \bar{D}_f(*) = *_{D \in \bar{D}} (\mu D_f(*))$$

Статистический анализ на основе мер активности

Взгляд эксперта E на функцию f в общем случае моделируется сложной мерой активности $\mu \bar{D}_f = \mu \bar{D}(E)_f$. Анализ экспертами E_1, \dots, E_M функции f мерами активности $\mu \bar{D}_f^1, \dots, \mu \bar{D}_f^M$ включает в себя:

1. Локальный анализ f в точке $t \in T \equiv$ построение и сравнение мер $\mu \bar{D}_f^m(t)$ в точке t для $m = 1, \dots, M$ с целью мониторинга взаимных связей экспертных динамик для f в t . Кроме того, вычисление общей интегральной активности f в t по всем $\mu \bar{D}_f^m(t) \Big|_1^M$.

2. Глобальный анализ $f \equiv$ средние и ковариационные характеристики $\mu \bar{D}_f^m$ и $Cov(\mu \bar{D}_f^{m_1}, \mu \bar{D}_f^{m_2})$. Итог – кодирование f и возможность сравнения f через такое кодирование с другой \bar{f} и, вообще говоря, на другом периоде наблюдений \bar{T} .

Алгоритм «DPS»

Пусть X – конечное множество, а A, B, \dots и x, y, \dots соответственно подмножества и точки в нем. Плотность P на множестве X – отображение из $2^X \times X$ в отрезок $[0, 1]$, возрастающее по первому аргументу:

$$P(A, x) = P_A(x)$$

$$\forall x \in X, A \subset B \Rightarrow P_A(x) \leq P_B(x)$$

Значение $P_A(x)$ есть плотность подмножества A в точке x .

Подмножество A называется α -совершенным в X для $\alpha \in [0, 1]$,

если
$$A = \{x \in X : P_A(x) \geq \alpha\}$$

Процесс построения в X максимального α -совершенного подмножества $X(\alpha)$ называется алгоритмом **DPS**:

$$X(\alpha) = \text{DPS}(X | P, \alpha)$$

Подмножество $X(\alpha)$ получается в результате пересечения

$$X(\alpha) = \bigcap_{k=1}^{\infty} X^k(\alpha)$$

где
$$X^{k+1}(\alpha) = \{x \in X^k(\alpha) : P_{X^k(\alpha)}(x) \geq \alpha\}$$

Пересечение $\bigcap_{k=1}^{\infty}$ обязательно достигается, потому что всегда является конечным в силу конечности X и вложенности $X^{k+1}(\alpha)$ в $X^k(\alpha)$ при всех $k=0, 1, \dots$

Поиск аномалий на временных рядах с помощью алгоритма «DPS»

1. Регулярный случай. Множество узлов $T = \{t_1 < \dots < t_N\}$ регулярно, если $t_{i+1} - t_i = h$ для всех $i = 1, \dots, N-1$.

1.1. Функциональная кластеризация. Определим плотность P на T по мере динамической активности μD_f : пусть $\Delta > h$ – параметр локального обзора, A – подмножество в T , t – узел из T , тогда

$$P_A(t) = \sum : \frac{\mu D_f(\bar{t}) + 1}{2N} \quad \bar{t} \in [t - \Delta, t + \Delta] \cap A.$$

Результат работы алгоритма «DPS» по такой плотности на T при фиксированном α представляет собой первую часть аномальных для функции f узлов на периоде наблюдений T с позиции динамического показателя D :

$$T(\alpha) = \text{DPS}(T | P, \alpha, \mu D_f)$$

Множество $T(\alpha)$ представляется в виде дизъюнктного объединения отрезков $[a_k, b_k]$, $k = 1, \dots, m$. Каждый $[a_k, b_k]$ лежит в T и не имеет пропусков внутри себя (рис. 4.14 и 4.15):

$$T(\alpha) = \bigvee_{k=1}^m [a_k, b_k].$$

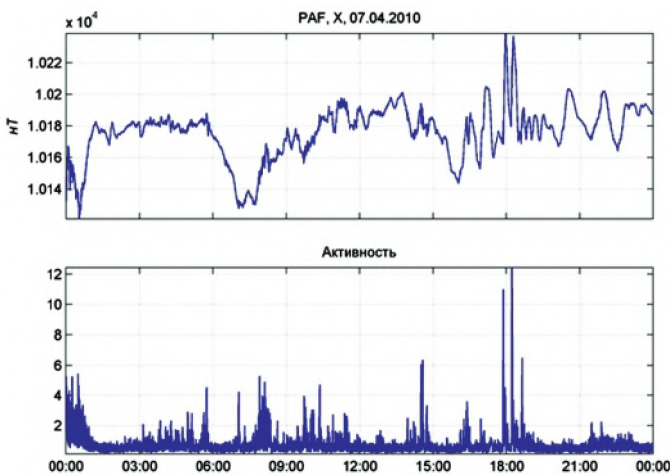


Рисунок 4.14 – Временной ряд и соответствующая ему активность

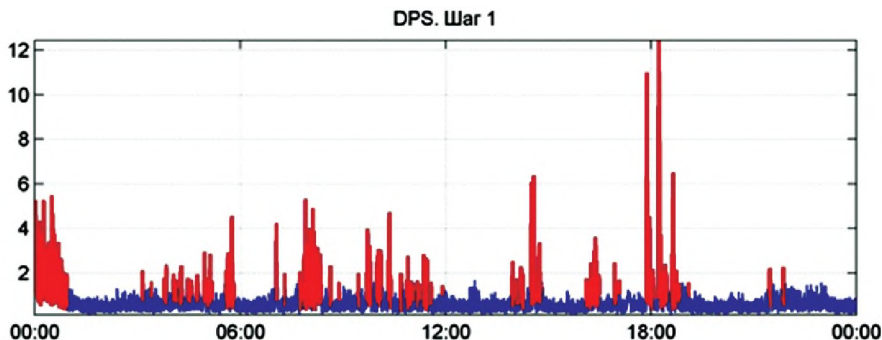


Рисунок 4.15– Результаты выделения аномалий на показателе активности

Интервальная кластеризация. Совокупность интервалов $\{[a_k, b_k] \mid l\}^m$ обозначим через $X(\alpha)$ и введем меру близости ρ между двумя интервалами из $X(\alpha)$:

$$\rho([a_{k_1}, b_{k_1}], [a_{k_2}, b_{k_2}]) = \frac{[a_{k_1}, b_{k_1}] + [a_{k_2}, b_{k_2}]}{[\min(a_{k_1}, a_{k_2}), \max(b_{k_1}, b_{k_2})]}.$$

Близость ρ позволяет построить плотность P на $X(\alpha)$: если $S \subset X(\alpha)$, $[a_k, b_k] \in X(\alpha)$, то

$$P_S = \max_{[a_{\bar{k}}, b_{\bar{k}}] \in S \setminus [a_k, b_k]} \rho([a_k, b_k], [a_{\bar{k}}, b_{\bar{k}}]).$$

Результат работы алгоритма «DPS» по такой плотности на $X(\alpha)$ при фиксированном β представляет собой вторую часть аномальных для функции f точек на периоде наблюдений T с позиции динамического показателя D (рис. 4.16 и 4.17)

$$X(\alpha)(\beta) = \text{DPS}(X(\alpha) \mid P, \beta, \mu D_f).$$

Алгоритм «DPS» на втором этапе показывает, какие отрезки из $X(\alpha)$ нужно дополнительно соединить в одну аномалию – это в точности отрезки из $X(\alpha)(\beta)$.

Таким образом, окончательно аномальными для функции f с позиции динамического показателя D будут достаточно изолированные отрезки из $X(\alpha)$, не вошедшие в $X(\alpha)(\beta)$, а также новые отрезки, полученные после объединения по группам отрезков из $X(\alpha)(\beta)$.

Совокупность всех аномалий обозначим через $A = A(\mu D_f)$:

$$A = \left\{ A_l = A_l(\mu D_f) \Big|_{l=1}^L \right\}$$

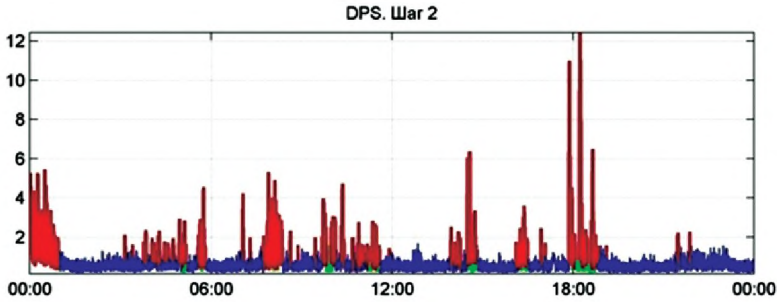


Рисунок 4.16 – Кластеризация интервалов

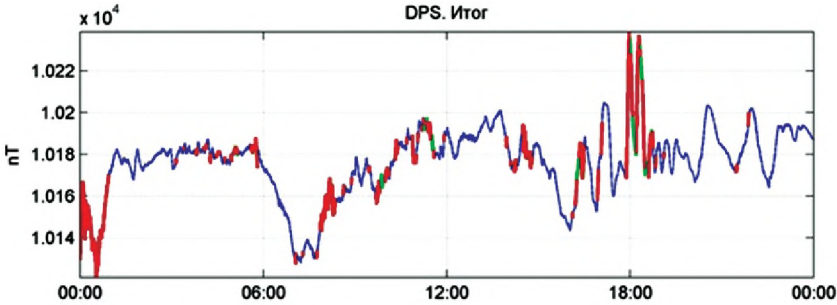


Рисунок 4.17 – Редукция к исходной функции

Нерегулярный случай. Пусть I – минимальное натуральное число, для которого

$$h = \frac{t_N - t_1}{I - 1} \leq \min_{i=1}^{N-1} (t_{i+1} - t_i)$$

Обозначим через \bar{T} регулярный дискретный отрезок $[t_1, t_N]$ с узлами

$$\bar{t}_i = t_1 + (i - 1)h, \quad i = 1, \dots, I$$

так что $\bar{t}_1 = t_1$ и $\bar{t}_I = t_N$.

Пусть \bar{f} – линейное продолжение f на \bar{T} :

$$\bar{f}(\bar{t}) = \frac{\bar{t}_i - t_k}{t_{k+1} - t_k} f_{k+1} + \frac{t_{k+1} - \bar{t}_i}{t_{k+1} - t_k} f_k, \text{ где } \bar{t}_i \in [t_k, t_{k+1}]$$

Если $\bar{A} = A(\mu D_{\bar{f}})$ аномалии для \bar{f} на \bar{T} , найденные по регулярному сценарию, то аномалиями $A = A(\mu D_f)$ для f на T считаются следы \bar{A} на T :

$$A = \bar{A} \cup T = \left\{ (\bar{A}_l \cap T) \Big|_{l=1}^L \right\}$$

Ранжирование аномалий. Каждая аномалия $A \in \mathbf{A}$ имеет четыре показателя:

1. массивность $mA = |A|$;
2. активность $\mu A = M(\mu D_f(A))$;
3. динамика $DA = M(D_f(A))$;
4. значение $fA = M(f(A))$.

Возникают четыре совокупности

$$m\mathbf{A} = \{mA_l |_{l=1}^L\}; \mu\mathbf{A} = \{\mu A_l |_{l=1}^L\}; D\mathbf{A} = \{DA_l |_{l=1}^L\}; f\mathbf{A} = \{fA_l |_{l=1}^L\}$$

Сравнение показателей аномалии A с соответствующими показателями остальных аномалий из \mathbf{A} дает четыре новых глобальных показателя $ind_m A, ind_\mu A, ind_D A, ind_f A$ для аномалии A , характеризующих ее роль и место, т. е. роль ранжирующих ее в полном ряду аномалий из \mathbf{A} :

$$ind_m A = mesmax_{m\mathbf{A}} mA$$

$$ind_\mu A = mesmax_{\mu\mathbf{A}} mA$$

$$ind_D A = mesmax_{D\mathbf{A}} mA$$

$$ind_f A = mesmax_{f\mathbf{A}} mA$$

4.3.2 Применение методов ДМА для моделирования наземных геомагнитных вариаций

Обозначим St – сеть N пунктов измерений st_i ; $St = \{st_i\}_{i=1}^N$; $y_i = y_i(t) = y(st_i(t))$ – запись вариаций. T – период наблюдения и анализа всех записей $y_i(t)$. F – алгоритм поиска аномалий на записях $y_i(t)$ методами ДМА. $F(y_i|_T) = A_i$ – аномалия, найденная на записи y_i алгоритмом F с носителем $Supp A_i \subset T$; $A_i = y_i|_{Supp A_i}$.

Поиск аномалий A_i на записи $y_i(t)$ можно интерпретировать как оценку положительными числами $\Phi_{y_i}(t)$ активность небольших ее фрагментов $y_i|_{[t-\Delta, t+\Delta]}$. Так от исходной записи можно перейти к неотрицательной функции $t \rightarrow \Phi_{y_i}$, которая является выпрямлением $y_i(t)$, поскольку более активным точкам на $y_i(t)$ соответствуют большие значения $\Phi_{y_i}(t)$. Поиск аномалий на записи сводится к поиску возвышенностей на ее выпрямлении, отвечающим наиболее активным участкам записей. Алгоритмы ДМА находят возвышен-

ность B_i на Φ_{y_i} и их подножия $\text{supp } B_i$ отождествляют с аномалиями A_i на y_i : $A_i = y_i|_{\text{Supp } B_i}$.

Алгоритм «F» дает оценку силы $f(A_i)$ аномалии A_i , границ st_i -аномалии A_i и осуществляет их морфологический разбор в виде начальной, центральной и конечной стадии с выделением сильных и слабых фаз в центральной стадии.

Расчет величины обсерваторской аномальности для оценки геомагнитных возмущений. Возмущенность оценивается с помощью силы аномальности на каждой магнитограмме путем построения двух конструкций.

Конструкция MaxF. Этот алгоритм делит запись на аномальную и фоновую части: $T = A_i \cap (T - A)$.

Обозначим через s_i среднее фоновое значение y_i на T :

$$s_i = \frac{\sum y_i(t) : t \in T - A_i}{|T| - |A_i|}.$$

Определим $\text{Max}(A_i)$ как максимальное по модулю отклонение от s_i аномалии A_i :

$$\text{Max}(A_i) = \max(|y_i(t) - s_i| : t \in \text{Supp } A_i).$$

Конструкция MaxDispF. Пусть d_i фоновая дисперсия y_i на T : d_i – среднее отклонение по модулю от s_i на $T - A_i$:

$$d_i = \frac{\sum |y_i(t) - s_i| : t \in T - A_i}{|T| - |A_i|}.$$

Определим $\text{MaxDispF } A_i$ как отношение к d_i того или иного варианта отклонения y_i от s_i в процессе аномалии A_i :

$$\text{MaxDispF}(A_i) = [\max(|y_i(t) - s_i| : t \in \text{Supp } A_i)] / d_i,$$

$$\text{MaxDispF}(A_i) = [\sum |y_i(t) - s_i| : t \in \text{Supp } A_i] / d_i |A_i|.$$

На рис. 4.18 представлен пример работы алгоритма «F» для обсерватории Хабаровск для магнитной бури 17–18 марта 2015 г. Цветом выделены три степени аномальности согласно выбранному диапазонам. Все числовые значения параметра $f(A_i)$ распределены в отрезке $[-1; 1]$ и принято, что при $f(A_i) \in [0,5; 1]$ – сильная аномальность, при $f(A_i) \in [0, 0,5]$ – средняя и при $f(A_i) \in [-0,5; 0]$ – нулевая аномальность.

Построение карт распределения параметра аномальности по обсерваториям ИНТЕРМАГNET. Аномалию A_i естественно считать проявлением геомагнитного события A на станции st_i , а силу аномалии $f(A_i)$ – количественным показателем такого проявления. Основанная на нечетком сравнении конструкция $f(A_i)$ даст возможность количественно ответить на вопрос о станционной аномальности A_i , т. е. в шкале отрезка $[-1; 1]$ охарактере-

ризовать силу аномалии $f(A)$. С использованием конструкции $MaxF$ можно построить карты распределения возмущенности не только для отдельной обсерватории, но и для выбранного региона или глобально (Soloviev et al., 2016; Soloviev et al., 2013; Gvishiani et al., 2016).

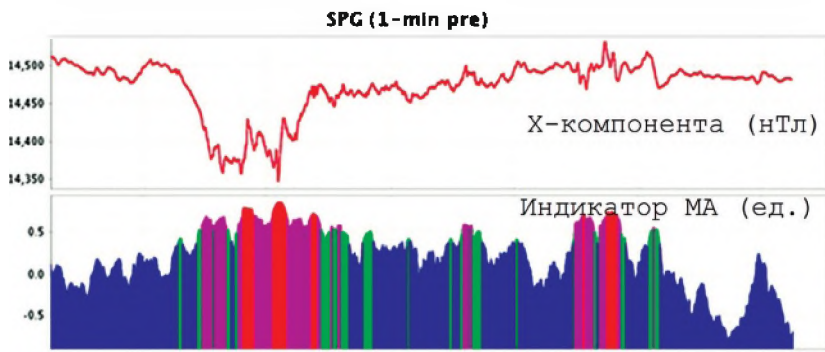


Рисунок 4.18 – (а) Изменение геомагнитной X компоненты на obs. Санкт-Петербург во время магнитной бури, (б) - мера аномальности. Красным цветом выделены отрезки экстремально высокого уровня возмущенности (сильно аномальные), сиреневым – высокий, зеленым – средний уровень возмущенности, синим – фоновый уровень.

На рис. 4.19 показан пример построения карты распределения параметра возмущенности (станционной аномальности) по всей системе обсерваторий ИНТЕРМАГНЕТ для максимума бури 8 сентября 2017 г.

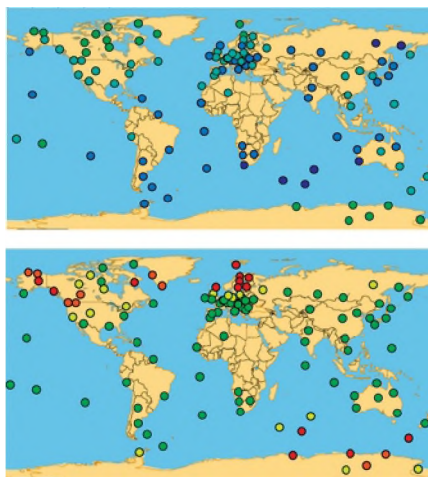


Рисунок 4.19 – Распределение параметра возмущенности (станционной аномальности) для спокойного и возмущенного периодов. Величина параметра представлена в виде кружков разного цвета от высокой (красный) до низкой (синий) аномальности

5 ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАРАМЕТРОВ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

5.1 Солнечное динамо, солнечные циклы и геоэффективные проявления солнечной активности

Доминирующая часть энергии Солнца приходится на электромагнитное излучения, мощность которого – порядка 10^{17} Вт. Имея температуру около 106 К, солнечная корона представляет собой плазму, в динамике которой преобладает магнитное поле. Самые сильные магнитные поля сконцентрированы в солнечных пятнах. Солнечная корона расширяется со сверхзвуковой скоростью, заполняя гелиосферу, как впервые было предложено Паркером (Parker, 1958). Уравнения Паркера предполагают знание вектора магнитного поля источника на поверхности, близкой к Солнцу, из которого уравнения экстраполируются в гелиосферу. Сейчас понятно, что поверхностное магнитное поле источника является сложной функцией, зависящей от местоположения и времени, что усложняет модель Паркера для простого расширения поля в гелиосферу. Потоки плазмы, постоянно исходят от Солнца, формируя солнечный ветер (СВ) и межпланетное магнитное поле (ММП) – ту часть солнечного магнитного поля, которая выносится в межпланетное пространство, так как вследствие высокой проводимости плазмы магнитное поле перемещается вместе с ней. Условие «вмороженности» поля в солнечном ветре выполняется благодаря большой длине пробега частиц и высокой проводимости плазмы.

Хотя поступление энергии от излучения значительно превышает поступление энергии от солнечного ветра, сложное взаимодействие солнечного ветра с земной магнитосферой является источником большинства геомагнитных явлений. Параметры СВ и ММП определяется эволюцией магнитного поля Солнца, которое изменяется циклически. Видимый цикл солнечной активности традиционно связан с образованием солнечных пятен и их миграцией к солнечному экватору. Этот цикл имеет хорошо известную периодичность около 11 лет. Пятна представляют собой участки с пониженной температурой и увеличенным магнитным полем. Отдельные пятна или группы пятен могут существовать в течение нескольких солнечных оборотов, обеспечивая тем самым рекуррентные проявления активности. Общепринятой мерой солнечной активности является число Вольфа, измеряющее число и общую площадь солнечных пятен. Число пятен меняется в 11-летнем цикле практически от 0 в минимуме до 100 и более в максимуме. На рис. 5.1 показаны среднегодовые числа солнечных пятен за 400 лет. Кроме

11-летнего цикла вариация солнечной активности имеет более долго-периодную, примерно 100-летнюю, составляющую. В течение периода времени, представленного на рисунке, произошло два длительных понижения солнечной активности (минимумы Маундера и Дальтона в 1600-1700 гг. и 1800 гг., соответственно). В XX веке, напротив, наблюдалось увеличение высоты солнечных максимумов, а абсолютный пик пришелся на 1950 годы. Этот период представляет собой солнечный «гранд-максимум» (Usoskin et al., 2014).

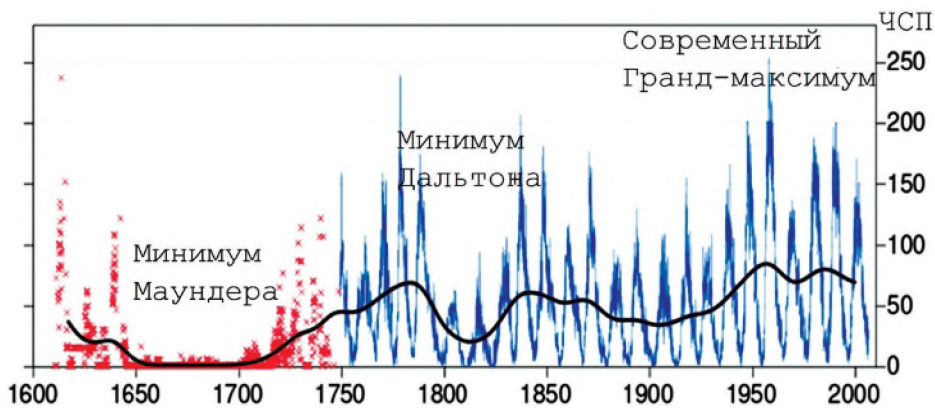


Рисунок 5.1 – Солнечные циклы с 1600 г. Синим показан период инструментальных измерений, а красным – реконструкция в доинструментальный период. Обозначены Маундеровский и Дальтоновский минимумы и современный гранд-максимум

В 11-летней вариации пятна нового цикла возникают за несколько лет до минимума на относительно высоких гелиоширотах $\sim 35^\circ$ – 40° . С течением времени зона пятнообразования перемещается на все более низкие широты, приближаясь к солнечному экватору. Расширение и смещение солнечных пятен по гелиошироте по мере развития циклов активности было впервые идентифицировано Маундером (Maunder, 1904). Параметр, часто используемый вместо чисел солнечных пятен – это поток солнечного радиоизлучения на частоте 2800 МГц или на длине волны 10,7 см. Этот параметр известен как индекс солнечной активности $F_{10.7}$ он постоянно измеряется наземными солнечными обсерваториями с 1947 года. Физические механизмы, лежащие в основе измерения солнечного радиоизлучения $F_{10.7}$ – это тормозное излучение в короне и излучение гиромангнитного резонанса в сильных магнитных полях над солнечными пятнами (Schonfeld et al., 2015). Гирорезонансный компонент (около 90% общей интенсивности для индекса $F_{10.7}$) связан с магнитными полями солнечных пятен. Это обеспечило тесную связь $F_{10.7}$ с числами Вольфа. Однако примерно с 2000 г. было отмечено превышение радиопотока $F_{10.7}$ по сравнению с числами солнечных пятен с использованием более ранних корреляций (Lukianova and Mursula, 2011). Причина этого отклонения от более ранней корреляции до сих пор точно не установлена, хотя, возможно, это связано с уменьшением напряженности магнитных полей

в солнечных пятнах, уменьшение контраста с окружающей фотосферой, так что меньшие пятна могут не учитываться, но сила магнитного поля все еще достаточна для генерации гирорезонансных взаимодействий, ведущие к радиоизлучению (Livingston et al., 2012).

Цикл с периодом 22 года связан с изменением распределения и полярности глобального солнечного магнитного поля и называется циклом солнечного динамо. 22-летний магнитный цикл имеет фундаментальное значение в динамике внутреннего строения Солнца. Физический механизм солнечного динамо до сих пор остается не вполне понятным, несмотря на прогресс, достигнутый в исследовании внутреннего строения Солнца с использованием гелиосейсмологии, а также поверхностных магнитных наблюдений. Действующим базовым подходом для современных разработок теории солнечного динамо до сих пор является модель, первоначально предложенная в 1960-х в работах (Babcock, 1961; Leighton, 1969). К этой модели были добавлены многие уточнения, из которых наиболее важным можно считать механизм меридиональной циркуляции, наблюдаемой в солнечном цикле (Wang and Sheeley, 1991). Продолжающееся накопление гелиосейсмических наблюдений, их возрастающее разрешение и качество, анализ этих данных в течение последних трех солнечных циклов подтвердили сложность солнечного динамо (включая его многополярную природу), которую современные модели пока не могут адекватно описать. Были выявлены асимметрия в активности между полушариями, возможное существование второго динамо, квазидвухлетняя модуляция солнечной активности и ряд других эффектов.

Глобальное солнечное магнитное поле Солнца изменяется в противофазе с числом солнечных пятен. Его структура близка к дипольной в минимуме 11-летнего цикла активности. Появление солнечных пятен с началом цикла связано с усложнением динамики трубок магнитного потока ниже фотосферы. Образование пятен следует за продвижением трубок с сильным магнитным потоком из зоны конвекции через фотосферу. Пятна появляются парами с противоположной магнитной полярностью, и пары обычно ориентированы с востока на запад. Полярности в биполярных структурах всегда упорядочены так, что предшествующее (западное) пятно имеет одну полярность в южном полушарии и противоположную полярность в северном полушарии (Hale et al., 1919). Следующие (восточные) пятна также имеют противоположные полярности в двух полушариях. По мере приближения к максимуму цикла, напряжённость поля на полюсах постепенно уменьшаются. В максимуме общая структура магнитного поля Солнца носит уже мультиполярный характер. Далее напряжённость солнечного диполя снова возрастает, но при этом он имеет уже другую полярность. Таким образом, полный цикл изменения магнитного поля Солнца, с учётом перемены знака, равен удвоенной продолжительности 11-летнего цикла солнечной активности — примерно 22 года (рис. 5.2). Высота и форма 11-летних циклов существенно изменяется от цикла к циклу, отражая долговременные изменения солнечной активности.

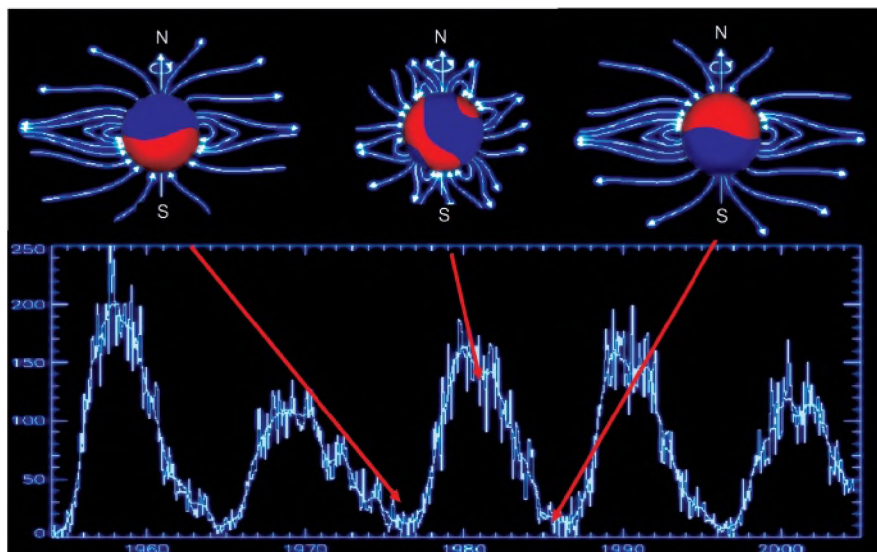


Рисунок 5.2 – 22-летний цикл перемены полярности магнитного поля Солнца (вверху) и 11-летний цикл солнечных пятен (внизу)

Прогнозы солнечного цикла используют исторические корреляции между числами солнечных пятен и параметрами, которые могут быть физически связаны с циклом солнечных пятен. Поиск функциональных взаимосвязей, возможно, остается наиболее важной темой исследований, связывающих изменчивость Солнца с процессами, происходящими на Земле. Примечательно, что некоторые индексы геомагнитной активности оказались наиболее надежными предикторами циклов солнечной активности. Большое количество геомагнитных индексов было соотнесено с солнечной активностью с целью проверки их потенциального использования для прогнозирования основных параметров будущих циклов. В частности, было обнаружено, что минимальный уровень геомагнитной активности, измеряемый индексом aa вблизи солнечного минимума, является хорошим предиктором мощности следующего солнечного максимума (Wang and Sheeley, 2009). Минимальная геомагнитная активность вблизи минимума солнечного цикла связана с аксиально-дипольной компонентой солнечного магнитного поля, и является лучшим предиктором активности в следующем цикле.

Динамические процессы, происходящие внутри Солнца и в солнечной атмосфере, распространяются в межпланетном пространстве, достигают орбиты Земли и определяют условия космической погоды. Возмущения космической погоды берут свое начало в событиях солнечной энергетики и переносятся солнечным ветром.

Прямые спутниковые измерения параметров ММП и СВ осуществляются с середины 1960-х несколькими поколениями спутников. На рис. 5.3 представлены среднегодовые значения солнечных пятен, скорости СВ и вертикальной (B_z) и азимутальной (B_y) компонент ММП (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/>). Эти параметры являются наиболее геоэффективными. Из рис.

5.3 можно видеть, что скорость СВ при средней величине 440 км/с имеет пики на спаде солнечных циклов в 1974, 1983, 1994 и 2003 гг., и в эти годы значения скорости превышают 500 км/ч. B_z и B_y ММП изменяются нерегулярно, а их средние за рассматриваемый период значения близки к нулю.

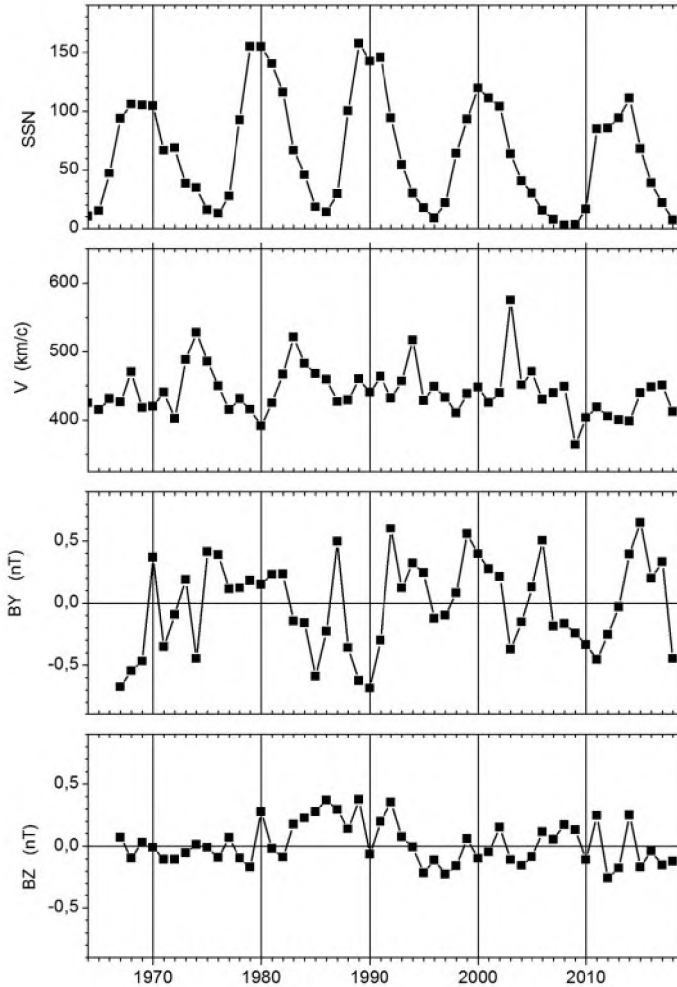


Рисунок 5.3 – Среднегодовые значения ЧСП, скорости СВ и B_y , B_z ММП за период спутниковых измерений с 1966 г.

Мощными спорадическими событиями, вызывающими возмущения геомагнитного поля, относятся солнечные вспышки и выбросы корональной массы (Coronal mass ejection, CME). Вспышка является откликом солнечной атмосферы на внезапный быстрый процесс выделения энергии магнитного происхождения, являясь продуктом неустойчивостей в многомасштабных динамических магнитных структурах. Во время вспышки в гелиосферу выбрасывается большое количество плазмы со скоростью по-

рядка 1000 км/с и выше. Со вспышками связаны межпланетные **магнитные облака** – структуры с усиленным магнитным полем и повышенными значениями основных параметров плазмы (скорости, плотности и температуры). Внутри облака магнитное поле усилено, а его вектор плавно вращается. Основным фактором, влияющим на эффективность СМЕ в плане возмущений в околоземной космической среде, является крупномасштабная, часто очень быстрая ударная волна, которая образуется на передней поверхности магнитного облака при его распространении от Солнца. Как частота вспышек на Солнце, так и СМЕ варьируются в зависимости от цикла солнечной активности и, как правило, коррелируют с числами солнечных пятен. Вспышки и выбросы **корональной массы более часто происходят в максимуме солнечного цикла.**

В зависимости от скорости СВ у орбиты Земли условно делится на два класса: **медленный** (280-400 км/с) и **быстрый** (800-2000 км/с). С обнаружением солнечных корональных дыр в 1970-х годах и выявлением их связи с высокоскоростными потоками солнечного ветра (ВСП) стало понятно, что является источником быстрого солнечного ветра. Корональные дыры, в частности полярные корональные дыры, обеспечивали почти равномерный быстрый СВ со скоростями около 700-800 км/с. Другие области Солнца и короны были источником более изменчивой и значительно более медленной составляющей СВ. Скорость быстрого СВ связана с расширением униполярных трубок магнитного потока, опирающихся на основание короны в корональной дыре, из которой происходит ветер (Wang and Sheeley, 1990). Характерной особенностью медленного СВ является его высокая изменчивость по всем параметрам: скорости, плотности, температуре. Медленный ветер исходит из областей замкнутых линий магнитного поля короны.

Потоки рекуррентного быстрого СВ испускаются Солнцем в течение нескольких месяцев обычно на спаде 11-летнего цикла и имеют период повторяемости при наблюдениях с Земли в 27 суток (период вращения Солнца). Наибольшие значения скорости СВ наблюдаются на фазе спада 11-летнего цикла, когда ВСП СВ выходят из приэкваториальных корональных дыр, которые находятся в плоскости эклиптики. По мере распространения в космическом пространстве ВСП сжимают более медленный фоновый СВ. Так формируется область взаимодействия потоков, где плазма уплотняется, магнитное поле на переднем крае области взаимодействия усиливается, а скорости СВ постепенно увеличивается до скорости быстрого потока. Когда корональная структура стабильна в течение нескольких солнечных оборотов, картина взаимодействия последовательно повторяется, что приводит к вращающейся области взаимодействия – Corotating Interaction Region (CIR).

Выбросы корональной массы СМЕ и CIR вызывают повышения геомагнитной активности, магнитные бури и суббури, при этом СМЕ вызывают наиболее интенсивные и короткие магнитные бури, а CIR – бури меньшей амплитуды, но продолжающиеся гораздо дольше. При ВСП магнитная буря начинается постепенно и без внезапного импульса. Для периодов ВСП характерны быстрые повторяющиеся осцилляции ММП сравнительно небольшой амплитуды, а количество энергии, поступающей в магнитосферу,

может быть сравнимо или даже превышать количество энергии при бурях, связанных с корональными выбросами (Tsurutani et al., 2006). Прогнозирование эволюции CIR является важной задачей в исследованиях космической погоды.

5.2 Реконструкция скорости солнечного ветра по высокоширотным геомагнитным данным

Скорость СВ является одним из основных факторов взаимодействия СВ с магнитосферой Земли. Построение длинного временного ряда значений параметров СВ представляет большой интерес, но реконструкция значений в доспутниковую эпоху возможна только по косвенным данным. Таким видом данных является геомагнитная активность, уровень которой изменяется под действием солнечной активности. Попытки реконструкции предпринимались неоднократно, и в основном по данным среднеширотного глобального геомагнитного индекса aa, который имеет наиболее длинный, с 1864 г., ряд наблюдений (Lockwood, 2013). Результаты показывали общие тренды параметров СВ, но оказывались весьма приблизительными, когда дело касалось экстремальных значений ВСП. Это можно было видеть при сравнении модельных величин и скоростей, измеренных спутником.

Среднегодовая величина скорости СВ в 2003 г., когда наблюдался ряд мощных эруптивных событий и коронарных дыр большой площади, была самой большой из когда-либо наблюдавшихся спутниками. Воздействие ВСП СВ на магнитосферу в 2003 г. было столь сильным, что эффект проявился как видимый глазу отскок точки, соответствующей 2003 году, в обычно плавной линии векового хода среднегодовых значений вертикальной компоненты геомагнитного поля на околополюсных обсерваториях. На рис. 5.4 представлена вековая вариация среднегодовых значений Z компоненты (обозначаемой далее как CGZ_Z , т.е. среднегодовое значение Z) на обс. Годхавн (GDH), расположенной в северной полярной шапке. Были рассчитаны значения CGZ_Z по пяти самым спокойным и самым возмущенным дням каждого месяца: соответственно CGZ_Zq и CGZ_Zd (использовался список пяти международных наиболее спокойных и возмущенных дней из МЦД Киото <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp>). Уровень напряженности магнитного поля, полученный для наиболее спокойных дней, обычно используется как вклад главного МПЗ и как нулевой уровень, на фоне которого развиваются геомагнитные возмущения, обусловленные внешним воздействием токов магнитосферно-ионосферной системы. Однако в данном случае можно видеть, что в 2003 г. был возмущен также и наиболее спокойный уровень.

Нарушения векового хода в 2003 г. наблюдались и в северной, и в южной полярной шапках. Для южных полярных обсерваторий имеются гораздо более короткие, чем для северных, ряды непрерывных наблюдений. Данные двух антарктических обсерваторий, Дюмон Д'Юрвиль (DRV) и Казей (CSY) имеются, начиная с 1990-х годов. Длительные наблюдения проводились и на обсерватории Восток, однако именно в 2003 г. станция

не работала из-за происшедшего там пожара. На рис. 5.5 представлен вековой для магнитной Z компоненты для DRV и CSY. Долговременная вариация $СГЗ_Z$ здесь почти такая же, как и у северных обсерваторий. Постепенное понижение прерывается в 2003 г., когда обе обсерватории показывают скачок в Z компоненте примерно на 20-30 нТл, т. е. достаточно существенное по сравнению с вековой вариацией повышение. Таким образом, согласованные данные северных и южных полярных обсерваторий указывают на то, что в 2003 г. произошло глобальное усиление (более положительные значения Z на севере и более отрицательные значения Z на юге) геомагнитного поля.

Анализ геомагнитных данных показывает, что наблюдаемая аномалия обусловлена суббуревым западным авроральным электроджетом (Westward Electrojet, WEJ). Действительно, в полярных широтах вклад в Z компоненту могут вносить те токи ионосферно-магнитосферной системы, которые текут по траектории вокруг полюса. Магнитный эффект следующих токов может усиливать Z компоненту в полярных шапках как северного, так и южного полушарий:

- 1) западный электроджет WEJ (холловский ионосферный ток)
- 2) кольцевой ток (направленный на запад дрейф положительных ионов)
- 3) течение плазмы вокруг полюса, обусловленное ММП $B_y < 0$
- 4) ток утро-вечер в хвосте магнитосферы,

Магнитное поле других токов, наоборот, ослабляет Z в обеих полярных шапках:

- 5) ток Чепмена – Ферраро на магнитопаузе
- 6) восточный электроджет
- 7) течение плазмы вокруг полюса при ММП $B_y > 0$.

Влияние токов (2) – (4), перечисленных в первой группе, кроме первого (WEJ) можно считать малым. Действительно, для бурь, солнечным источником которых являются CIR, характерен слабый кольцевой ток. Так, в 2003 г. среднегодовое значение D_{st} было ≈ -25 нТл, что далеко не является экстремальной величиной. Среднегодовое значение B_y ММП было отрицательным (рис. 5.3), и в северной полярной шапке система ионосферных токов, обусловленная B_y , в принципе, могла бы создать наблюдаемое увеличение геомагнитной Z компоненты (Лукьянова и др., 2010; Lukianova and Kozlovsky, 2011). Однако, в этом случае на антарктических обсерваториях наблюдалось бы не усиление, а ослабление интенсивности Z . Таким образом, наблюдаемый в полярных шапках обоих полушарий эффект усиления вертикального магнитного поля можно объяснить именно интенсификацией WEJ, текущего в ионосфере по полукруговой траектории вокруг полюса.

Суббуревой WEJ занимает ночной и ранний утренний секторы магнитного местного времени (MLT), а менее интенсивный восточный электроджет сосредоточен в полуденном и вечернем секторах. Геомагнитный эффект WEJ состоит в следующем: магнитное поле, создаваемое WEJ, уменьшает горизонтальную (H) компоненту в авроральной зоне в северном полушарии, усиливает Z компоненту в области к полюсу от WEJ (в обоих полушариях) и ослабляет ее в области экваториальнее WEJ (Lyatsky et al., 2006).

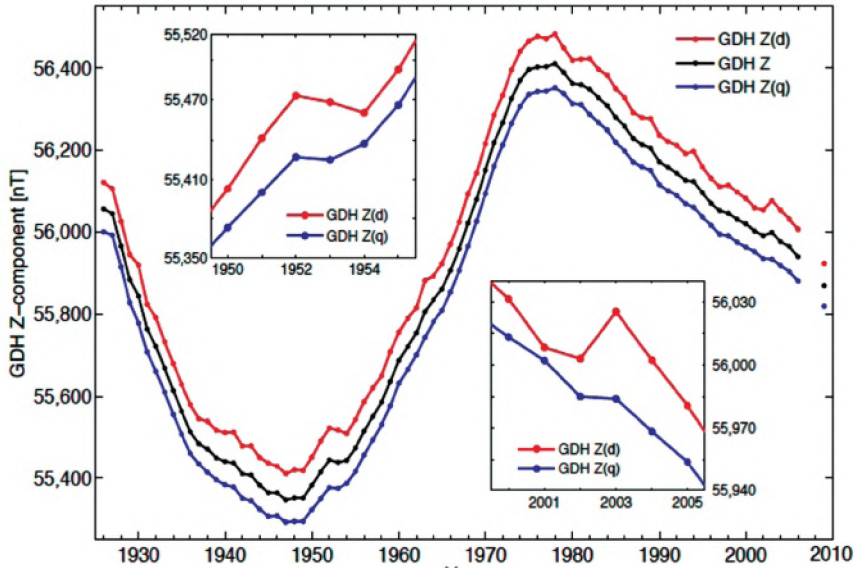


Рисунок 5.4 – Вековой ход среднегодовых значений вертикальной Z компоненты МПЗ на обсерватории Годхавн и среднегодовые значения, рассчитанные по пяти самым спокойным и самым возмущенным дням каждого месяца

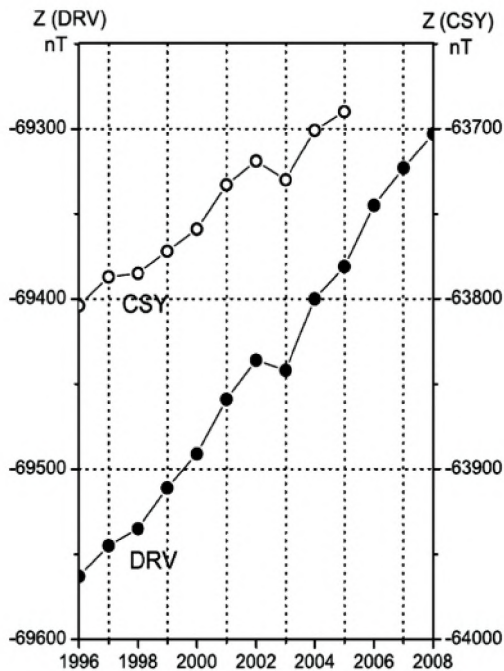


Рисунок 5.5 – Вековой ход среднегодовых значений Z компоненты для обсерваторий южной полярной шапки DRV и CSY

Геомагнитные вариации в авроральных широтах, именно там, где в ионосфере текут токи западного и восточного электроджетов, подтверждают, что ВСП СВ вызывают наиболее интенсивные суббури. Традиционным индикатором интенсивности WEJ является AL индекс (Davis and Sugiura, 1966). Для выявления межгодовой изменчивости спокойного и возмущенного WEJ аналогично Z компоненте были рассчитаны среднегодовые значения AL по пяти наиболее возмущенным и наиболее спокойным дням каждого месяца, т. е. соответственно индексы *ALd* и *ALq*. На рис. 5.6 представлен ход *ALd* и *ALq* индексов за весь период расчета AL, начиная с 1966 г. (для некоторых лет индексы отсутствуют). Средний уровень *ALq* составляет около -40 нТл, а *ALd* – примерно -300 нТл. Можно видеть, что, минимумы *ALd* приходятся на фазы спада солнечных циклов в годы ВСП СВ 1974, 1982/1984, 1991/1994 и 2003 гг., причем наиболее глубокий минимум наблюдается именно в 2003 г. За ним следует сильное смещение индекса в положительную сторону, что соответствует исключительно спокойному Солнцу в период последнего минимума. В ходе временного ряда *ALq* индекса вариация солнечного цикла менее заметна. Однако ясно видно, что *ALq* имеет минимумы в те же годы, что и *ALd*, повторяя даже их глубину. Оба индекса показывают самый глубокий минимум в 2003 г., когда $ALq \approx -75$ нТл, т. е. почти в два раза меньше, чем среднее значение индекса. Второй по величине минимум в *ALq* наблюдается на спаде предыдущего 22-летнего солнечного цикла – в 1982 г.

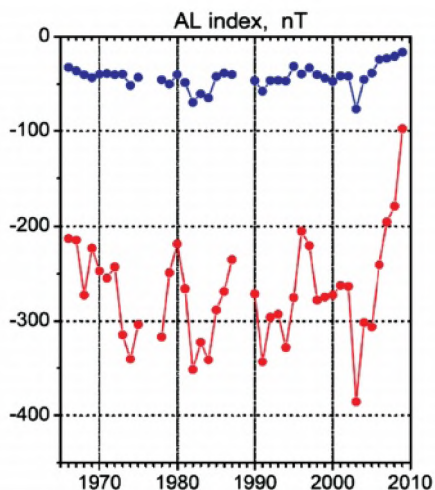


Рисунок 5.6 – Среднегодовые значения AL индекса, рассчитанных по пяти самым спокойным (синяя линия) и самым возмущенным (красная линия) дням каждого месяца.

Для того, чтобы соотнести изменение интенсивности WEJ и геомагнитных параметров в полярной шапке и в авроральной зоне на рис. 5.7 представлены разности между наиболее возмущенным и наиболее спокойным уровнем для AL индекса и для Z компонент обсерваторий THL, RES, DRV и CSY (координаты обсерваторий даны в табл. 5.1), а также значения скорости СВ. На рис. 5.6 в левой колонке показаны среднemesячные значения рассматриваемых параметров и их усреднение, а в правой – среднегодовые значения. Можно видеть, что для

каждой обсерватории разность ΔZ между наиболее возмущенным и наиболее спокойным уровнем в целом показывает одну и ту же вариацию с пиками на фазе спада 11-летнего цикла, когда скорость СВ максимальна. Это особенно хорошо видно на примере обсерватории RES в 1974, 1983, 1994 и 2003 гг. Две антарктические обсерватории, DRV и CSY, демонстрируют минимумы (знаки в южном и северном полушариях противоположны) разности ΔZ также в годы высокоскоростных потоков СВ в 1994 и 2003.

Таблица 5.1 Координаты обсерваторий

Название	Код IAGA	Геогр. коорд.	Геомат. коорд.
Thule/Qaanaaq	THL	78°291°	88° 14°
Resolute Bay	RES	75°265°	83°296°
Dumont D'Urville	DRV	-67°140°	-75°232°
Casey	CSY	-66°111°	-76°184°
Godhavn	GDH	69°306°	79°35°
Sodankyla	SOD	67°27°	64°121°

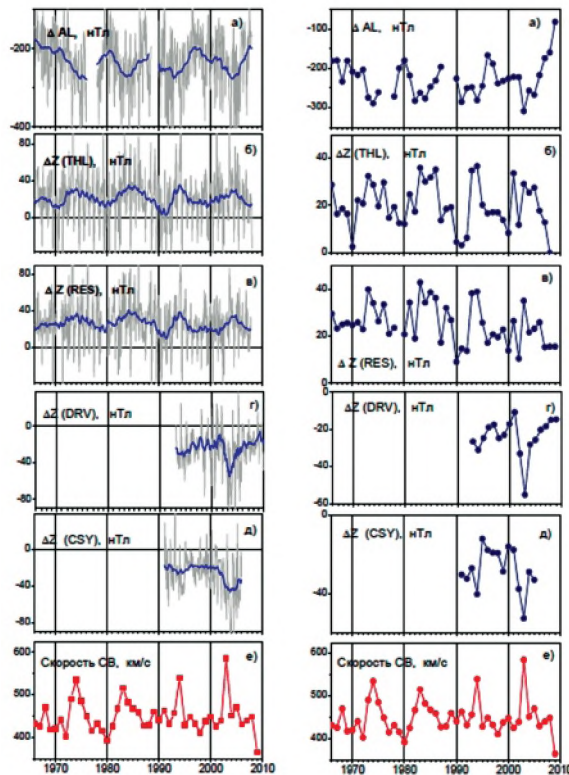


Рисунок 5.7 – Значения разности между наиболее возмущенным и наиболее спокойным уровнем для (а) AL индекса и (б – д) для магнитной Z компоненты на обс. THL, RES, DRV и CSY. В левой колонке графиков показаны среднемесячные значения рассматриваемых параметров и их скользящее среднее, а в правой – среднегодовые значения. Внизу показаны (е) среднегодовые значения скорости СВ

Дальнейшее исследование «эффекта 2003» показало, что ВСП СВ вызывают суббури наибольшей интенсивности, и в высокоширотной токовой системе при этом доминирует суббуревой WEJ (Lukianova et al., 2012; Mursula et al., 2015). Для высокоширотных станций геомагнитный параметр, представляющий разность между наиболее возмущенным и наиболее спокойным уровнями, является наилучшим индикатором интенсивности WEJ и имеет самую высокую корреляцию со скоростью СВ. Геомагнитный эффект экстремального события солнечной активности в 2003 г. можно было наблюдать в вековом ходе среднегодовых значений Z компоненты на полярных обсерваториях обоих полушарий. Этот эффект выражался в усилении магнитного поля и единственном за всю историю измерений на этих обсерваториях видимом скачке среднегодовых значений, который нарушал обычно плавный вековой ход, в частности, на обсерваториях THL и RES, расположенных в северной полярной шапке. Регулярные наблюдения на этих обсерваториях начались в конце 1950-х, и можно с достаточной уверенностью полагать, что в 2003 г. мы наблюдали самые интенсивные ВСП за последние полвека. Однако в высоких широтах северного полушария есть две уникальные обсерватории, имеющие еще более длинные ряды наблюдений. Полярная обсерватория Годхавн (GDH) и авроральная обсерватория Соданкюля (SOD) начали работать, соответственно, в 1926 и 1914 г. Анализ записей двух самых старых высокоширотных обсерваторий позволил обнаружить в них экстремальные события высокоскоростных потоков СВ, подобные событию 2003 г.

На рис. 5.8 для геомагнитной Z компоненты на obs. GDH показана разность (ΔZ) между максимумом возмущений (среднее из пяти международных наиболее возмущенных дней) и спокойным уровнем (среднее из пяти международных наиболее спокойных дней) для каждого года, начиная с 1926 г. Величина ΔZ соотнесена с ЧСП в 11-летнем солнечном цикле. Можно видеть, что ΔZ имеет пики на фазе спада каждого цикла. На графике выделяются два самых высоких пика: в 1952 и 2003 гг. На рис. 5.9 представлены среднегодовые значения параметра ΔH SOD. Если для расчета ΔZ GDH использовались все среднечасовые данные за сутки, то ΔH SOD рассчитывались только в секторе 23–02 MLT. Это обусловлено тем, что в авроральной зоне сигнал суббуревоего WEJ проявляется в горизонтальной компоненте только на ночной стороне, а в полярной шапке вклад WEJ в возмущение вертикальной компоненты слабо зависит от местного времени. Из рисунка видно, что в параметре ΔH SOD также выделяются два максимума, в 1953 и 2003 гг.

На основе полученных результатов можно провести реконструкцию скорости СВ в прошлом и с большой достоверностью выделить годовые пики. Как показывает сравнение с данными прямых измерений за последние 50 лет, метод адекватно воспроизводит экстремальные значения скорости СВ в каждом солнечном цикле. Для периода прямых спутниковых измерений с 1965 г. для обеих обсерваторий коэффициент корреляции между измеренной скоростью СВ и параметрами ΔZ , ΔH составляет 0,78, а линейная регрессия описывается соответственно уравнениями $V_{\text{св}} = 0,95 \cdot \Delta H - 258,8$ и $V_{\text{св}} = 3,2 \cdot \Delta Z + 367,8$.

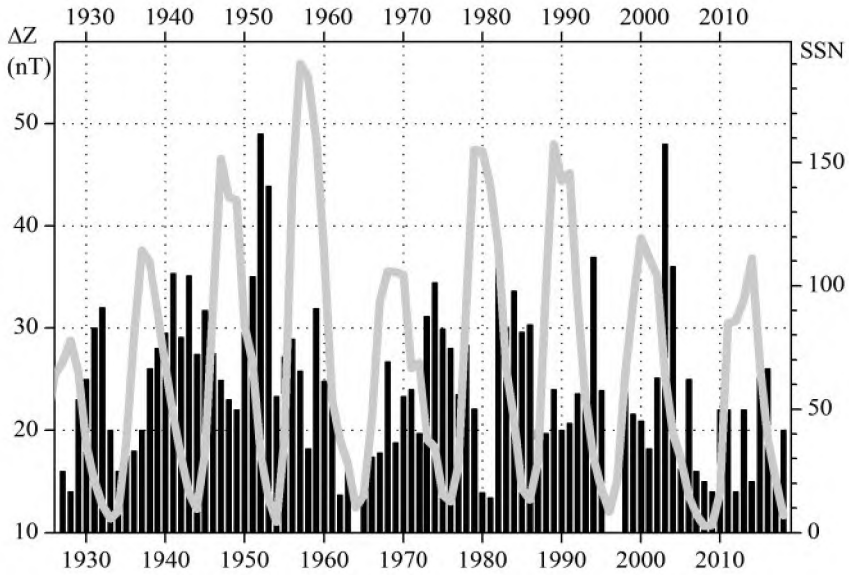


Рисунок 5.8 – Разность между наиболее возмущенным и спокойным уровнем вертикальной геомагнитной компоненты (ΔZ) для каждого года, начиная с 1926 г., для obs. Годхавн (черные вертикальные линии). Серой линией показан ход 11-летних солнечных циклов

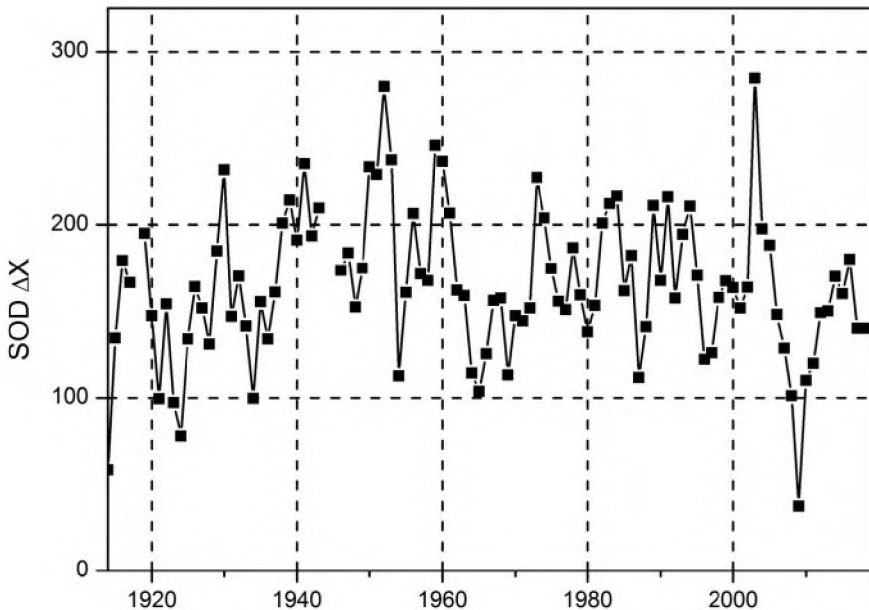


Рисунок 5.9 – Среднегодовые значения горизонтальной геомагнитной компоненты ΔH в секторе 23-02 MLT для obs. Соданкюля с 1914 г.

Эти соотношения не только позволяют реконструировать значения скорости СВ для каждого года в прошлом, но и выделить экстремальные значения. Тот факт, что удалось выделить ВСП СВ в 1952 г., важен в плане подтверждения современной теории солнечного динамо, в рамках которой цикличность солнечной активности интерпретируется как последовательное преобразование полоидальной и тороидальной конфигурации магнитного поля Солнца. Действительно, после экстремальных ВСП СВ в 1952 г. на спаде 18-го солнечного цикла последовал исключительно высокий солнечный цикл 19, который был вершиной современного 100-летнего солнечного гранд-максимума. Изменение тороидального поля Солнца происходит в фазе с изменением ЧСП, и его эволюцию можно проследить на большом интервале времени, поскольку ЧСП известны. Полоидальное поле изменяется приблизительно в противофазе с тороидальным полем и именно его интенсивность обуславливает ВСП СВ, которые исходят из коронарных дыр. Скорость СВ является индикатором величины полоидального поля, но прямые измерения этого индикатора начались только в середине 60-х годов. Адекватно восстановить различия в пиковых значениях скорости СВ ранее не удавалось из-за того, что рассматривались среднеширотные, а не высокоширотные магнитные вариации (Lockwood et al., 2009). Полученные нами результаты впервые дают экспериментальное подтверждение современной теории солнечного динамо, в рамках которой цикличность солнечной активности интерпретируется как последовательное преобразование полоидальной и тороидальной конфигурации магнитного поля Солнца (Babcock, 1961; Leighton, 1969; Charbonneau, 2014). Пик ВСП в 1952 г. показывает, что исключительно мощному тороидальному полю 19-го солнечного цикла предшествовало повышенное полоидальное поле 18-го цикла.

5.3 Реконструкция среднемесячных и сезонных значений скорости солнечного ветра и определение экстремумов

Для реконструкции среднемесячных значений скорости СВ использовались также данные обсерватории Соданкюля, для которой имеются ряды среднечасовых данных измерений вектора геомагнитного поля. Обсерватория расположена вблизи экваториальной границы аврорального овала и хорошо подходит для мониторинга суббуревого WEJ. Согласно сценарию развития суббури 3-мерная система магнитосферно-ионосферных токов образуется при разрыве тока поперек хвоста магнитосферы, который через продольные токи замыкается на ночную ионосферу. При суббуре наибольшие отрицательные отклонения H от спокойного уровня наблюдаются в секторе 22-01 MLT, что для SOD соответствует 20-23 мирового времени UT. Положительные отклонения наблюдаются в послеполуночном секторе и связаны с восточным электроджетом.

Как и ранее, для каждого месяца года параметр ΔH определяется как разность между средним значением H компоненты и спокойным уровнем, рассчитанным в интервале 20-23 UT для пяти наиболее спокойных, но теперь

уже локальных дней. Для каждого месяца строились линейные регрессии для параметров ΔH и скорости СВ. На рис. 5.10 представлена корреляция для всех январей в 1964-2014 гг. Корреляция статистически значима (коэффициент корреляции 0.76, вероятность нулевой корреляции $p=0.0002$ при использовании авторегрессионной модели первого порядка). Для всего диапазона отклонение точек от линии регрессии симметрично (нижний график рис. 5.10), что говорит о постоянстве средней дисперсии и применимости приближения методом наименьших квадратов. В табл. 5.2 даны значения коэффициентов регрессионного уравнения $V_{\text{СВ}} = a \cdot \Delta H + b$ и коэффициенты корреляции для каждого месяца. На рис. 5.11 представлены коэффициенты a и b для каждого месяца в виде графика. Можно видеть, что наклон линии регрессии существенно меняется от месяца к месяцу, тогда как точка пересечения меняется мало. Наибольший наклон наблюдается зимой и летом, а наименьший – в равноденствие, следовательно, для заданного значения скорости СВ отклик ΔH больше в равноденствие, чем в солнцестояние. Полученные коэффициенты регрессии использованы для реконструкции среднемесячных значений скорости за столетний период. На рис. 5.12 для периода 1964-2014, когда имеются прямые измерения, представлены зависимости между скоростью СВ, измеренной спутником, и реконструированной по данным табл. 5.2. Также представлен параметр $\delta = V(\text{изм}) - V(\text{рекон})$ в зависимости от величины скорости. Можно видеть, что практически во всем диапазоне средняя дисперсия распределена равномерно, что говорит об адекватности модели.

Полученные соотношения позволяют провести реконструкцию среднемесячных значений скорости СВ, начиная с 1914 г. (Lukianova et al., 2017). На рис. 5.13 представлены значения реконструированных скоростей для каждого месяца и стандартное отклонение $\pm\sigma$, а также измеренные скорости, начиная с 1964 г. Можно видеть, что изменение ΔH достаточно точно отражает изменение скорости, кроме нескольких пиковых и минимальных величин, которые выходят за пределы $\pm 1\sigma$. Это может быть связано с отсутствием данных измерений для некоторых периодов. Рис. 5.14 показывает измеренные и реконструированные значения в 1964-2014, включая месяцы, когда доступно более 30% данных измерений, при этом нижний график рисунка показывает долю пропусков в измерениях. До 1995 г. количество пропусков довольно велико, что влияет на точность реконструкции. Большое количество пропусков в данных измерений относится к тому периоду, когда СВ измерялся только одним спутником IMP-8. После 1995 г., когда параметры СВ стали измеряться с помощью спутника ACE, пропусков фактически нет. Стандартное отклонение измеренных и реконструированных значений в 1964-1994 гг. составляет 39 км/с, а в 1995-2014 гг. – 31 км/с.

Таблица 5.2 – Регрессионные коэффициенты и коэффициенты корреляции

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
a , км/с/нТл	1.87	1.62	0.99	0.97	1.26	1.69	1.34	1.00	0.85	0.72	1.05	1.79
b , км/с	367	363	377	373	359	360	372	386	373	379	374	363
cc	0.7	0.74	0.72	0.77	0.82	0.73	0.74	0.64	0.68	0.54	0.73	0.77

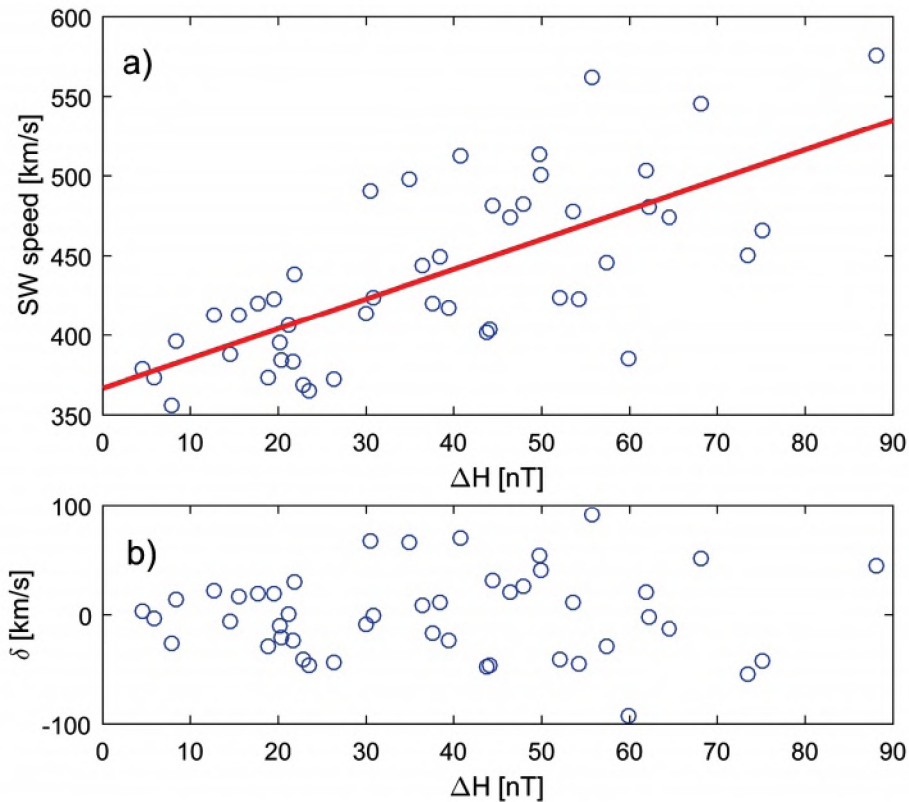


Рисунок 5.10 – (а) Корреляция между ΔH и скоростью СВ для январей в 1964-2014 гг., (б) отклонение точек от линии регрессии

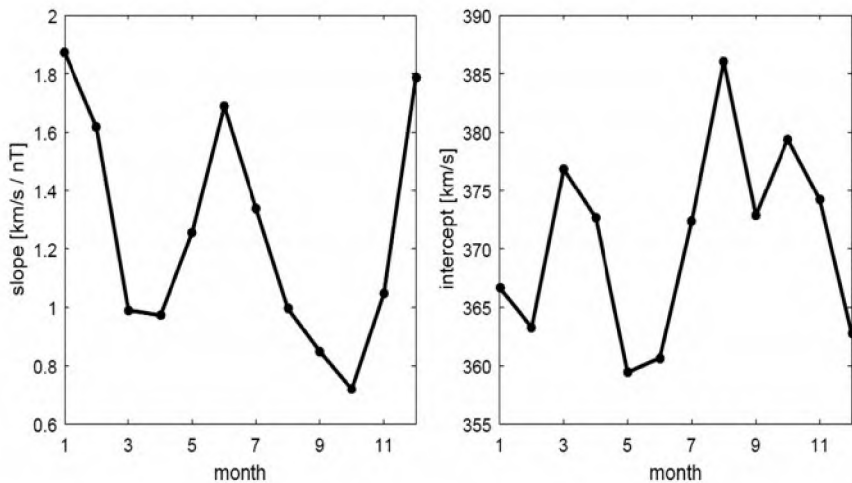


Рисунок 5.11 – Регрессионные коэффициенты a и b для каждого месяца

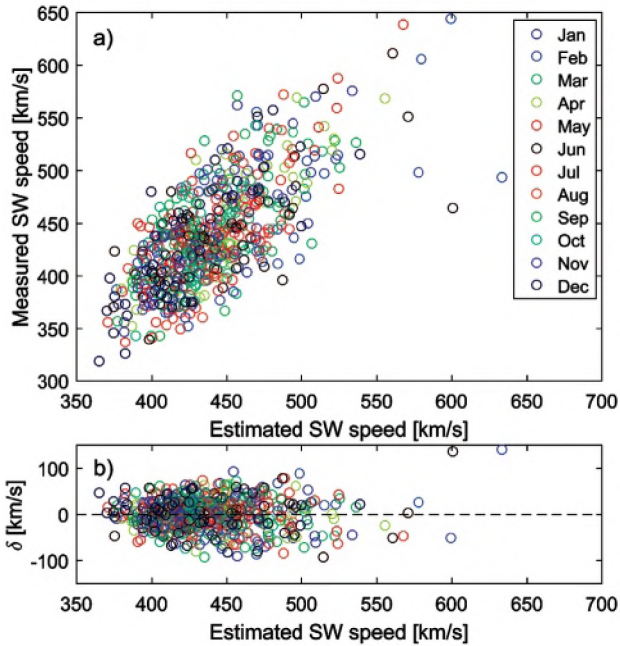


Рисунок 5.12– (а) Для периода 1964-2014 зависимости между скоростью СВ, измеренной спутником и реконструированной, (б) параметр $\delta = V(изм) - V(рекон)$ в зависимости от величины скорости СВ

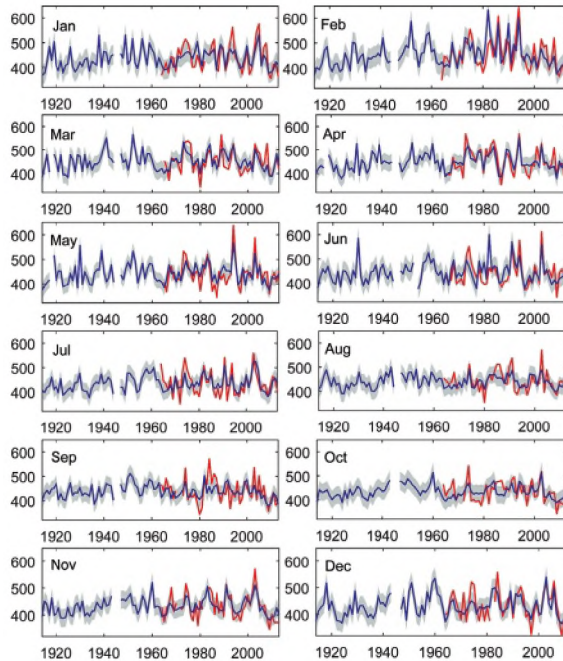


Рисунок 5.13 – Значения реконструированных скоростей СВ для каждого месяца и стандартное отклонение $\pm\sigma$, а также измеренные значения, начиная с 1964 г.

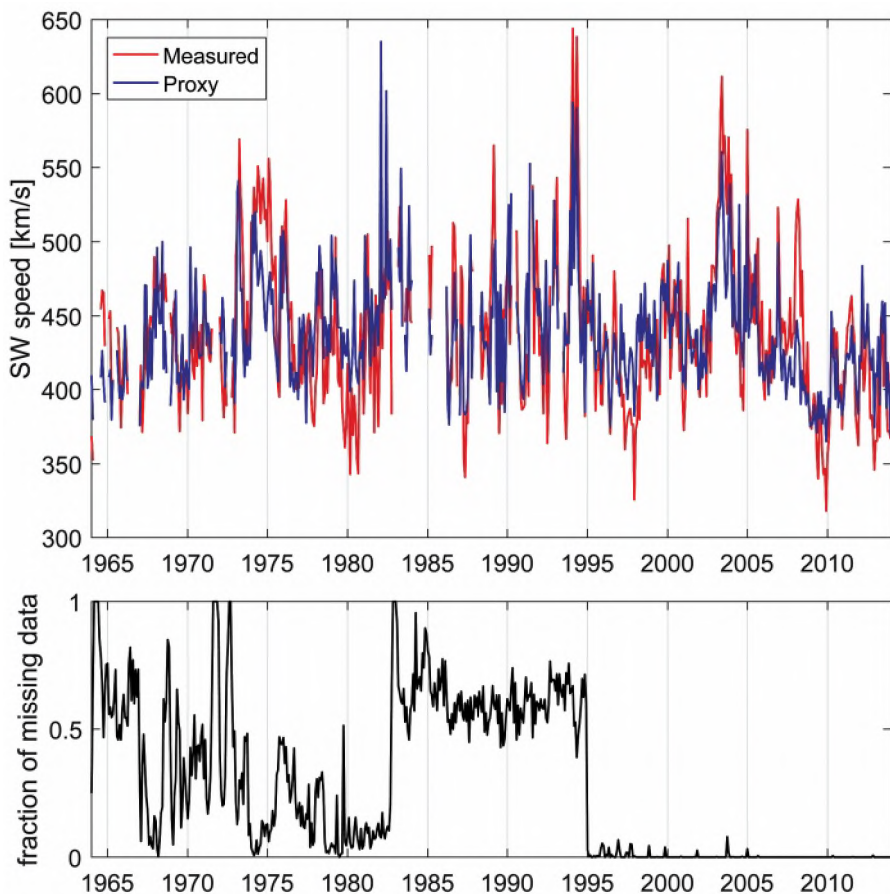


Рисунок 5.14 – Измеренные и реконструированные значения скоростью СВ в 1964-2014, включая месяцы, когда доступно более 30% данных измерений (вверху), доля пропусков в измерениях (внизу)

Рис. 5.15 показывает реконструированные и измеренные значения среднемесячных скоростей СВ как два наложенных друг на друга временных ряда. Можно видеть, что пики приурочены к фазе спада каждого солнечного цикла. В циклах 15-23 пиковые значения в 1919, 1930, 1941, 1952, 1959, 1973, 1982, 1994 и 2003 гг. Сравнивая годы наибольших среднемесячных и среднегодовых ВСП, можно видеть их хорошее совпадение. Это свидетельствует о том, что в течение столетнего гранд-максимума солнечной активности корональные дыры были долгоживущими, не менее нескольких месяцев, т. е. существовали в течение нескольких оборотов Солнца. Сравнение распределения ВСП и числа солнечных пятен показывает, что хотя в среднем скорость СВ увеличивается с долговременной эволюцией солнечной активности, частота появления ВСП (т. е. корональных дыр) остается постоянной.

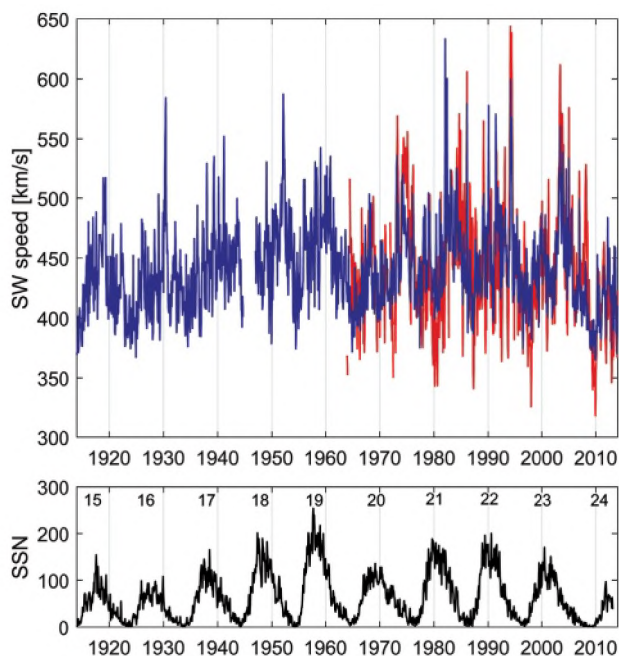


Рисунок 5.15 – Реконструированные (синяя линия) и измеренные (красная линия) значения среднемесячных скоростей СВ (вверху), число солнечных пятен и номера циклов (внизу)

Для того, чтобы выявить сезонную компоненту, среднемесячные значения параметра ΔN усреднялись на 3-месячном сезонном периоде для весны (февраль-апрель), лета (май-июль), осени (август-октябрь) и зимы (ноябрь-январь). Сезон определялся по гелиографической широте орбиты Земли.

На рис. 5.16 представлены корреляции между ΔN и измеренными в 1964-2014 гг. значениями скорости СВ отдельно для солнцестояния (зима, лето) и равноденствия (осень, весна), а также отклонение точек от линии регрессии. Коэффициенты регрессии и корреляции даны в табл. 5.3. Отклонения распределены симметрично относительно линии регрессии для всего диапазона ΔN , т. е. дисперсия распределена равномерно, и реконструкция робастна.

Рис. 5.17 показывает значения реконструированной и измеренной скорости СВ по сезонам (Mursula et al., 2017). Можно видеть, что до 1940-х и после 1990-х малые значения (<400 км/с) были характерны для солнцестояния. Так, в солнцестояние максимумы были в 1930 и 2003 гг., а в равноденствие – в 1952 и 1994 гг. На рис. 5.18 представлены 3-точечное бегущее среднее (среднее за 1.5 года) для солнцестояния и равноденствия. Сравнение рис. 5.17 и 5.18 показывает, что некоторые пики (например, 1930) значительно уменьшаются вследствие того, что они длились не более трех месяцев. Таким образом, проявляется долгопериодная регулярность в поведении ВСП (исследовательно, в поведении корональных дыр как их источников) в солнцестояние и равноденствие. При низкой солнечной активности в циклах 15 и 16 скорость составляет ~ 460 км/с во все сезоны. В следующий более высокий цикл 17 пики все еще примерно одинаковы. Далее кривые,

представляющие значения в солнцестояние и равноденствие, разделяются. Абсолютный максимум явно выражен в равноденствие и составляет 520 км/с. В циклах 19-20 пик солнцестояния все еще меньше по величине, чем пик в равноденствие. Затем опять идут циклы с множественными пиками. Наконец, максимум, близкий по величине к 1952 г., появляется в солнцестояние 2003 г. На рис. 5.18 также видно, что в период минимума солнечного цикла скорость СВ в равноденствия всегда меньше, чем в солнцестояния. С точки зрения физики Солнца это предполагает, что пояс солнечных стримеров широк и стабилен в низких циклах, но становится более узким при увеличении солнечной активности. Глубокий минимум 2009 г. проявляется и в равноденствие, и в солнцестояние. Все низкоширотные коронарные дыры исчезли, что привело к наиболее низкой когда-либо наблюдаемой скорости. Похожее уменьшение скорости СВ происходило и 100 лет назад в самом начале столетнего солнечного гранд-максимума.

Таблица 5.3 – Коэффициенты регрессии и корреляции

	Равноденствие	Солнцестояние
a , км/с/нТл	1.11	1.58
b , км/с	369	359
cc	0.74	0.80

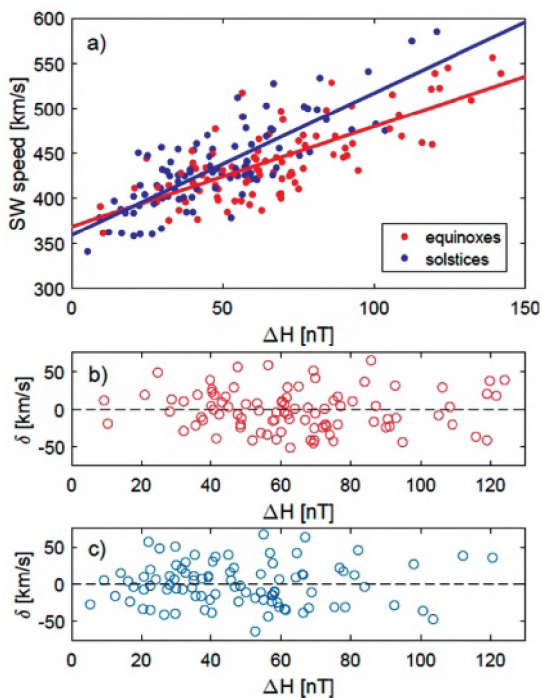


Рисунок 5.16 - (а) Корреляция между ΔH и скоростью СВ для солнцестояния (зима, лето) и равноденствия (осень, весна) в 1964-2014 гг., (в – с) отклонение точек от линии регрессии

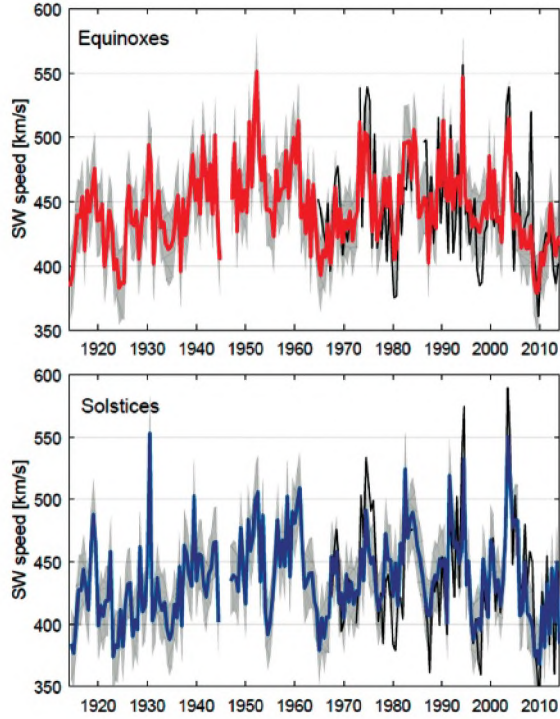


Рисунок 5.17 – Реконструированные и измеренные (черные линии) значения скорости СВ для равноденствий (красная линия) и солнцестояний (синяя линия). Серым показано стандартное отклонение

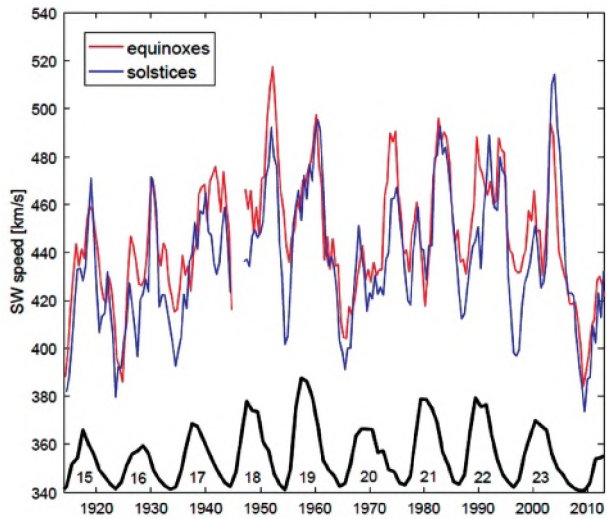


Рисунок 5.18 – Сглаженные значения скорости СВ для равноденствия и солнцестояния (красная и синяя линии), число солнечных пятен и номера циклов (внизу)

5.4 Геомагнитная активность, высокоскоростные потоки солнечного ветра и эволюция магнитного поля Солнца

Анализ наземных измерений геомагнитной активности в высоких широтах позволил реконструировать скорость СВ с большой достоверностью выделить экстремальные высокоскоростные потоки солнечного ветра. Потоки происходили в каждом из последних восьми солнечных циклов. В течение пяти из этих восьми циклов (циклы 16, 19, 20, 22, 23) один год явно выделяется как год с максимальными значениями ВСП СВ. В течение двух ставшихся циклов (циклы 17 и 21), активность ВСП была распределена в течение нескольких лет подряд и всегда оставалась ниже типичного уровня однолетних максимумов. Эти результаты могут быть объяснены с точки зрения типичного процесса расширения корональной дыры. Такое расширение затухает полностью во время семи-восьми оборотов Солнца (Mursula and Zieger, 1996), в течение которых амплитуда постепенно уменьшается. Эффективное время существования ВСП составляет около пяти оборотов. Наиболее устойчивые ВСП произошли в начале 1950-х, в фазе снижения уровня цикла 18. Высокая активность ВСП продолжалась три года подряд, причем самая высокая активность обнаружена в 1952 году. Учитывая статистику возникновения ВСП во время других циклов гранд-максимума, этот период (фаза спада цикла 18) является исключительным периодом. Согласно теории солнечного динамо, напряженность полярного магнитного поля Солнца во время минимума 11-летнего цикла солнечных пятен определяют уровень активности во время следующего солнечного максимума (Charbonneau, 2005). Однако, этот основной принцип солнечного магнетизма оставался экспериментально неподтвержденным даже для гранд-максимума, когда наблюдалась самая высокая в истории активность измеренной солнечных пятен, ввиду невозможности проводить прямые наблюдения солнечных полярных магнитных полей. То же самое появление и усиление нового магнитного потока на средних широтах Солнца, что приводит к расширению полярной корональной дыры, также увеличивает скорость изменения полярности через меридиональное движение. Таким образом, чем чаще и сильнее активации ВСП в фазу спада, чем они продолжительнее, тем сильнее становится солнечное полярное магнитное поле. Действительно, существует связь между среднегодовой частотой появления ВСП на орбите Земли в фазе спада солнечного цикла и интенсивностью солнечных полярных полей в течение последующего минимума. Вывод о том, что активность ВСП на спаде цикла 18 предпологает, что наиболее высокому циклу 19 действительно предшествовали исключительно сильные полярные поля во время предыдущего минимума. Результаты анализа геомагнитной активности, измеренной на наземных высокоширотных магнитных обсерваториях, указывают на то, что теория солнечного магнитного динамо адекватно описывает пиковый период 100-летнего солнечного цикла.

Реконструкции среднегодовых значений выявили два года, когда скорость СВ была наибольшей – 1952 и 2003 г. Это означает, что самому высокому за столетний период циклу 19 предшествовал цикл, на спаде которого были экстремальные ВСП. Скорость СВ является индикатором величины полоидаль-

ного магнитного поля Солнца, прямые измерения которого начались только в середине 60-х годов уже на спаде долгопериодного солнечного цикла. Тот факт, что удалось выделить ВСП в 1952 г., является экспериментальным подтверждением современной теории солнечного динамо, в рамках которой цикличность солнечной активности интерпретируется как последовательное преобразование полоидальной и тороидальной конфигурации магнитного поля Солнца. Изменение тороидального поля происходит в фазе с изменением числа солнечных пятен, и его эволюцию можно проследить на большом интервале времени. Полоидальное поле изменяется приблизительно в противофазе с тороидальным полем и его интенсивность характеризуется ВСП СВ, исходящие из коронарных дыр. Полученные нами результаты впервые дают экспериментальное подтверждение современной теории солнечного динамо для циклов 18 и 19.

Сезонные и среднесесячные реконструкции скорости СВ также являются показателем эволюции корональных дыр в период столетнего солнечного гранд-максимума. Они дают информацию о долгопериодных изменениях таких структур солнечного крупномасштабного магнитного поля как корональные дыры и отражают различия между периодами, когда преобладают либо низкоширотные изолированные дыры, либо расширенные полярные дыры. Реконструкции показывают, что скорость СВ в период равноденствий достигала наибольших значений в 1952 году во время фазы спада солнечного цикла 18, когда корональные дыры существовали на протяжении длительного времени. В сезоны солнцестояния скорости СВ имели свой столетний максимум во время фазы спада солнечного цикла 23, когда развивались в основном большие низкоширотные корональные дыры. Особенности сезонного распределения скоростей СВ, подобные циклу 23, ранее не проявлялись, хотя период пониженного уровня солнечной активности уже был в начале XX века. Поэтому возникновение исключительно долгоживущих изолированных низкоширотных корональных дыр в цикле 23 не связано с числом солнечных пятен, но свидетельствует об особых процессах на Солнце при завершении современного гранд-максимума.

Понимание Солнца и солнечной активности, которые влияют на окружающую среду Земли, значительно продвинулось за последние десятилетия во многом благодаря все более изощренным космическим миссиям, которые предоставляют данные с высоким разрешением. Так, следующим космическим аппаратом, который обеспечит солнечные наблюдения на высоких гелиоширотах, будет миссия Европейского космического агентства Solar Orbiter, которая должна быть запущена в 2020 году и которая через 7 лет после запуска должна достигнуть гелиоширот 25° и даже 34° . Однако, наземные системы наблюдений вариаций геомагнитного поля не перестают играть важную роль в изучении Солнца. В первую очередь это обусловлено наличием многолетних рядов непрерывных наблюдений в различных географических точках Земли. Результаты, приведенные в данной главе, наглядно демонстрируют, как изменение геомагнитного поля может давать информацию о наиболее фундаментальном солнечном процессе – динамо-механизме, который генерирует солнечное магнитное поле и контролирует основные параметры солнечной активности.

6 ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

6.1 Космическая погода и геомагнитная активность

Космическая погода – термин, введенный сравнительно недавно, описывает изменение солнечной активности и процессов в магнитосфере, ионосфере, атмосфере Земли и на земной поверхности, которые связаны с солнечной активностью. Космическая погода влияет на производительность и надежность различных космических и наземных технологических систем, а также может поставить под угрозу здоровье и безопасность человека. На рис. 6.1 представлены основные технологические системы, зависящие от условий космической погоды.



Рисунок 6.1 – Технологические системы, зависящие от состояния космической погоды

Солнце излучает энергию постоянно, но на фоне стационарного потока происходит большое количество спорадических флуктуаций, таких как вспышки электромагнитного излучения в различных диапазонах частот (от радиоволн до рентгеновского излучения) и энергичных заряженных частиц при коронарных выбросах массы и плазменных потоков. Частицы представляют собой солнечный ветер, который несет с собой часть магнитного поля Солнца. Электромагнитное излучение распространяется со скоростью света, и ему нужно около 10 минут, чтобы дойти от Солнца к Земле, в то время как заряженные частицы перемещаются более медленно, и их путь до Земли занимает от нескольких часов до дней. Излучения и частицы взаимодействуют с магнитным полем Земли,

в результате в различных областях околоземного пространства увеличивается концентрация частиц высоких энергий, опасных для космических аппаратов, а в ионосфере Земли развиваются мощные электрические токи, вызывающие геомагнитные возмущения на поверхности Земли.

Аномалии солнечной активности, приводящие к возмущениям космической погоды, включают в себя корональные выбросы массы (СМЕ), высокоскоростные потоки солнечного ветра (SIR), солнечные протонные события (Solar proton events, SPE). К экстремальным событиям солнечной активности относятся выбросы со скоростью потоков, превышающей 800 км/с, с резкими границами повышенной плотности солнечной плазмы, направленным к югу межпланетным магнитным полем солнечного происхождения. Чтобы быть геоэффективными, эти выбросы должны образовываться на стороне диска Солнца, повернутой к Земле. Такие события солнечной активности являются причиной развития наиболее мощных магнитных бурь, к которым относятся бури августа 1859 г. (самая мощная из когда-либо наблюдавшихся), августа 1972 г., октября 1989 г., октября 2003 г. Наибольший поток солнечной радиации был зафиксирован в атмосфере Земли в 1956 г., а на спутниках – в 1972, 1989 и 2003 гг.

Для наблюдения, мониторинга, краткосрочного и заблаговременного прогноза космической погоды применяются различные методы и системы. Разрабатываются также способы адаптации к ее изменениям и предотвращения негативных последствий. Мониторинг космической погоды включает в себя наблюдения за Солнцем с помощью спутников и телескопов, геомагнитные наблюдения, зондирование ионосферы, спутниковые измерения радиационных потоков в магнитосфере. Параметрами космической погоды являются состояние геомагнитного поля в различных точках земного шара, параметры неоднородности ионосферы, радиационное состояние атмосферы и магнитосферы на расстоянии от ~200 км от поверхности Земли до нескольких земных радиусов. Типичный обзор космической погоды включает в себя интегральное солнечное излучение, число солнечных пятен и число групп пятен, интенсивность и продолжительность вспышек, характеристики коронарных дыр, суммарную вспышечную активность, поток рентгеновского излучения, параметры солнечного ветра и ММП, геомагнитную обстановку, состояние ионосферы в баллах или других терминах (например, электронная концентрация или полное электронное содержание), потоки солнечных космических лучей и энергичных частиц (радиационная обстановка в околоземном космическом пространстве). Для долгоживущих коронарных дыр прогноз космической погоды может быть сделан вперед на один оборот Солнца (~27 дней).

Геомагнитные наблюдения являются наиболее доступным и, в то же время, информативным способом слежения за состоянием космической погоды. В системе Солнце–Земля, в среде, заполненной плазмой с различными характеристиками, электродинамические процессы развиваются в соответствии с определенными физическими закономерностями, и магнитные возмущения являются их точным индикатором. Интенсивность магнитной бури зависит в первую очередь от мощности СМЕ, параметров солнечной плазмы внутри достигшего земной орбиты межпланетного облака и ориентации ММП внутри него. На Земле интенсивность бури традиционно градуируется с помощью балльной системы К-индекса геомагнитной активности,

изменяющегося от 0 до 9 ($K = 0-3$ соответствует спокойным условиям, $K = 4-7$ – средней буре, $K = 7-9$ – сильной буре). Таким образом, экстремальные геомагнитные возмущения являются точным индикатором экстремальных условий космической погоды.

6.2 Ориентация и навигация по геомагнитному полю

Несмотря на создание более современных методов навигации и ориентации, магнитное поле по-прежнему остается одним из важных источников информации для навигации и ориентации. Важной особенностью магнитного способа является его способность мгновенно определять ориентацию объекта относительно магнитного меридиана. Системы ГЛОНАСС и GPS сами по себе позволяют определить только направление движения объекта, позиционирование, но не осуществит. е.о ориентацию, поэтому магнитная навигация является необходимым резервным, а иногда и единственно возможным методом ориентирования объекта.

6.2.1 Магнитный компас

Первые упоминания о магнитном компасе были найдены в китайских летописях, относящихся к эпохе примерно 2000 лет назад. В XIII-XVI веках явление изменчивости магнитного склонения, задокументированное в бортовых журналах мореплавателей, стало основой морской навигации, и с XVI века магнитный компас стал широко использоваться в европейском мореплавании. О внимании к систематизации магнитометрической информации свидетельствует издание в 1620 г. карты магнитного склонения в Средиземноморье. Ее составил миланец Христофоро Борри, обобщивший многочисленные и многолетние наблюдения в этом регионе. Огромную работу проделал немецкий естествоиспытатель Атанасиус Кирхер – автор первого Мирового магнитного каталога, включавшего в себя свыше 500 определений склонения на море, в том числе, данные экспедиций, снаряженных в 1594–1598 гг. герцогом Маврикием Оранским и измерения адмирала де Белье, выполненные в 20-е годы XVII века в плаваниях из Европы в Ост-Индию. К концу 19 века МПЗ было хорошо изучено, разработаны точные приборы на основе магнитных стрелок, изобретены методы учета и компенсации намагниченности кораблей. Сейчас, несмотря на появление более современных спутниковых методов навигации, МПЗ по-прежнему остается одним из основных, надежных и естественных геофизических полей для навигации и ориентации (Barber and Aarot, 1988).

Важной особенностью магнитного способа навигации является его способность мгновенно определять ориентацию объекта относительно магнитного меридиана. Магнитная bussоль и компас еще долго будут оставаться необходимым элементом специальной техники. Классический компас на основе магнитной стрелки обеспечивает точность ориентации около 1° . Появление новых типов датчиков для измерения магнитного поля – вначале феррозондовых, затем магниторезистивных (сейчас ведутся работы над датчиком на основе яв-

ления гигантского магнитного импеданса) позволило создать малогабаритные электронные компасы. Это дает возможность существенно повысить точность определения ориентации объекта относительно магнитного поля (сейчас точность достигает $\sim 0,2^\circ$, а в перспективе – $0,01^\circ$) и легко интегрировать компас в системы управления. На рис. 6.2 в качестве примера показан модуль цифрового компаса OS5000 фирмы OceanServer, обеспечивающий точность $0,5^\circ$ при наклонах до 30° , потребляемая мощность около 0,1 Вт, вес 2 г.

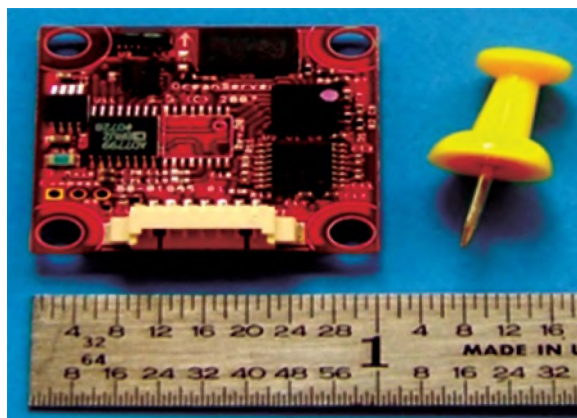


Рисунок 6.2 – Современный малогабаритный модуль цифрового компаса

Магнитная навигация на разных уровнях: наземная, подземная, морская (включая подводную), воздушная и спутниковая являются единственной альтернативой спутниковым навигационным системам GPS-ГЛОНАСС во время глобальных чрезвычайных ситуаций и военных действий, когда эти системы могут стать неточными или недоступными. Спутниковые системы не работают под землей, под водой, в густом лесу, в горах, плохо работают в городах с высокими зданиями и узкими улицами. Для получения ориентации объекта относительно географического меридиана необходимо знать значение склонения (угол между магнитным и географическим меридианом) в данной точке. Это значение берется из карт магнитного склонения и обязательно приводится на всех современных мелкомасштабных картах. Компас и данные о склонении обязательно используются в авиации, в частности, являются необходимым элементом системы автоматической посадки беспилотных самолетов, в геологии, при поиске углеводородов и при бурении наклонных скважин. С появлением новых приборов точность ориентации начинает определяться, главным образом, точностью нашего знания величины магнитного склонения.

6.2.2 Системы навигации и обнаружения, использующие измерения МПЗ

С теоретической точки зрения все принципы измерения положения объекта сводятся к выбору модели измерения. Модель может требовать пе-

редачи и приёма специфических сигналов, параметры которых зависят от расстояния между передатчиком и маяком. В таких случаях обычно измеряются мощность принимаемого сигнала, угол или время его прихода (Pasku et al., 2017). Другой вариант модели измерений предполагает так называемый «метод отпечатка» (fingerprinting) (Zhang and Zhao, 2008). Этот подход подразумевает измерение зависимых от местоположения объекта свойств в известных локациях. На этапе развертывания системы создается база данных, после чего на этапе эксплуатации системы проверяется, насколько измеряемые мобильной системой свойства соответствуют тем, которые содержатся в базе данных. Работа систем позиционирования, использующих «метод отпечатка», на этапе эксплуатации сводится либо к технологии соотнесения измерений МПЗ бортовым магнитометром с эталонной картой (эталонным набором данных в бортовой ЭВМ), либо технология фильтра Калмана. Для обеих технологий необходимыми являются точная модель МПЗ или эталонная карта и точные геомагнитные измерения магнитометра, смонтированного на транспортном средстве.

В первом случае производится соотнесение между опорным геомагнитным полем или эталонной картой и геомагнитным измерением с целью поиска точки, где значение корреляции достигает максимума или сумма разности квадратов достигает минимума. В научно-технической литературе навигационные системы, работа которых основана на принципе сопоставления измеренных полей с эталонными и при этом производится поиск экстремума (минимума или максимума) функционала типа корреляционных функций, получили название корреляционно-экстремальных навигационных систем (КЭНС) (Белоглазов и др., 1985).

Другая технология основана на применении фильтра Калмана. Он представляет собой набор математических уравнений, на базе которых строится эффективный (рекурсивный) метод для оценки состояния процесса таким образом, чтобы минимизировать среднее значение квадратичной ошибки. Динамическое состояние транспортного средства определяется линейным или нелинейным стохастическим разностным уравнением следующим образом:

$$\begin{aligned} X_{k+1} &= F(X_k, v_k); \\ Z_k &= H(X_k, n_k) \end{aligned} \tag{7.1}$$

В уравнениях (7.1) X_k — вектор состояния, содержащий информацию о положении и ориентации транспортного средства, Z_k представляет собой разность между геомагнитным полем эталонной карты и геомагнитным измерением, v_k и n_k — соответственно, ошибки модели и шумы измерений.

Точность и скорость сходимости метода зависят от ошибок геомагнитной модели и измерения магнитометра. Метод, основанный на фильтрах Калмана, может предоставлять в реальном времени такие навигационные данные, как положение и ориентация автомобиля, и легко интегрируется в единую систему с инерциальными навигационными системами (ИНС).

Глобальные системы позиционирования, такие, как ГНСС, используют триангуляцию и время прибытия сигнала. Из-за высокой частоты (1,1-1,5 ГГц) сигналы ГНСС испытывают задержку или сильное ослабление при распространении через некоторые среды, в частности, через ионосферу, что приводит к ошибкам в позиционировании, которые могут достигать десятков метров. В связи с этим возникает необходимость развития локальных систем позиционирования, которые включают в себя системы навигации по радиоволнам, ультразвуку, ИНС, оптические системы и системы навигации по магнитным полям. В целом сравнение перечисленных локальных систем позиционирования по таким пунктам, как точность, стоимость, энергопотребление, рабочий диапазон, сложность и ограничения, показывает, что нет такой технологии, которая имела бы весь набор преимуществ перед остальными решениями. Следовательно, оптимальный выбор зависит от конкретных областей применения. Кроме того, можно комбинировать различные методы для большей эффективности.

Системы позиционирования по магнитным полям можно разделить на три основные группы в зависимости от источника поля:

1. Системы, использующие естественные магнитные поля – сами величины элементов МПЗ или его локальные аномалии (Li et al., 2012, Saxena and Zawodnjok, 2014);
2. Системы, использующие искусственные постоянные магнитные поля;
3. Системы, использующие генерируемые переменные магнитные поля.

Также выделяют четвёртую группу – коммерческие системы, ориентированные на конкретные задачи. На рис. 6.3 приводится сравнительное соотношение зоны действия и точности привязки для указанных групп систем позиционирования. Самая большая дальность действия – у систем, использующих естественное поле и/или его локальные аномалии, тогда как наилучшая точность, как правило, предоставляется коммерческими системами, ориентированными на конкретные задачи. Системы, основанные на применении искусственных постоянных и переменных магнитных полей, представляют собой широкий выбор соотношения точности и дальности действия.

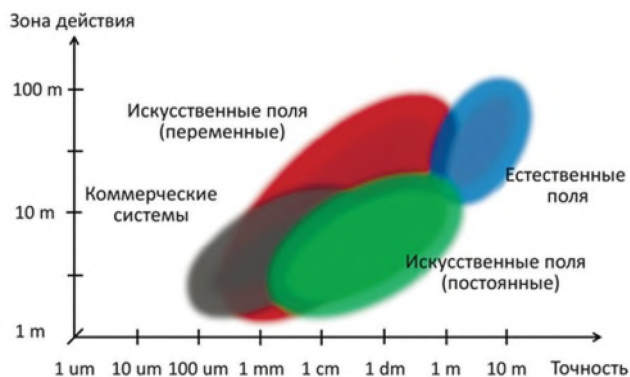


Рисунок 6.3 – Сравнение эффектов систем позиционирования по магнитным полям по их точности и зоне действия

Навигационные системы, использующие элементы полного МПЗ.

При создании навигационных систем, использующих непосредственно МПЗ в своей работе, применяют «метод отпечатка». Данные системы обеспечивают широкую зону покрытия и большую дальность. Для развёртывания такой системы производят картирование характеристик МПЗ (площадная магнитная съёмка) – как правило, измеряют локальные аномалии и искусственные возмущения, выстраивая сеть пунктов с известными значениями. После съёмки и обработки данных МПЗ для каждого пункта сети генерируется запись в базе данных. В режиме работы также происходят измерения МПЗ мобильным устройством (например, бортовым магнитометром), которые сравниваются с базой данных, на основании чего производится позиционирование. Существенными трудностями в реализации данных систем являются первоначальное картирование больших объёмов значений МПЗ и их последующая обработка. Кроме того, точность позиционирования связана напрямую с детальностью сети (а значит, с пространственным разрешением съёмки на этапе развёртывания).

В качестве примера можно привести применение измерений МПЗ в качестве вспомогательного средства в пешеходной навигационной системы (ПНС) (Afzal et al., 2011). Большинство портативных систем, таких, как смартфоны, оснащены недорогими датчиками, что делает их полезными в качестве ПНС. В измерениях этих датчиков присутствуют погрешности, которые можно разделить на связанные с положением/перемещением и связанные с ориентацией. Большая часть исследований проводится для устранения и уменьшения ошибок смещения.

Одним из примеров систем для позиционирования в помещениях является IndoorAtlas (IndoorAtlas, 2019). Эта система, использующая приложение для смартфонов, позволяет перемещаться в помещении с точностью позиционирования в диапазоне от 2 до 10 см с использованием предварительно подготовленных карт магнитного поля и его возмущений. Позиция пользователя на карте, полученная из системы, определяется расчетами с использованием данных, полученных от магнитометра и компаса в смартфоне. Из подобных разработок также можно отметить систему Fastrak, дающую субмиллиметровую точность позиционирования, и ряд аналогичных разработок для позиционирования в помещениях.

Возможно комбинирование использования МПЗ (даже в возмущенном состоянии) для оценки погрешности положения и скорости гироскопа в условиях пешеходной навигации, в местах вне зон действия ГНСС. Поскольку данные МПЗ сильно искажаются в среде применения ПНС, разработана новая методика оценки квазистатического магнитного поля (КСМП) и метода оценки угловой скорости для эффективного использования магнитных измерений в сильно возмущенных средах. Затем схема КСМП используется для генерирования желаемых измерений для предлагаемого устройства оценки ориентации на основе фильтра Калмана. Данная методика оценки обеспечивает высокий уровень производительности, уменьшая погрешности позиционирования на 80% на расстояние более 1 км. Тем не менее, описанной схемы навигационной системы недостаточно для наблюдения за ошибками абсолютного положения. Ошибки положения достигли 16 м для

пройденной траектории более 1 км. В остальном разработанный алгоритм является самодостаточным и предполагает работу даже в условиях полного отсутствия ГНСС. Однако для повышения эффективности позиционирования возможны работы по интеграции двух подходов.

Чтобы свести к минимуму погрешности ориентации, необходимы оценка и учёт смещений гироскопов. Для этого может быть применена методика, которая направлена на эффективное использование измерений магнитного поля для оценки смещений гироскопов и микроэлектромеханических сенсоров (МЭМС) (Diaz et al., 2017). Эти инерциальные датчики встроены практически в каждый смартфон. С одной стороны, они отличаются дешевой, а с другой – шумовые характеристики МЭМС вызывают постоянно растущие ошибки при обработке их измерений, что может быть критическим в задачах координатного обеспечения и навигации в закрытых помещениях, например, при работе спасательных служб и т. д.

Для построения магнитных карт систем позиционирования в помещениях могут использоваться также аномалии внешнего магнитного поля, создаваемые магнитными неоднородностями окружающей среды. В частности, использовались различные мобильные телефоны с магнитометрами, и была получена точность позиционирования, достаточная для размеров помещения. Также существуют примеры использования возмущений МПЗ, вызванных конструкционными стальными элементами в зданиях, для измерения местоположения пользователей (Chung et al., 2011). Измеряются и анализируются эффекты искусственных объектов в магнитном поле на фоне некоторого распределения естественных магнитных аномалий. Магнитные поля в системе измерялись с помощью установки электронных компасов, и измерения сравнивались с заранее построенной магнитной картой (базой данных), которая построена по сети 0,6 м. Полученная эффективность подхода при испытаниях на нескольких этажах двух разных зданий характеризуется ошибкой позиционирования 2-6 м в зависимости от обстановки. При введении начальных в алгоритм поиска улучшение точности позиционирования позволяло координатную привязку в пределах единицы в 88% от всего времени измерений.

Ещё одна система внутреннего позиционирования, основанная на измерениях окружающего магнитного поля с использованием смартфонов – MaLoc (локализация в помещениях на базе магнитного отпечатка). Система MaLoc (Xie et al., 2015) состоит из клиентского приложения для смартфона и сервера. Клиент осуществляет сбор данных магнитного и инерционного датчика и выполняет подсчет шагов, изменение направления между двумя шагами и доступность значений МПЗ на каждом шаге. Предварительно обработанные данные отправляются на сервер, который выполняет вычисления и отправляет скорректированные местоположения каждому пользователю. MaLoc не накладывает никаких ограничений на ориентацию смартфона в пространстве и, благодаря гибридной модели измерения МПЗ, требует предварительной калибровки. Система демонстрирует точность в среднем 1-2 м внутри больших зданий.

В технологиях геомагнитной навигации для задач позиционирования могут использоваться региональные модели МПЗ. Поскольку глобальные геомагнитные модели в основном не обладают достаточной разрешающей

способностью для позиционирования по данным МПЗ, были исследованы высокоточные геомагнитные модели регионального охвата. Существует пять различных групп основных моделей по методу построения: полиномиальные модели, модели, построенные по криволинейным сплайновым поверхностям, сферические гармонические модели, прямоугольные гармонические модели и сферически-сегментные гармонические модели. Полиномиальные модели, несмотря на простоту расчёта, имеют недостаточную детальность ввиду того, что моделирование основано на подборе на изогнутой поверхности. Детальная информация о распределении МПЗ может быть выражена сплайновой моделью, основанной на интерполяции данных. Обе эти модели могут отображать только двумерную информацию, привязанную только к двум координатам на какой-либо одной фиксированной высоте, что не соответствует теории магнитного потенциала, в отличие от сферических, прямоугольных и сферически-сегментных гармонических моделей. Модели, основанные на гармонических разложениях, несмотря на относительную сложность их расчётов, являются в значительной степени адаптивными по отношению к навигационной технике на основе геомагнитного поля в околоземном пространстве.

Для целей навигации по магнитным полям могут использоваться не только значения модуля МПЗ, но и значения его компонент. Разработана методика преобразования модульных карт МПЗ в векторные карты и создана эталонная картографическая база наблюдений МПЗ для системы МагКЭНС (Копытенко и Петрова, 2016; Копытенко и др., 2017). В отличие от модульных карт, где каждая точка пространства характеризуется одним параметром – модулем вектора магнитной индукции, в векторных картах каждая точка пространства характеризуется главной, региональной и аномальной составляющими. Главная и региональная составляющие описываются аналитически: главная – рядом Гаусса, региональная – набором фиктивных диполей. Аномальная составляющая представлена в виде четырех параметров – северной, восточной, вертикальной компонент и модуля аномальной части поля. На основе компонентной модели предложены решения ряда задач глубинного строения Земли, геотектоники, океанографии Северного Ледовитого и Тихого океанов; геологии горючих полезных ископаемых на акватории Северного моря и геотермии на территории Западной Европы. Кроме того, полученная модель предоставит картографическую основу морской и воздушной магнитной навигации: на её базе может быть построено следующее поколение магнитных карт Мирового океана и околоземного пространства для целей магнитной навигации и изучения глубинного строения литосферы Земли.

Еще один подход к реализации навигационной системы наземного транспортного средства по локальным изменениям МПЗ основан на применении трехкомпонентных магнитометров – вариометров в сочетании с картой магнитного поля. Данные вариометров использовались в качестве единственного источника информации для навигации, а не как вспомогательного. Вариометр измеряет изменения магнитного поля Земли, а затем сравнивает эту информацию с картой магнитного поля (включая локальные вариации), полученной в предыдущий день и время. Карта магнитного поля содержит локальные изменения в магнитном поле, привязанные к определенному положению, что

позволяет использовать навигацию на основе измерений текущего магнитометра. Бортовой вариометр ориентирован по оси корпуса транспортного средства. Для уменьшения искажений, вызванных транспортным средством, определяются параметры калибровки. При доступности данных ГНСС генерируются карты магнитного поля, получающиеся путем присвоения координат бортовым измерениям МПЗ. Когда опция GPS/ГЛОНАСС недоступна, координаты транспортного средства оцениваются с использованием трехмерных измерений магнитометра и карты магнитного поля. Таким образом, здесь также присутствует традиционно сложившаяся схема – этап картирования и этап навигации. На этапе картирования данные МПЗ от бортового магнитометра при построении карты пересчитываются на сетку с равным пространственным шагом между значениями. Рассматриваются два разных подхода к позиционированию: один основан на методах правдоподобия, в которых по измерениям магнитометра определяется положение в соответствии с эталонной картой магнитного поля, а второй – с использованием фильтра, который непосредственно вычисляет позицию транспортного средства по измерениям магнитометра. Методология аналогична подходам, применяемым в КЭНС, поскольку оперирует максимизацией и пороговыми значениями.

Таким образом, навигация осуществляется с использованием способов сравнения бортовых измерений с эталонной картой магнитного поля и дает возможность оценивать положение, используя только магнитометр и эталонную информацию. Например, многочастичный фильтр MagNavigate был разработан специально для дорожной навигации и использует либо коррекцию положения транспортного средства, либо коррекцию магнитометра напрямую. Фильтр случайным образом генерирует «частицы» (измерения) на расстоянии 50 метров от истинного положения, после чего происходит определение вероятности соотношения зарегистрированной точки с реальным местоположением объекта. Результатом является возможность навигации на различных дорогах, подходящая для пригородных условий. Применение технологии многочастичного фильтра показало несколько лучшие результаты позиционирования, чем коррекция положения с использованием функций правдоподобия, однако оба подхода являются эффективными.

Возможно определение положения объекта с использованием ранее построенного пути, полученного по данным с бортового магнитометра в точках с известными положениями, расположенных на постоянном расстоянии. Неоспоримым преимуществом здесь является исключение скорости в качестве фактора при определении точности навигации. Точность позиционирования зависит от метода, используемого для определения вероятности местоположения, от типа транспортного средства, от характера местности и точности самих магнитных измерений. Для навигации в городских районах с застройкой небольшой плотности среднеквадратическая погрешность находится в диапазоне от 0 до 50 м и не превышает 20 м для 70% измерений, тогда как максимальная ошибка составляет 50 м.

Для решения задач координатного обеспечения предлагается идея использования магнитометров для поддержки ГНСС, а также для создания системы посадки летательного аппарата по изменениям МПЗ (Ogórek et al., 2015). Основные предпосылки разработки такой системы заключаются в следующем.

Несмотря на то, что более короткие расстояния между глассадой летательного аппарата и любыми зданиями означают возрастание магнитных возмущений и, соответственно, погрешностей позиционирования. Однако при использовании подобной системы для наземного сообщения в аэропорту и сопровождения самолёта перед посадкой эти ошибки будут значительно ниже из-за относительной удалённости высотных зданий и других возмущающих объектов от глассады. Актуальность задачи также возрастает ввиду дороговизны эксплуатации систем радионавигации, используемых для сопровождения самолётов при взлёте и посадке. Основной вопрос, связанный с созданием такой системы – это картирование магнитного на территории аэропорта и около 4 километров вдоль глассады. Принимая во внимание ширину взлетно-посадочной полосы и ширину начальной части глассады и предполагая, что длина ВПП составляет 2 км, требуется сбор магнитных данных из области 0,64 км². Следует отметить, что наземная магнитометрия даёт распределение МПЗ только вблизи поверхности земли. Чтобы получить трехмерную модель магнитного поля, необходимо выполнить измерения также на определенной высоте над поверхностью. Для выполнения первоначального картографирования можно использовать беспилотные летательные аппараты с измерительным оборудованием, и данные должны собираться с 6 разных уровней высоты для получения информации о пространственном распределении МПЗ в воздушном пространстве над определенной областью при разных условиях.

Стоит отметить, что экспериментальный образец аналогичной системы разрабатывался ещё в 1980-х в Раменском приборостроительном конструкторском бюро. В ВВИА им. Н.Е. Жуковского, где для возможностей аэродромной навигации, взлета и посадки по данным об аномалиях МПЗ была проведена магнитная съёмка на аэродроме на взлетных и рулежных дорожках с шагом 2 м, проведены летные испытания, подтвердившие принципиальную работоспособность системы (Джанджгава и др., 2011).

Навигационные системы, использующие вторые производные магнитного потенциала. Развитие магнитной градиентометрии позволило выйти на новый уровень детальности в различных технических задачах. Важной особенностью МПЗ является его вариационная изменчивость. Естественные вариации магнитного поля существенно ограничивают возможность использования его моделей в качестве априорной информации КЭНС. Однако применение синхронных магнитоградиентных измерений позволяет существенно снизить влияние вариаций. Градиент МПЗ подвержен вариационной изменчивости в существенно меньшей степени, и точность измерений параметров градиента МПЗ оказывается достаточной для постановки задачи навигации (Волковицкий и др., 2016). Использование градиента магнитного поля имеет ряд преимуществ. Во-первых, аномалии градиента обусловлены, главным образом, локальными особенностями среды. Как следствие, они в меньшей степени подвержены глобальным изменениям МПЗ. Во-вторых, измерение градиента на относительно короткой базе позволяет пренебречь вариациями магнитного поля, чего нельзя сделать для измерений самого поля. В-третьих, аномальное поле градиента имеет меньший радиус корреляции, поскольку влияние оказывают в первую очередь приповерхностные объекты, которые дают более контрастные аномалии.

В работе (Каршаков, 2011) приведены результаты анализа информативности параметров магнитного градиента для решения навигационных задач корреляционно-экстремальными методами, даются алгоритмы решения задачи навигации, приводятся варианты комплексирования магнитоградиентных измерений и измерений ИНС. Для анализа устойчивости и информативности параметров магнитного поля во времени использовались результаты аэрогеофизических исследований одного и того же участка в 1998 и в 2010 гг. Размер участка был примерно 10 на 10 км. Диапазон изменения величины индукции магнитного поля на данном участке составляет около 500 нТл, среднее значение 54700 нТл. При этом разность измерений разных лет на данном участке составила до 7 нТл. Эти изменения могут быть связаны и с вековыми изменениями МПЗ, и с низкочастотными вариациями поля, которые не удалось скорректировать при обработке данных аэромагнитной съемки. Кроме того, спектр разности существенно смещен в высокочастотную область по сравнению со спектром самих измерений. Данные обстоятельства не позволяют использовать высокочастотную составляющую модуля индукции магнитного поля для задач навигации, что существенно уменьшает точность позиционирования для КЭНС. Подходящими для навигации на рассмотренном участке являлись аномалии характерного размера свыше нескольких километров.

Как показало сравнение карты разности модуля магнитной индукции разных лет и карты модуля горизонтального градиента, в них имеются повторяющиеся структуры, которые могут быть связаны только с геологическими особенностями данного региона. Это означает, что временным изменениям подвержено не только нормальное магнитное поле, но и аномальное, которое предполагается использовать для задач навигации. Отсюда можно сделать вывод о том, что при отсутствии актуальных магнитных данных для корреляционно-экстремальных систем с применением параметров индукции или напряженности магнитного поля, а не его градиента, можно использовать только аномалии амплитудой более 10 нТл и размером порядка нескольких километров. Если же учесть отсутствие данных о магнитных вариациях, порог амплитуды аномалии может еще увеличиваться.

Радиус корреляции для поля градиента составляет десятки метров, что обеспечивает потенциально высокую точность решения навигационных задач. При этом конфигурация магнитного градиентометра позволяет решать задачу навигации в два этапа: грубый – с применением значения модуля индукции магнитного поля, и точный – с использованием параметров вектора градиента.

КЭНС удобно использовать совместно с какой-либо другой автономной навигационной системой, например, инерциальной. С одной стороны, позиционная информация ИНС может существенно сузить зону начальных условий для поиска решения КЭНС, а угловая информация позволяет привязать измеренные параметры магнитного градиента к системе координат, связанной с Землей. С другой стороны, показания магнитного градиентометра в совокупности с данными эталонных карт магнитного градиента могут быть использованы в качестве источника корректирующей информации для бортовой ИНС. Таким образом, комплексирование ИНС и КЭНС даст всей системе ряд положительных свойств.

Измерения МПЗ также используются в задачах обнаружения целей, когда требуется определить положение того или иного объекта, который является

источником магнитного поля. При удалении от источника на расстояние, существенно превосходящее его размеры, поле этого источника неотличимо от поля точечного диполя. В том случае, когда задача обнаружения решена – в сигнале выделена аномальная составляющая, обусловленная источником, можно свести задачу определения координат объекта к обратной задаче, когда по измерениям параметров магнитного поля требуется определить параметры точечного диполя (Волковицкий и др., 2010; Zou and Nehorai, 2000).

Особенности отдельных навигационных систем. Перечисленные системы и разработки касались технических задач анализа МПЗ, его отдельных элементов и производных. В зависимости от характера решаемых задач требования к системам навигации по МПЗ могут существенно различаться. К примеру, очевидно, что рассмотренные системы позиционирования в помещениях нацелены на обеспечение как можно более высокой точности привязки (выше 1 м), при этом зона их действия ограничивается сравнительно небольшой площадью помещений. Системы навигации, рассчитанные на координатное обеспечение наземных транспортных средств, кораблей и летательных аппаратов, имеют обширные зоны действия и точность привязки порядка нескольких метров.

Концепция использования магнитного поля для навигации активно развивается и находит всё новые и новые приложения. Значительный прогресс был достигнут в области создания навигационных систем, действующих только внутри помещения, используя неизменные во времени значения магнитной интенсивности. В этой хорошо изученной области появились разработки, позволяющие позиционирование с точностью до нескольких сантиметров. Большинство таких систем позиционирования доступно пользователям смартфонов, в которые встроены недорогие магнитометрические системы. В области систем навигации по геофизическим полям для привязки на открытых пространствах также наблюдается прогресс. Здесь присутствует значительное количество разработок, в которых используются данные МПЗ не только в качестве вспомогательного средства для работы ГНСС или её дополнения, но и в качестве самостоятельной системы позиционирования. Однако развитие их происходит медленнее систем позиционирования внутри помещений вследствие ряда технических проблем, которые приходится решать по мере совершенствования средств измерения и методов обработки данных. К таким проблемам относятся изменчивость МПЗ вследствие природных и техногенных возмущений разного временного масштаба (от самых длиннопериодных – вследствие вековых вариаций и эффектов размагничивания и взаимного перемагничивания горных пород до импульсных помех искусственной природы), необходимость калибровки бортовых магнитометров, возможные трудности вычислительного характера, необходимость проведения больших объёмов многоуровневого картирования МПЗ в отдельных специфических задачах и т.д.

Глобальные модели, такие как WMM и IGRF, являются чрезвычайно полезными инструментами для определения положения с помощью МПЗ. Однако для навигационных систем их разрешения бывает недостаточно, поскольку большое значение для координатной привязки имеют локальные аномалии МПЗ. Информативная для навигации аномальная составляющая, определяемая в основном неоднородностями земной коры по магнитным

свойствам горных пород, определяет относительную стабильность и помехозащищенность МПЗ.

С ростом высоты меняется характер полей – исчезают высокочастотные компоненты, уменьшается полезный сигнал, начинают преобладать низкие частоты. Практический интерес для задач, решаемых информационно-управляющими системами летательных аппаратов, представляет векторный магнитный градиентометр, поскольку он обладает наибольшей точностью измерений и может быть реализован на основе доступных квантовых датчиков. При этом он является автономной системой, поскольку не требует информации о вариациях магнитного поля. Однако, начиная с некоторой критической высотной отметки, радиус корреляции пространственных полей становится пропорционален высоте полёта. Вследствие этого применение вторых производных магнитного потенциала в задачах аэронавигации имеет ограничение на высоту полёта летательного аппарата. В других технических приложениях использование вертикального градиента повышает детальность исследований: в технических задачах могут успешно применяться измерения градиентов МПЗ от объектов поиска. Именно для малых высот полёта предпочтительнее использовать градиент МПЗ, а не само поле, что повысит детальность. Это даёт возможность точного позиционирования низколетающих БПЛА.

Таким образом, навигационные системы для задач аэронавигации требуют выполнения следующих условий:

- наличие трехмерной модели скалярных и векторных величин МПЗ на различных диапазонах высоты;
- защищённость бортового измерительного оборудования от таких погодных условий, как влажность, ветер и, прежде всего, температура окружающей среды, влияющих на магнитометры;
- возможность коррекции текущих данных в разных точках ввиду наличия естественных электромагнитных помех – бурь, молний, влияния атмосферной электромагнитной динамики и солнечного ветра. Чем большей будет степень выполнения этих условий, тем надёжнее будут системы зональной навигации для самолётов.

Для сухопутной навигации на открытых пространствах остаются в силе преимущественно второе и третье условия, а для морской навигации к условию (2) стоит добавить необходимость коррекции ориентации бортового трёхкомпонентного магнитометра в пространстве во время волнений.

На данный момент для поддержания и повышения точности навигации по магнитному полю необходимо не реже, чем раз в 10 лет, проводить глобальные магнитные съемки на высотах полетов спутников (250-500 км) на высотах полетов самолетов (0,3-8 км) и на земной поверхности и экваториях. В промежутках между съемками должны регулярно проводиться измерения абсолютных значений магнитного поля Земли и его вариаций на сети обсерваторий и мобильных пунктах векового хода (один раз в 2,5-5 лет). В работе (Малеев и др., 2006) отмечено, что ввиду подверженности МПЗ вековым изменениям, которые достигают 100–120 нТл/год, и дрейфа геомагнитных полюсов морские карты МПЗ должны обновляться каждые пять лет, что требует проведения систематических съемок этого поля на экваториях Мирового океана, которое повысит насыщенность навигационными

ориентирами. Потребуется также магнитная съёмка высокого разрешения на суше. Также для повышения точности в ключевых точках могут быть установлены наземные станции для выдачи в реальном времени поправок для корректировки данных склонения вследствие короткопериодических вариаций магнитного поля.

6.3 Геоиндуцированные электрические токи

Одной из основных проблем влияния космической погоды на техносферу являются последствия магнитных бурь для систем передачи электроэнергии. Электроэнергетические системы являются фундаментальной инфраструктурой современного общества, поэтому все, что может их нарушить, должно находиться под серьезным контролем. Этим во многом обусловлен наблюдаемый сегодня глобальный интерес к космической погоде.

Риск нарушения электроснабжения вследствие неблагоприятных условий космической погоды является следствием дополнительных электрических токов, которые возникают в линиях и сетях электропередачи, переносящих электричество на сотни километров и использующих очень высокие напряжения (от 100 до 1000 кВ). С середины XX века электрические сети стали центральным элементом в поставке электроэнергии, что позволило перейти от мелкомасштабного местного производства электроэнергии к большим электростанциям, построенным в удобных местах, например, близко к угольным месторождениям. Сегодня сети электропередачи играют не менее важную роль, обеспечивая возможность производства более дешевой электроэнергии с низким уровнем выбросов углерода, позволяя располагать крупные электростанции (тепловые, ядерные, гидро, приливные, ветровые и солнечные) в отдаленных от пользователей районах.

При быстрых изменениях внешнего МПЗ в периоды повышенной геомагнитной активности в линиях электропередачи появляются наведенные геоэлектрические поля и возбуждаются геоиндуцированные электрические токи (ГИТ).

При изменении магнитного поля во времени, как следует из закона индукции Фарадея, всегда существует связанное электрическое поле. Это геоэлектрическое поле возбуждает токи в проводящей земле. Переменные магнитные и электрические поля, измеренные на земной поверхности, имеют два источника: первичные (внешние) пространственные токи и вторичные (внутренние) индуцированные токи в земле. Используя наземные измерения магнитного поля, эти две части могут быть в принципе разделены. Несмотря на то, что такое разделение проводится редко, иногда теллурические токи вносят заметный вклад в общее поле вариаций. На практике геоэлектрическое поле редко измеряется плотными массивами в течение длительных периодов. Чаще его оценивают, исходя из измерения магнитного поля, временная и пространственная доступность которого в настоящее время довольно обширна в континентальных областях, особенно в северном полушарии. Основной трудностью в процессе моделирования является проводимость грунта, которая может сильно варьироваться в двухмерном и трехмерном приближении и, таким образом, может вызывать большие

локальные пространственные изменения электрического поля. Примером может служить любая резкая граница проводимости, такая как береговая линия с континентом и соленый высокопроводящий океан. Заряды, накопленные на границе сред с разной проводимостью, увеличивают горизонтальное электрическое поле на стороне континента. Со стороны океана более высокая поверхностная проводимость уменьшает поле. Подобные градиенты существуют и внутри континентов.

С теоретической точки зрения для полного моделирования электрического поля требуются два входных параметра: ионосферные токи как функция времени и пространства и трехмерная модель проводимости грунта. Простая, но иллюстративная модель для описания связи электрического поля с магнитным полем заключается в рассмотрении плоской волны, отражающейся от поверхности однородно проводящей земли. Тогда временная эволюция горизонтального электрического поля может быть выражена как свертка магнитного поля следующим образом (Cagniard, 1953):

$$E(t) = -\frac{1}{\sqrt{\pi\mu_0\sigma}} \int_{-\infty}^t \frac{g(u)}{\sqrt{t-u}} du, \quad (7.2)$$

где E – горизонтальное электрическое поле (на восток), $g = dB/dt$ – производная по времени магнитного поля (на север), μ_0 – магнитная проницаемость вакуума и σ – проводимость грунта.

Уравнение (7.2) выявляет некоторые общие особенности временного поведения электрического поля. Во-первых, E явным образом зависит от временной производной магнитного поля. Во-вторых, все предыдущие значения магнитного поля влияют на текущую величину электрического поля, и самые последние значения являются наиболее важными из-за весового коэффициента, пропорционального обратному квадратному корню времени. Кривая электрического поля оказывается немного более гладкой, чем dB/dt . В-третьих, эта модель показывает, что увеличение проводимости грунта уменьшает электрическое поле. Также легко показать, что для заданной частоты амплитуда электрического поля экспоненциально затухает как функция глубины в однородно проводящей земле. Отсюда следует, что электрическое поле, связанное с короткопериодными (высокочастотными) магнитными колебаниями, в основном зависит от проводимости земли вблизи поверхности. Изменения длительных периодов менее подвержены влиянию приповерхностной геологии, но больше подвержены влиянию проводящих структур, залегающих глубоко. Более реалистичная модель состоит из однородных слоев разной проводимости и толщины. Предполагая, что входящее поле является плоской волной, компонент горизонтального электрического поля связан с поперечной компонентой магнитного поля в частотной области поверхностным импедансом Z : $E(\omega) \sim Z(\omega)B(\omega)$, где ω – угловая частота. Поверхностный импеданс может быть рассчитан рекурсивно для любой модели с N слоями (Kaufman and Keller, 1981). Хотя эта формулировка номинально предполагает наличие плоского волнового поля и упрощает истинную трехмерную картину, она применялась в случаях с неоднородными полями из-за пространственно изменяющихся ионосферных токов

(Viljanen et al., 2012). Подход, который более точно учитывает трехмерные особенности, основан на тензоре импеданса из магнитотеллурических измерений (Bonner and Schultz, 2017). В таком общем случае горизонтальная составляющая геоэлектрического поля зависит от обеих ортогональных составляющих горизонтального магнитного поля. Хотя основным фактором, влияющим на величину геоэлектрического поля и ГИТ, является расположение ионосферных электроджетов, локальные аномалии проводимости могут также оказывать существенное влияние.

Современные передающие электросети всегда имеют компоненты, обеспечивающие электрическое заземление, т. е. в пространственно распределенной системе, которая пронизана металлическими конструкциями, предусматриваются регулярные электрические соединения с поверхностью Земли. Эти заземления способствуют как электрической безопасности, так и электромагнитной совместимости. Они гарантируют, что электрический потенциал открытых металлических поверхностей равен электрическому потенциалу земной поверхности, поэтому находиться вблизи них безопасно. Заземления также подавляют электромагнитные наводки и шум, создаваемые линиями электропередачи и ее инфраструктурой, чтобы они не загрязняли окружающую среду. Заземляющих соединений должно быть достаточно много, чтобы гарантировать, что их нулевой электрический потенциал отслеживает потенциал земной поверхности.

При повышенной геомагнитной активности во время магнитных бурь в линиях электропередачи с заземлениями наводятся геоэлектрические поля достаточной интенсивности, вследствие которых возникают ГИТ. Мгновенные значения этих токов могут достигать очень больших величин, что приводит к разрушению заземленных инфраструктур. Ситуация усугубляется тем, что длинные цепи электроэнергетических систем являются нелинейными, и при быстром изменении полей и токов развиваются переходные процессы, для которых характерны импульсные и резонансные явления.

Проблемы, связанные с ГИТ, были замечены в самом начале развития телекоммуникационных технологий, когда обнаружилось воздействие геомагнитной бури на электрический телеграф, телефон, коммуникации, используемые для управления железнодорожным движением и трансокеанские кабели. Проблемы с последними в наше время перестали быть актуальными в связи с переходом на оптическое волокно, которое заменило витой медный и коаксиальный кабель в качестве основного компонента наземной электросвязи, и это устранило способность космической погоды напрямую создавать помехи для сигналов связи. Но воздействия ГИТ на другие высокотехнологичные объекты стали более критичными. К ним относятся электрические сети, где первые проблемы были замечены еще в 1940-х, но полное понимание важности проблемы пришло тогда, когда большая геомагнитная буря в марте 1989 года привела к почти полному отключению электроэнергии и блэкауту в электросети канадской провинции Квебек. Другие современные системы, подверженные риску от ГИТ, включают трубопроводы и железнодорожные пути. В трубопроводах ГИТ приводят к ускоренной коррозии металла. В управлении железнодорожным движением ключевым элементом являются путевые электрические контуры, которые используются для обнаружения

присутствия поезда на определенном участке рельсового пути. Для создания контура небольшое электрическое напряжение прикладывается между двумя рельсами, а электрический ток течет через реле, которое автоматически управляет сигналами светофора. Когда поезд входит в этот участок пути, он создает короткое замыкание между рельсами, ток исчезает, реле срабатывает и сигнализирует красным цветом, чтобы предупредить других машинистов. Существует много реализаций этого базового принципа, но общей проблемой является необходимость справиться с одновременным присутствием других гораздо больших токов, в том числе ГИТ.

Так как вариации ГИТ соответствуют изменениям электрических полей, создаваемых геомагнитной активностью, ГИТ имеют большую мощность на частотах порядка мГц, что намного ниже частоты 50-60 Гц переменного тока, который течет в электрических сетях. Таким образом, ГИТ действуют как квазипостоянные токи в этих сетях, особенно в трансформаторах, которые связывают сети передачи с генераторами и с распределительными сетями. Именно трансформаторы вышли из строя во время блэкаута, вызванного магнитной бурей в марте 1989 г. (рис. 6.4). Квазипостоянные ГИТ могут приводить сеточные трансформаторы в полупериодическое насыщение, что порождает ряд проблем. Так, часть мощности, проходящей через трансформатор, начинает рассеиваться в виде тепла и вибрации, что ведет к увеличению старения трансформатора и в худших случаях к катастрофическому повреждению. Генерируются и передаются гармоники основной частоты сети, что может нарушать работу других частей системы. Увеличивается потребление трансформатором реактивной мощности (реактивная мощность – это мощность, необходимая для стабильной работы сети, например, мощность, протекающая между емкостями и индуктивностями в сети), что может привести к падению напряжения в сети и, следовательно, к отключению питания.



Рисунок 6.4 – Поврежденный вследствие наведенных во время геомагнитной бури токов трансформатор

Таким образом, воздействие геомагнитной активности на электрические сети создает два основных риска: перебои в подаче электроэнергии и повреждение сетевых систем. Операторы сети прилагают большие усилия, чтобы

минимизировать первое и предотвратить второе за счет сочетания более совершенного проектирования и использования прогнозов геомагнитной активности для корректировки работы сети. Для этого разрабатываются трансформаторы, конструкции которых менее подвержены повреждениям вследствие ГИТ, улучшается качество и заблаговременность прогноза космической погоды.

Существует несколько различных процессов, которые генерируют геомагнитные вариации, что приводит к значительным отличиям географических регионов касательно увеличения рисков от ГИТ. Наиболее важными являются ионосферные токи в авроральной зоне, которые могут вызывать быстрые магнитные вариации очень большой амплитуды. В условиях невозмущенной космической погоды авроральные электроджеты ограничены полярными регионами. Но по мере увеличения геомагнитной активности они смещаются к экватору, создавая риск ГИТ в густонаселенных районах Европы, Северная Америки, Австралии и Новой Зеландии. Особенностью авроральных электроджетов является то, что наиболее интенсивные геомагнитные вариации, создаваемые ими, связаны с суббурями и часто сосредоточены в ограниченных пространственных масштабах (порядка сотен километров) в ночное время. Таким образом, экстремальный риск для электрических сетей средних широт может быть достаточно локализован. В этом плане хорошим примером опять является мартовская буря 1989 года. Суббури над Канадой вызвали падение напряжения в гидро-Квебекской электросети, а спустя 14-18 часов последовали суббури над Западной Европой, которые привели к проблемам с двумя трансформаторами в Великобритании. На рис. 6.5 показаны геомагнитные индексы AL и AU. Индексы получены из измерений вариаций магнитного поля на двенадцати станциях, расположенных вдоль северного аврорального овала, и характеризуют интенсивность авроральных электроджетов. Верхняя кривая (AU индекс) указывает максимальное положительное отклонение любого из магнитометров в данный момент времени, а нижняя (AL индекс) – максимальное отрицательное отклонение. Они дают представление о силе восточного и западного электроджетов, соответственно. Серия резких усилений западного электроджета (уменьшение AL) указывает на серию суббурь. Вертикальная линия показывает начало магнитной бури. Отказ энергосистемы гидро-Квебек был вызван пиком первой суббури. Проблемы на Национальной энергосистеме Великобритании, были связаны с последующими суббурями, достигшими максимума около 22 часов 13 марта и 02 часов 14 марта.

В низких широтах риск ГИТ возникает в основном из-за кольцевого тока, текущего в экваториальной магнитосфере. На поверхности Земли кольцевой ток проявляется в геомагнитных вариациях, которые слабее, чем вариации от авроральных токов, но могут быть все же значительными, о чем свидетельствует повреждение большого количества трансформаторов в Южной Африке осенью 2003 года. ГИТ на дневной стороне Земли в низких широтах возникает из-за внезапных импульсов – резкого увеличения напряженности геомагнитного поля, которое возникает, когда выбросы солнечной корональной массы достигают орбиты Земли и сжимают магнитосферу. Существуют теоретические доказательства того, что эффект может быть особенно большим в регионах вокруг магнитного экватора, поскольку ионосферный ток в этих областях (экваториальный электроджет) может усиливать эффект

внезапного импульса. Это важный вопрос для будущего, поскольку страны, расположенные рядом с магнитным экватором, создают значительную электрическую инфраструктуру. Пульсации и внезапные импульсы также могут иногда приводить к большим ГИТ. Во время суббурь ионосферные токи часто имеют сложную двумерную структуру, связанную с продольными токами, что создает дополнительные проблемы для прогнозирования.

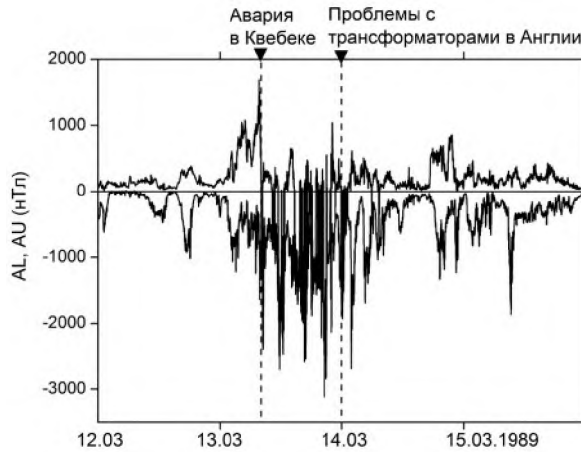


Рисунок 6.5 – Авроральная геомагнитная активность во время большой геомагнитной бури в марте 1989 г.

В целом, вычисление геоэлектрического поля и ГИТ в реальном времени по данным мониторинга вариаций магнитного поля является теоретически несложной задачей. Точность расчета, очевидно, возрастет с более точными моделями проводимости грунта, которые могут быть реализованы с увеличением вычислительной мощности. Для оперативных целей основной задачей является прогнозирование геоэлектрического поля и ГИТ. Здесь ключевым моментом является способность предсказывать ионосферные и магнитосферные токи, которые вызывают геомагнитные вариации.

6.4 Геомагнитное сопровождение наклонно-направленного бурения глубоких скважин в Арктическом регионе

Технология направленного бурения скважин развивалась на протяжении нескольких последних десятилетий, и в настоящее время является стандартной оперативной практикой в нефтегазодобывающей промышленности. Современные технологии позволяют строить скважины, которые практически горизонтально входят в нефтеносный слой и могут достигать резервуаров, расположенных за несколько километров от исходной точки бурения, в том числе под морским дном на большом удалении от берега. Однако при горизонтальном бурении в Арктическом регионе возникают проблемы, которых

нет в регионах, расположенных в более низких географических широтах. Эти проблемы во многом связаны со строением магнитного поля Земли.

Глубины типичных нефтяных и газовых скважин – от 2 до 4 км по вертикали. Обычно разведочные скважины бурятся вертикальными, а эксплуатационные (добывающие или нагнетательные) – наклонно направленными или даже горизонтальными. При заданном искривлении ствола забойные двигатели ориентируют в скважине по определенному азимуту, и бурение идет в строго заданном направлении. При этом профиль наклонно-направленных скважин добывающих скважин включают начальный вертикальный участок, что обусловлено конструкцией технологического бурового и эксплуатационного оборудования. Затем постепенно набирается зенитный угол вплоть до 90° . Современные технологии позволяют бурить скважины, которые практически горизонтально входят в нефтеносный слой. Такие скважины могут достигать резервуаров, расположенных за несколько километров от исходной точки бурения, в том числе под морским дном на значительном удалении от берега. Например, морская платформа для освоения Приразломного месторождения в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции предназначена для бурения 55 скважин, из которых 15 будут горизонтальными.

6.4.1 Контроль траектории бурения

Необходимость организации наблюдений за геомагнитным полем и корректной интерпретации результатов измерений обусловили развитие тесного сотрудничества между компаниями нефтегазового сектора и научными организациями, которые занимаются геомагнитными исследованиями. В мировой практике большой опыт таких совместных работ имеют научные подразделения Британской геологической службы (BGS), Американской геологической службы (USGS), Канадского министерства природных ресурсов (NRCan), Арктического университета Норвегии (UiT) и ряда других.

При наклонно-направленном или даже горизонтальном бурении глубоких скважин забойные двигатели ориентируют в скважине по определенному азимуту, и бурение идет в строго заданном направлении. Постепенно набирается зенитный угол вплоть до 90° , и ствол скважины становится горизонтальным. Бывает, что набирается еще больший угол, и тогда ствол называется «восстающим». Геомагнитное поле имеет большое значение в технологии наклонно-направленного и горизонтального бурения. Определение направления в пространстве под землей осуществляется с помощью непрерывных измерений элементов геомагнитного поля: магнитного склонения, наклонения и общей напряженности (полного вектора) поля. По известным значениям магнитных элементов можно однозначно определить направление на истинный северный полюс, а также оценить величину отклонения от вертикали. В скважине измерения производятся компонентным скважинным магнитометром, расположенным в немагнитной капсуле на конце буровой колонны (рис. 6.6). Магнитометрическая технология является значительно более экономичной, чем ориентация с применением гироскопов, так как магнитные инклинометры достаточно стабильны к механическим воз-

действиям и могут использоваться в качестве забойных навигационных систем. Скважинный магнитометр входит в систему телеметрического контроля, которая носит название «Измерения в процессе бурения» (Measurements While Drilling, MWD), и широко используется при проведении буровых работ и строительстве скважин во всех географических зонах.

Стабильное следование расчетному направлению бурения и коррекция отклонений, а также верификация магнитометрических данных MWD является важной задачей обеспечения заданных параметров скважины. Минимизация погрешностей, связанных с магнитным полем Земли, достигается путем применения современных моделей главного магнитного поля, моделей локальных магнитных аномалий и аэромагнитной съемки. В высоких широтах необходимо кроме этого проводить измерения вариаций поля на поверхности Земли непосредственно в районе проведения работ и фильтрацию спорадических геомагнитных возмущений, создаваемых электрическими токами, течениями в ионизированных слоях верхней атмосферы (ионосфере).

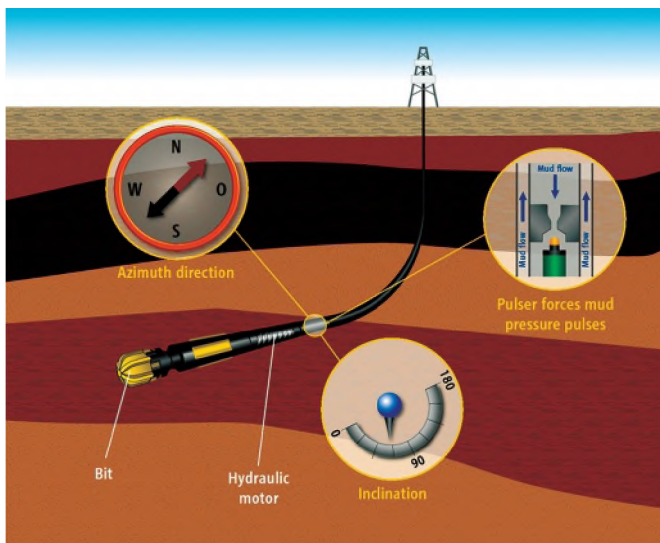


Рисунок 6.6 – Ствол наклонно-направленной скважины, буровой инструмент и измерительные приборы для контроля заданного направления по магнитному склонению и азимуту

В высоких широтах применять MWD гораздо сложнее, чем в средне- и низкоширотных областях. В Арктике в работе скважинного магнитометра появляются помехи, приводящие к ошибкам определения горизонтального направления, которые могут во много раз превышать допустимые значения. Поэтому остро стоит вопрос о точности измерения геомагнитного поля и обоснованной коррекции показаний скважинной магнитометрической телеметрии. Основной причиной возникновения помех в системе MWD в высоких широтах являются мощные геомагнитные возмущения – геомагнитные бури, связанные с солнечной активностью (Гвишиани и Лукьянова, 2015).

У полюсов, где вектор главного поля Земли ориентирован перпендикулярно земной поверхности, величина магнитной индукции составляет порядка

60000 нТл, а в районе экватора, где вектор направлен горизонтально – около 30000 нТл. Между полюсом и экватором вектор геомагнитного поля ориентирован под углом к земной поверхности, т. е. имеет и горизонтальную, и вертикальную составляющие. Так, на широте 65° в Норвежском море, величина полного вектора поля составляет примерно 52000 нТл, а азимутальная (горизонтальная) составляющая этого вектора – около 11000 нТл. На Аляске, на 70° с. ш. полный вектор равен 53000 нТл, а азимутальная составляющая – примерно 8000 нТл. Для определения значений главного магнитного поля Земли в любой заданной точке земного шара в указанное время применяются статистические модели, ассимилирующие данные наземных обсерваторских и специальных магнитных спутниковых наблюдений. Большинство нефтегазовых компаний, работающих в Европе, в частности в Северном море и других приарктических регионах, использует коммерческую модель Британской геологической службы BGGM. Эта модель обновляется ежегодно.

Во время магнитных бурь и других магнитосферных возмущений в ионизированных слоях верхней атмосферы Земли развиваются мощные, до десятков миллионов Ампер, и очень изменчивые электрические токи. Самые интенсивные токи текут в ионосфере на высоте около 120 км и локализованы в виде струй вдоль широтных кругов $65-75^\circ$ как в северном, так и в южном полушариях. У поверхности Земли эти ионосферные токи создают магнитное поле, которое направлено в основном горизонтально вдоль меридиана. Во время магнитной бури средней интенсивности в Арктике амплитуда наземных магнитных вариаций от ионосферных электрических токов достигает 1000 нТл. При экстремальных магнитных бурях могут наблюдаться отклонения азимутальной компоненты вектора геомагнитного поля в 4000 и более нТл (рис. 6.7). Получается, что в магнитовозмущенные периоды амплитуда спорадических вариаций внешнего геомагнитного поля сравнима с величиной главного магнитного поля Земли, по которому осуществляется навигация подземного скважинного инструмента.

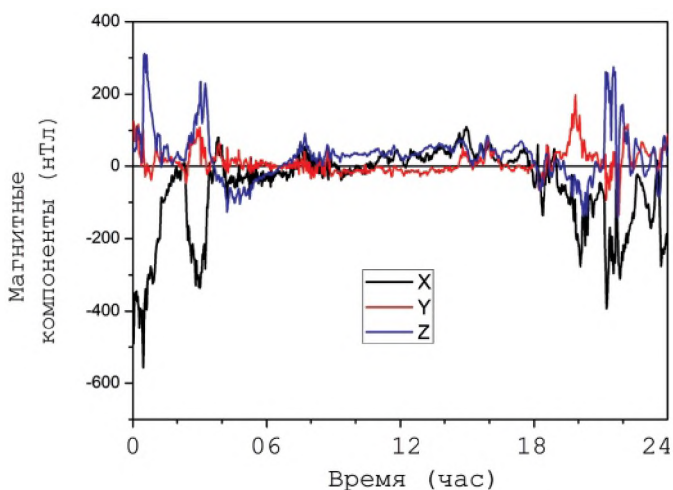


Рисунок 6.7 – Вариации компонент внешнего геомагнитного поля во время магнитной бури 30 октября 2003 г. (обсерватория Кируна, 67.8° с. ш.)

В Арктике вариации внешнего магнитного поля часто вносят неопределенность в показания скважинного магнитометра MWD и приводят к появлению недопустимо большой погрешности измерений. Так как в высоких широтах азимутальная составляющая главного магнитного поля относительно невелика, а струйные ионосферные токи, наоборот, наиболее интенсивны, то даже при средней магнитной буре неопределенность направления по азимуту может превысить несколько градусов, тогда как предельно допустимая величина отклонения от заданного направления – около 0.1° . Кроме того, быстро меняющееся внешнее магнитное поле возбуждает в поверхностных слоях Земли, обладающих собственной электрической проводимостью, теллурические токи. Магнитное поле этих токов также вносит дополнительную погрешность в определение заданного направления бурения. Магнитные помехи в работе MWD возникают и вследствие нескомпенсированных наводок внутри самого бурового инструмента и проводящей буровой жидкости.

Частота и интенсивность магнитных бурь зависит от фазы 11-летнего солнечного цикла. В период солнечного минимума бури происходят довольно редко, но в годы активного солнца геомагнитные возмущения в Арктике – типичное явление. Любопытно отметить случайное совпадение по времени двух не связанных между собой, но символических событий, имеющих отношение к теме нашей статьи. Считается, что мировая история освоения месторождений нефти и газа началась 27 августа 1859 г., когда Эдвин Дрейк пробурил в Пенсильвании первую нефтяную скважину. А буквально на следующий день, 28 августа 1859 г., произошла самая мощная из известных науке солнечных вспышек, вызвавшая магнитную бурю исключительной интенсивности, во время которой полярные сияния наблюдались даже на Кубе и в австралийском штате Квинсленд. Была полностью нарушена телеграфная связь в Европе и Северной Америке. Вероятность таких «супер-бурь» оценивается как один раз в 500 лет. Конечно, в середине позапрошлого века вряд ли кто-то задумывался о том, геомагнитная активность может быть как-то связана с нефтедобычей. Между тем, случись магнитная буря такой интенсивности сейчас, буровые работы в Арктике были бы, безусловно, приостановлены, так как вариации внешнего геомагнитного поля были бы столь велики, что контролировать направление было бы невозможно.

Мониторинг геомагнитных вариаций в целях повышения точности бурения скважин. Для коррекции телеметрических магнитных данных, поступающих из места нахождения буровой колонны, применяется одно-временный параллельный независимый мониторинг геомагнитного поля на поверхности Земли. Точные и надежные значения полного вектора геомагнитного поля и его составляющих можно получить только с помощью хорошо оснащенных современных геомагнитных обсерваторий. Необходимость устройства обсерваторий, их методическая поддержка, организация и выполнение измерений – это основная проблема, в решении которой важную роль играет кооперация между геофизической наукой и нефтегазовыми компаниями. Из-за сложности установки и функционирования в суровых условиях количество обсерваторий в Арктике весьма ограничено и не удовлетворяет существующих потребностей. Развертывание новых обсер-

ваторий, особенно на территории РФ, является актуальной задачей, которая решается в настоящее время (Гвишиани и Лукьянова, 2015).

На территории российской Арктики, самой северной из действующих на сегодняшний день обсерваторий является Норильск (НОК), 69° с. ш. Эта обсерватория пока не производит геомагнитных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ в режиме реального времени. Тем не менее, архив наблюдений, накопленный за несколько последних лет в этой обсерватории, позволил сделать оценки влияния вариаций внешнего геомагнитного поля Земли на точность определения заданных значений магнитного склонения, наклонения и полного вектора поля. Результаты анализа показывают, что для высокоширотной обсерватории НОК учет флуктуаций ионосферных электрических токов дает уменьшение ошибки позиционирования по каждому из параметров соответственно на 80, 35 и 25% (рис. 6.8). Для сравнения, на среднеширотной обсерватории Борок (ВОХ), которая расположена почти на 15° южнее, чем НОК, ошибка из-за геомагнитных возмущений не превышает 10%.

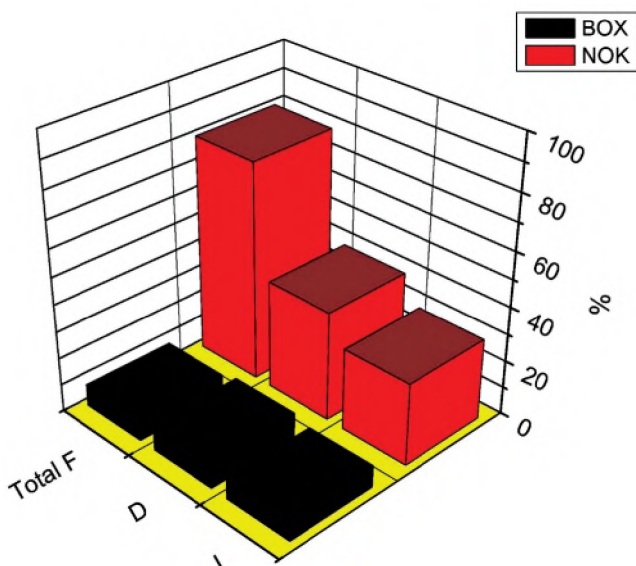


Рисунок 6.8 – Результаты модельных расчетов уменьшения ошибки позиционирования по магнитному наклонению (I), склонению (D) и модулю полного вектора поля (F) после фильтрации геомагнитных вариаций по данным обсерваторий НОК (69° с. ш.) и ВОХ (56° с. ш.)

Спорадические вариации внешнего геомагнитного поля в Арктике плохо предсказуемы, и их конкретные проявления практически невозможно адекватно описать с помощью моделей. Для наиболее точного мониторинга геомагнитного поля в целях коррекции направления по MWD желательно развертывание геомагнитной обсерватории непосредственно в районе строительства скважин. Но при этом нельзя допускать, чтобы обсерваторская измерительная аппаратура находилась в зоне техногенных помех, которые всегда присутствуют в зоне производства буровых работ. Поэтому, как правило, обсерватории располагаются на некотором удалении, и для коррекции

показаний системы MWD решается задача математической интерполяции данных одной или нескольких ближайших обсерваторий. При этом производится фильтрация вариаций различных временных и пространственных масштабов, которые обусловлены магнитными эффектами ионосферных электрических токов, а также полем локальных магнитных аномалий и искусственных сооружений.

Вариации магнитного склонения вносят большую неопределенность в показания скважинного инклинометра, который ориентируется на магнитный север. Так, во время магнитной бури 28–31 октября 2003 г. в авроральной зоне спорадические возмущения магнитного склонения из-за эффекта ионосферных электроджетов были сравнимы по величине со склонением главного МПЗ. В такие периоды магнитная стрелка резко отклоняется от направления на магнитный полюс, и направление на истинный север может быть потеряно. Естественные спорадические возмущения магнитного склонения превышает величину допустимой погрешности измерения азимута, которая применяется для расчета размеров эллипса неопределенности для фактической траектории бурения наклонно направленной скважины. Модельные расчеты показывают, что во время магнитной бури возможные отклонения траектории ствола скважины достигали 10 и более градусов, тогда как погрешность измерений даже для относительно простых скважинных магнитных инклинометров не должна превышать $\pm 2^\circ$. При применении гироскопических инклинометров допускается еще меньшая погрешность.

6.4.2 Оценка влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно-направленного бурения

Для моделирования влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно-направленного бурения были проведены расчеты фактических геометрических координат для виртуальных скважин, помещенных в две репрезентативные с точки зрения геомагнитной активности локации в Арктике для условий магнитной бури (*Гвишиани и Лукьянова, 2018*). Расчет параметров фактического профиля ствола проводился по методике, рекомендованной для практического применения при подготовке и проведении буровых работ (*Directional Drilling Handbook, 1999; Близнюков и др., 2014*).

Параметры магнитной бури 28–31 октября 2003 г. Буря произошла на спаде 23 солнечного цикла и была вызвана мощным коронарным выбросом и высокоскоростными потоками солнечного ветра. Возмущения большой амплитуды были зарегистрированы на всей мировой сети геомагнитных обсерваторий (*Панасюк и др., 2004*). На рис. 6.9 представлены параметры ММП, измеренные спутником ACE, и планетарные индексы геомагнитной активности за период 28–31 октября 2003 г. Буря имела две активации, первая из которых началась в 6 UT 29 октября и была обусловлена резким возрастанием скорости солнечного ветра до 800 км/с. Далее данные по скорости отсутствуют в базе данных, так как анализатор частиц спутника отключился из-за слишком большой плотности плазмы в магнитном облаке (на графике линейная интерполяция между крайними измеренными значениями показа-

на серой линией). Однако по данным спутника Geotail 29 октября среднечасовые значения скорости превышали 1500 км/с (Веселовский и др., 2004). B_z и B_y компоненты ММП изменялись в диапазоне от 20 до -25 нТл. Поворот ММП к югу произошел в 18 UT 29-го и затем 30 октября, что вызвало вторую активацию бури. Индекс геомагнитной активности AE, являющийся индикатором развития авроральных ионосферных электроджетов 28 и 29 октября увеличился соответственно до 4000 и 3000 нТл. Индекс SYM-H, отражающий усиление текущего на запад магнитосферного кольцевого тока, показывает два минимума -400 нТл в начале и в конце дня 30 октября. На отдельных обсерваториях в этот период также наблюдались возмущения геомагнитного поля. Особенно большие отклонения от спокойного уровня показывали магнитометры, расположенные в диапазоне широт аврорального овала, где развиваются наиболее мощные ионосферные электроджеты.

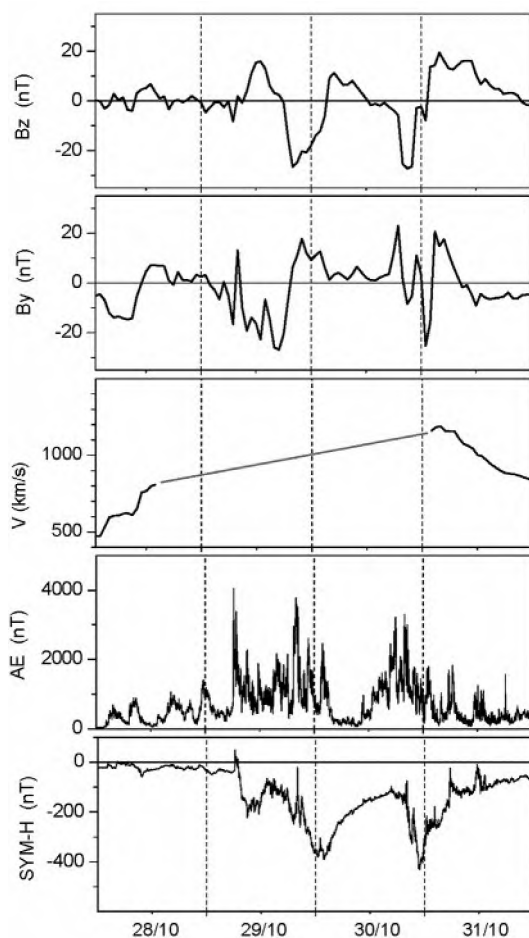


Рисунок 6.9 – Среднечасовые значения B_z и B_y компонент ММП, скорости солнечного ветра и 5-мин значения индексов геомагнитной активности AE и SYM-H 28–31 октября 2003 г. (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/>)

Для оценки влияния геомагнитных возмущений на точность проводки скважины поместим локации виртуальных модельных скважин в точки расположения двух арктических геомагнитных обсерваторий. В данном случае обсерваторский магнитометр будет рассматриваться в роли скважинного инклинометра. Обсерваторские измерения позволяют проследить изменение магнитных элементов во время бури и, рассчитав параметры траектории бурения при наблюдаемых вариациях магнитного склонения, оценить на этой модели степень отклонения фактической траектории ствола от заданного направления. При этом заданное направление предполагает неизменность величины магнитного склонения, т.е. отсутствие обусловленных магнитной бурей возмущений поля. Рассчитанная фактическая траектория следует показаниям обсерваторского магнитометра, которые подвержены возмущениям.

Данные мониторинга вариаций геомагнитного поля. Обсерватории, данные которых выбраны для анализа, расположены в западной части Арктики почти на одном меридиане, но разнесены по широте примерно на 10° . Одна из обсерваторий находится у южной границы аврорального овала (обс. Соданкюля, код SOD, географические координаты $67^\circ 2' \text{N}$, $26^\circ 4' \text{E}$, геомагнитные координаты 64.1° , 119.2°), а вторая – вблизи границы полярной шапки (обс. Хорзунд, Шпицберген, код HRN, географические координаты $77^\circ 0' \text{N}$, $15^\circ 3' \text{E}$, геомагнитные координаты 73.9° , 126°).

На рис. 6.10 представлены среднечасовые значения горизонтальных компонент геомагнитного поля X (направлена на север) и Y (направлена на восток), а также значения магнитного склонения D , зарегистрированные на обсерваториях SOD и HRN. Для удобства сравнения амплитуд возмущений диапазон изменения параметров, отложенный по вертикальной оси на соответствующих графиках, одинаков для обеих обсерваторий. Для X и Y компонент серой линией без значков обозначена суточная вариация спокойного уровня. По сравнению с буревыми возмущениями, амплитуда суточной вариации, которая обусловлена в основном освещенностью ионосферы, очень мала, и ее линия на графиках близка к прямой.

В данных обсерваторий магнитная буря характеризовалась несколькими последовательными активациями. На авроральной обсерватории SOD (рис. 6.10 (а)) до 18 UT 28 октября величина магнитного склонения соответствовала спокойному уровню $D \approx 8^\circ$. Затем, при первой активации бури D возросло до 11° , а около 10 UT 29 октября наблюдался резкий скачок до 13° . Следующее возрастание D до $12\text{--}13^\circ$ произошло с 21 UT 29 октября до 06 UT 30 октября. Затем, вплоть до 15 UT значения D соответствовали спокойному уровню. Следующее увеличение началось около 18 UT, а в около 21 UT наблюдался пик $D = 15^\circ$. Таким образом, амплитуда возмущения D на обс. SOD во время магнитной бури составила не менее 7° . Поскольку магнитное склонение D связано с непосредственно измеряемыми обсерваторским вариометром компонентами X и Y как $\text{tg}D = Y/X$, то соответствующие возмущения можно проследить и в каждой из этих компонент, которые также представлены на нижних графиках рис. 6.10. В Y компоненте для обс. SOD можно видеть два резких выброса до 2400 и 2500 нТл, соответственно, в 10 UT 29 октября и 21 UT 30 октября. В период 17–24 UT 29 октября наблюдалась отрицательная бухта, когда величина Y уменьшалось до

1600 нТл. Значительные флуктуации наблюдались также в X компоненте. Отрицательные бухты указывают на несколько активаций ионосферного западного аврорального электроджета: в первой половине дня 29 октября (уменьшение до 10800 нТл от спокойного уровня ~ 11400 нТл), 18 UT 29 октября – 06 UT 30 октября (уменьшение до 10100 нТл), ночные часы 30 октября (уменьшение до 9750 нТл).

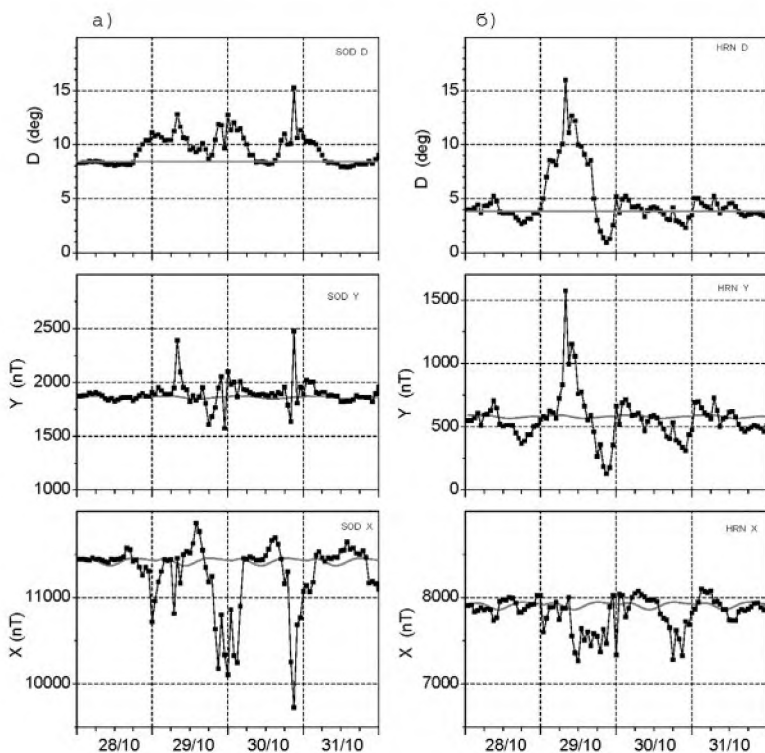


Рисунок 6.10 – Среднечасовые вариации горизонтальных геомагнитных элементов D , Y и X за период 28–31 октября 2003 г. на obs. SOD (а) и obs. HRN (б)

На рис. 6.10 (б) в таком же формате представлены параметры для obs. HRN, которая расположена на 10° ближе к северному полюсу, чем obs. SOD. На высокоширотной обсерватории форма вариации D несколько отличается от вариации, наблюдаемой на авроральных широтах. В первой половине дня 29 октября наблюдается резкое увеличение D , при этом амплитуда возмущения примерно в два раза больше, чем на более низкоширотной обсерватории. Для HRN спокойный уровень находится приблизительно на $D \approx 4^\circ$, а примерно в 8 UT 29 октября пиковое значение D достигло 15° . Вариация в D близко соответствует вариации в Y компоненте, где величина возмущения достигает 1600 нТл (при спокойном уровне около 600 нТл). В это же время в X компоненте наблюдается сравнительно небольшая отрицательная бухта с амплитудой около 700 нТл (возмущение до 7250 нТл при спокойном уровне ~ 7900 нТл). Вторая бухта примерно такой же амплитуды наблюдается в

вечерние часы 30 октября. Таким образом, можно видеть, что при сильной магнитной буре величина D в высоких широтах может резко увеличиваться на 50 и более процентов.

Моделирование фактического профиля ствола скважины. Основная задача технологии направленного бурения состоит в оперативном расчете величины и направления отклонения фактического профиля от проектного и корректирование траектории. Определение направления в пространстве под землей осуществляется с помощью непрерывных MWD-измерений компонентным скважинным магнитометром, расположенным в немагнитной капсуле на конце буровой колонны. По измеренным значениям магнитных элементов можно однозначно определить направление на истинный северный полюс (истинный географический азимут) и величину отклонения от вертикали (зенитный угол). Дирекционный угол равен магнитному азимуту плюс величина восточного склонения (на территории России восточное склонение) или минус величина западного магнитного склонения с учетом сближения меридианов.

Технология скважинной инклинометрии предусматривает измерение в наборе точек ствола скважины зенитного угла α и азимута φ , а также глубины скважины по вертикали и длины ствола от устья скважины до каждой точки измерения. В среднем измерения проводятся через каждые несколько десятков метров по длине ствола L . В качестве основной системы координат, в которой рассчитываются координаты проектного и фактического профиля, принята система координат, связанная с направлением магнитного меридиана и направлением силы земного тяготения. Ось x является касательной к магнитному меридиану в направлении магнитного севера, ось y направлена в сторону магнитного востока, а ось z – вертикально вниз (в данном случае обозначения координатных осей строчными буквами x , y , z и введенные ранее обозначения для компонент магнитного поля прописными буквами X , Y , Z не тождественны). Датчики системы телеметрии, работающие в скважине, привязаны к истинному или магнитному северу. Задача расчета траектории бурения состоит в том, чтобы на основании измерений рассчитать координаты точек в прямоугольной системе координат, связанной с устьем скважины: вертикальную глубину (по z) и горизонтальные смещения (по x и y) точки измерения в направлении север-юг и восток-запад.

При вычислении координат траектории бурения задается закономерность изменения зенитного угла $\alpha(L)$ и азимута $\varphi(L)$ вдоль длины ствола L . Значения функций α и φ на практике известны только в некотором наборе точек измерения, а приращения координат ствола скважины за интервал между точками измерений определяются путем интегрирования по длине интервала. В простейших методах для расчета приращений координат ствола используются результаты измерения α и φ в каждых двух соседних точках. Так, в методе среднего угла интервал ствола скважины между соседними точками измерений ΔL представляется отрезком прямой, а значения α и φ принимаются равным средним арифметическим значениям соответствующих углов по концам интервала. Более точные методы расчета, например, метод минимума кривизны, когда интервал ствола между точками измерений представляется в виде дуги окружности, обеспечивают более

плавную стыковку участков траектории. Приращения координат на отрезке ΔL в соседних верхней и нижней точках замера $i, i + 1$ вдоль длины ствола L рассчитываются для метода минимума кривизны по формулам:

$$\begin{aligned} \Delta y &= T \cdot (\sin \alpha_i \cdot \sin \varphi_i + \sin \alpha_{i+1} \cdot \sin \varphi_{i+1}) \\ \Delta x &= T \cdot (\sin \alpha_i \cdot \cos \varphi_i + \sin \alpha_{i+1} \cdot \cos \varphi_{i+1}) \\ \Delta z &= T \cdot (\cos \alpha_i + \cos \alpha_{i+1}) \end{aligned} \quad (7.3)$$

$$T = \frac{180 \cdot \Delta L \cdot \operatorname{tg} \frac{F}{2}}{\pi \cdot F} \quad (7.4)$$

$$F = \arccos(\sin \alpha_i \cdot \sin \varphi_i \cdot \sin \alpha_{i+1} \cdot \sin \varphi_{i+1} + \sin \alpha_i \cdot \cos \varphi_i \cdot \sin \alpha_{i+1} \cdot \cos \varphi_{i+1}) \quad (7.5)$$

По данным о приращениях координат можно рассчитать горизонтальное смещение A для i -ой точки профиля от устья скважины, а также азимут смещения Ψ :

$$A_i = \sqrt{\Delta x_i^2 + \Delta y_i^2}, \quad (7.6)$$

$$\Psi_i = \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{\Delta y_i}{\Delta x_i}. \quad (7.7)$$

Угол пространственного искривления ствола γ и интенсивность искривления J (в единицах градус/10 м) на i -м интервале ΔL между точками $i, i+1$:

$$\gamma_i = \arcsin \sqrt{[\sin \alpha_{i+1} \cdot \cos \alpha_i \cdot \cos(\varphi_{i+1} - \varphi_i) - \sin \alpha_i \cdot \cos \alpha_{i+1}]^2 + \sin^2 \alpha_i} \quad (7.8)$$

$$J_i = \frac{\gamma_{i+1,i}}{10}. \quad (7.9)$$

Рассчитанные геометрические параметры (7.3)–(7.9) определяют фактический профиль ствола скважины и дают возможность выявить места резкого искривления. Расчет производится по данным скважинных гравиметрических и инклинометрических измерений значений углов α и φ . В процессе проводки искривленных участков скважины в результате влияния геологических, геофизических, а также технологических факторов фактическая траектория бурения отклоняется от проектного профиля. При инклинометрии ствола скважины ошибки измерения различного происхождения приводят к неопределенности е. фактического положения. Расчетное положение оси ствола должно находиться внутри эллипса неопределенности (объем вокруг геометрической траектории скважины с учетом погрешностей с достоверностью 99%), а фактическое отклонение не должно выходить за пределы круга допуска. По геометрическим параметрам, фактического положения ствола можно провести оценку предельного азимутального угла, при котором ствол попадает в круг допуска с заданными координатами центра. В

основном отклонения азимута появляются вследствие влияния магнитных масс на датчик инклинометра. Однако в высоких широтах значительный вклад может внести и нестабильность геомагнитного поля.

Моделирование отклонения фактических параметров траектории во время магнитной бури. Из-за возмущений геомагнитного поля во время магнитных бурь в показаниях скважинного инклинометра могут появляться отклонения, вследствие которых при проводке наклонной скважины траектория бурения может не совпадать с проектным профилем, вызывая необходимость оперативного корректирования траектории бурения.

Для оценки влияния геомагнитных возмущений на траекторию поставим задачу расчета величины и направления фактического профиля, используя в качестве исходных данных показания скважинного инклинометра «как есть», т.е. со всеми вызванными магнитной бурей отклонениями от спокойного уровня. Такая модель позволяет определить, насколько велики могут быть в этом случае отклонения фактического профиля от проектного.

Рассчитаем траекторные параметры профиля виртуальной скважины при бурении в точках расположения обс. SOD и HRN в условиях рассмотренной выше геомагнитной бури 28–31 октября 2003 г. Для каждой из двух обсерваторий выбран один день, когда были зарегистрированы возмущения D максимальной амплитуды. Скважинный инклинометр виртуально производит измерения в процессе бурения в точке расположения обс. HRN 29 октября и в точке расположения обс. SOD 30 октября. Показания скважинного инклинометра совпадают с вариациями магнитного склонения, которые представлены на рис. 6.10.

Для модельного расчета примем следующие упрощающие условия, позволяющие выявить именно влияние спорадических изменений магнитного склонения как параметра, определяющего величину азимутального угла φ . Установим, что интервал измерений начинается с точки, где длина ствола (L) равна 1000 м, а интервал между точками замеров с помощью инклинометра с магнитным датчиком азимута составляет 20 м, что соответствует временному отрезку 1 ч. Такая скорость бурения, в общем, превышает значения, известные из практики, но позволяет проследить изменения на суточном временном масштабе, что соответствует продолжительности главной фазы магнитной бури. Зададим начальные координаты ствола скважины $y_0 = 50$ м; $x_0 = 100$ м; $z_0 = 1000$ м (z_0 соответствует длине вертикального участка ствола); при бурении зенитный угол изменяется равномерно с шагом 0.5° от начального значения 15° на глубине z_0 . Проектный азимут принят равным невозмущенной величине магнитного склонения для соответствующей точки. Для наглядности также примем условие, что значение угла φ совпадает со значением D и, соответственно изменяется в процессе развития магнитной бури. В этом случае заданное значение φ на глубине 1000 м составляет 4° для HRN и 8° для SOD, что соответствует спокойным геомагнитным условиям. Далее среднечасовые значения параметра φ на каждой из двух локаций изменяется согласно вариации D , представленной на рис. 6.10.

На рис. 6.11 изображены координаты, вычисленные с использованием возмущенных величин азимута в том случае, если не проводится корректировка отклонений от проектного профиля и фактическое направление бурения не изменяется. В двух колонках графиков представлены (сверху вниз) зенитный угол, азимут и рассчитанные геометрические параметры ствола скважины

для 29 октября, obs. HRN (рис. 6.11 (а)) и 30 октября, obs. SOD (рис. 6.11 (б)) для длины ствола 460 м (от 1000 до 1460 м). По горизонтальной оси отложена длина ствола L . На каждом графике также показаны значения параметров, рассчитанные при учете только главного магнитного поля Земли, т. е. при постоянном магнитном склонении, соответствующем спокойному уровню для каждой из обсерваторий. Это позволяет сравнить условия бурения в период геомагнитных возмущений и в геомагнитно спокойных условиях.

Зенитный угол изменяется одинаково для обеих локаций. Этот параметр увеличивается линейно с шагом 0.5° от заданного начального значения 15° (графики #1 рис. 6.11). На следующем графике #2 представлен магнитный азимут, соответствующий значениям D по данным обсерваторского магнитометра. На этом же графике даны значения азимута при спокойных геомагнитных условиях ($D = 4^\circ$ и 8° для HRN и SOD, соответственно), а также обозначен диапазон допустимых погрешностей измерения $\pm 1^\circ$. Можно видеть, насколько сильно измеренный азимут отклоняется от спокойного уровня в условиях магнитной бури. Так, для локации SOD азимут находится в пределах допустимой погрешности только на среднем участке длины ствола. Для локации HRN изменения азимута превышают пределы погрешности практически на всем рассматриваемом участке. Максимальное отклонение для SOD составляет 7.5° , а для HRN – 12.5° .

Изменение координат фактического профиля скважины представлены на двух следующих графиках (#3–#5). Поскольку каждая из трех координат зависит от вариаций магнитного азимута в различной степени, координаты x , z и координата y представлены на отдельных графиках. Можно видеть, что приращения x и z практически не зависят от изменений азимута, и координаты увеличиваются линейно, соответственно, от 100 до 150 м и от 1000 до 1200 м для обеих локаций. Координата y и ее приращения в большой степени зависят от изменения магнитного азимута. Это хорошо видно на графике #4, где представлены приращения y на каждом последовательном шаге измерений. Координата y в отсутствие геомагнитных возмущений, также как и другие координаты, увеличивается линейно в пределах около 10 м. Однако, если магнитный азимут нестабилен, это приводит к большему, до двух десятков метров, отклонениям по этой координате (график #5).

Смещение фактического профиля скважины по горизонтали (график #6) изменяется практически линейно как для возмущенных, так и для спокойных условий. Однако отклонение от проектного значения нарастает и может достигать десятков метров. Изменения магнитного склонения оказывают заметное влияние и на азимут смещения Ψ (график #7). Конечное значение азимута смещения отличается примерно на 1.5° (2°) от того, какое было бы при стабильном значении магнитного склонения D в спокойных геомагнитных условиях. Отклонения азимута смещения непосредственно отражаются на величине интенсивности горизонтального искривления профиля ствола скважины J (график #8). Для HRN по крайней мере на двух отрезках длины ствола фактическая интенсивность искривления превышает значение J в спокойных геомагнитных условиях. На промежутке длины ствола 1120–1200 м значение J достигает 0.3 – 0.4° на 10 м, что в два раза больше, чем значение в геомагнитно спокойных условиях. Для SOD стабильное значение J составляет 0.05° на 10 м, тогда как

на промежутке длины ствола 1350–1420 м обнаруживается резкое увеличение интенсивности искривления до 0.2° на 10 м. Места резкого искривления ствола являются интервалами вероятных технологических осложнений при бурении.

Таким образом, модельный расчет показывает, что колебания азимута, обусловленные возмущениями магнитного склонения во время магнитной бури, могут приводить к резким изменениям геометрических параметров ствола скважины и значительным отклонениям от заданного направления. Хотя на некоторые параметры ствола геомагнитные возмущения не оказывают большого влияния (зенитный угол, координата фактического профиля x), другие критические параметры (азимут, смещение профиля по горизонтали), резко изменяются, что является недопустимым и может привести к аварии, потере заданного направления проводки и большим материальным и финансовым потерям.

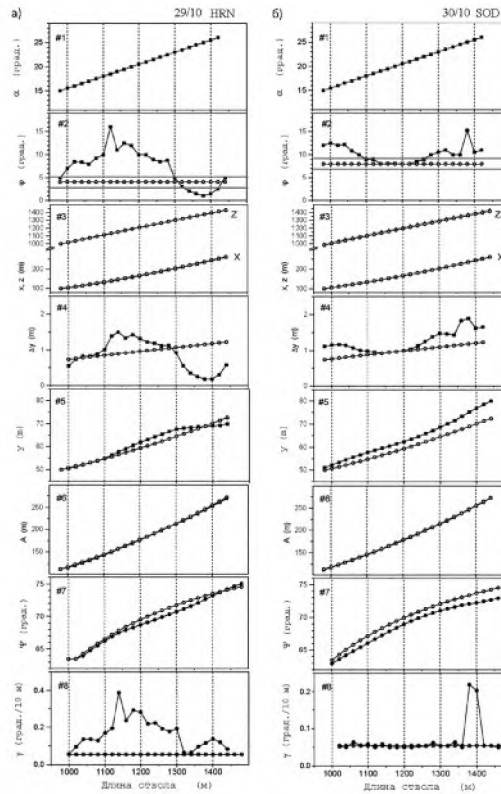


Рисунок 6.11 – Сверху вниз: изменение зенитного угла α (график 1) и азимута φ (график 2); изменение координат x и z фактического профиля (график 3); приращение координаты y на каждом шаге измерений (график 4); изменение координаты y (график 5); смещение фактического профиля по горизонтали A (график 6); азимут смещения Ψ (график 7) и интенсивность искривления ствола на 10 м (график 8) для (а) 29 октября 2003 г., obs. HRN и (б) для 30 октября 2003 г., obs. SOD. Линиями с точками обозначены параметры в условиях магнитной бури, а линиями с кружками – соответствующие параметры в спокойных условиях. На графиках 2 горизонтальными линиями серого цвета показан допустимый диапазон отклонения азимута

Во время магнитной бури, в случае если геомагнитные возмущения в показаниях скважинного инклинометра не отфильтровываются, смещение фактического профиля ствола в горизонтальной плоскости может достигать десятков метров. Особенно большое влияние геомагнитные возмущения оказывают на смещение по зональной координате. При больших градиентах магнитного склонения возникают интервалы с большой интенсивностью искривления ствола, на которых искривление может превышать допустимые значения в несколько раз. В результате нестабильности определения географического направления может возникнуть ряд технологических проблем, связанных с необходимостью серьезной корректировки параметров, а в случае непринятия оперативных мер скважина на проектной глубине может не попасть в круг допуска.

Вычисленные геометрические параметры ствола соответствуют фактически наблюдаемым (т.е. возмущенным) величинам азимута в предположении, что фактическое направление бурения не изменяется. В реальной ситуации, если при очередном измерении получено значение азимута, отличное от проектного, должна быть дана команда на изменение программы бурения для того, чтобы вернуть траекторию скважины к проектной. Причем, в случае, если отклонение значительно, может быть дана команда и на остановку бурения с целью проверки правильности измерений. Однако, если известно, что наблюдаемые скачки азимута обусловлены не потерей заданного направления, а магнитной бурей, то такие скачки должны распознаваться и отфильтровываться до принятия решения об изменении программы бурения. В мировой практике для коррекции показаний скважинных магнитометров используются данные параллельных измерений магнитных элементов на оснащенной современным оборудованием обсерватории, расположенной в радиусе не более 100 км от места бурения. Обсерваторские магнитометры определяют изменения магнитного поля с точностью, значительно превышающей точность скважинных инклинометров. Обсерваторские магнитограммы позволяют детектировать начало геомагнитной бури, определить величину спорадического отклонения магнитных элементов от спокойного уровня и дать информацию об оперативной коррекции показаний скважинного инклинометра для поддержания стабильности параметров бурения.

В настоящее время несколько европейских обсерваторий установлены в районе буровых работ на побережье Северного моря. Наиболее высокоширотная обсерватория, поставляющая данные для сервисных компаний нефтегазового сектора, установлена на Аляске (обсерватория Dead Horse, Американская геологическая служба). Из-за сложности установки и функционирования в суровых климатических условиях полномасштабных обсерваторий высшего стандарта качества ИНТЕРМАГНЕТ в российском секторе Арктики пока не развернуто. В регионе функционируют несколько вариометрических станций, тогда как сеть обсерваторий охватывает область более низких широт. Тем не менее, в настоящее время рассматривается возможность создания первой высокоширотной обсерватории ИНТЕРМАГНЕТ в нефтегазоносном регионе Арктической зоны Российской Федерации. В этой связи важной задачей остается дальнейшее совершенствование систем сбора и обработки магнитных данных на основе различ-

ных платформ, а также разработка методики детектирования геомагнитных возмущений и их фильтрации в целях коррекции показаний подземной телеметрии, включая адаптацию существующих методов для условий российского сектора Арктики.

Развитие прикладных исследований, связанных с изучением геомагнитного поля в целях повышения точности наклонно-направленного бурения скважин в арктической зоне, является актуальной задачей взаимодействия науки и промышленности. В настоящее время в РФ такое сотрудничество находится в стадии своего становления. По мере расширения работ на арктическом шельфе система геомагнитного сопровождения будет развиваться как в плане строительства и оснащения новых обсерваторий для мониторинга геомагнитного поля, так и в плане разработки научных методов оперативного анализа спорадических геомагнитных флуктуаций, интерполяционных алгоритмов и методик контроля подземного позиционирования.

6.5 Радиационная опасность для космических технологий

Интенсивность короткопериодных вариаций внешнего МПЗ зависит от активности солнечно-земных взаимодействий. Для решения ряда технологических задач необходим учет характеристик короткопериодных вариаций. Примером могут служить задачи, для которой важно учитывать геомагнитную активность, является радиационная опасность для космических технологий. Опасность представляет, в частности, воздействие высокоэнергичных частиц на функционирование космических аппаратов. Для минимизации последствий неблагоприятных условий космической погоды необходимо предсказывать их появление, в том числе анализируя уровень короткопериодных вариаций геомагнитного поля.

Определение конкретных причин помех в работе и потерь работоспособности космической техники затруднено тем, что космические аппараты (КА) подвержены одновременному воздействию разных космофизических факторов (Baker et al., 1998; Baker, 2000). По мере миниатюризации электроники и развития интегральных схем аппаратура искусственных спутников Земли (ИСЗ) становятся все более чувствительной к космическому окружению. Материалы в космосе испытывают воздействие ионизирующих излучений как корпускулярной, так и электромагнитной природы. Спутник содержит много разнотипных элементов, существенно отличающихся своей радиационной надежностью. Под действием первичных частиц в веществе КА образуются вторичные частицы и излучения: атомы и электроны отдачи, кванты тормозного излучения, продукты ядерных взаимодействий быстрых частиц с веществом. Вторичные ионизирующие излучения во многих случаях определяют конечный эффект воздействия космического излучения на материалы КА, приводящий к нарушениям в работе бортового оборудования.

К настоящему времени накопилось немало свидетельств негативного влияния космической погоды на ИСЗ различного типа и назначения, приведших к большому материальному ущербу (Anderson, 1999; Siscoe, 2000). Большая часть повреждений КА связана с воздействием космической ради-

ации: деградация панелей солнечных батарей, ошибки в системах контроля, сбой в электронике, фантомные команды, самопроизвольное включение и выключение различных устройств, изменение ориентации антенн, прекращение подачи электроэнергии, изменение параметров орбиты КА и т. п.

Можно привести примеры, наглядно демонстрирующие последствия влияния космической погоды на техносферу. Произошедшая в октябре-ноябре 2003 г. серия масштабных солнечных событий повлекла за собой значительное увеличение интенсивности потоков высокоэнергичных частиц в космическом пространстве и вызвала мощные геомагнитные возмущения. Эти события спровоцировали значительные нарушения в работе как космических, так и наземных технологических систем (Webb and Allen, 2004). Во время этих возмущений около 60% КА пострадали от воздействия космических факторов, вызванных необычайно сильной активностью Солнца (Barbieri and Mahmot, 2004), некоторые аппараты (в том числе 4-тонный японский Midori-2) были потеряны.

Часто упоминается событие 13–14 марта 1989 г., когда сильная геомагнитная буря вывела из строя систему электроснабжения в канадской провинции Квебек. Это привело к потере более 20000 МВт и лишило электроэнергию всю страну на несколько часов. По оценкам время между началом неполадок и полным выходом системы из строя было немногим более минуты. В это же время несколько спутников, принадлежащих разным странам, были потеряны, на многих вышли из строя бортовые системы, орбиты некоторых низкоорбитальных ИСЗ снизились из-за атмосферного торможения.

В настоящее время не существует эффективных методов защиты аппаратуры от воздействия потоков излучения и частиц, имеющих большую энергию. Самое простое, что можно предпринять для уменьшения вероятности негативных последствий воздействия космического окружения – это заранее отключать все приборы, так как известно, что аппаратура более уязвима к воздействию электромагнитного и корпускулярного излучения во включенном состоянии. Поэтому для принятия экстренных мер защиты необходимо как можно точнее предсказывать время и уровень интенсивности межпланетных и магнитосферных возмущений.

Изучение воздействия факторов космической погоды на КА осложнено тем, что практически не существует полных и подробных баз данных по спутниковым отказам или сбоям в их работе, которые были бы широко доступны научному сообществу для исследования. Эти ограничения связаны с соображениями оборонного и коммерческого характера космических ведомств.

При анализе аномальных ситуаций в работе КА необходимо учитывать, что степень воздействия тех или иных факторов космической погоды зависит от типа орбиты и конструкции аппарата (Lucci et al., 2005). Например, для низкоорбитальных спутников (500 – 3000 км) основную опасность представляют высокоэнергичные протоны внутреннего радиационного пояса (особенно в зоне бразильской аномалии) разогрев верхних слоев атмосферы, нейтроны альбеда. Для спутников, имеющих орбиты с большим наклоном, к опасным факторам добавляется усиление потоков частиц при прохождении высокоширотных зон. Для высокоорбитальных и геостационарных спутников основным негативным фактором являются потоки

электронов внешнего радиационного пояса. КА на высокоэллиптических орбитах подвержены влиянию практически всех перечисленных выше факторов, а также таких, как усиление скорости и плотности потока солнечного ветра, потоки солнечных протонов и т. д.

Одним из самых опасных факторов космической погоды для аппаратуры КА в настоящее время считаются электроны релятивистской энергии ($E > 500$ кэВ), потоки которых могут резко возрастать в диапазоне расстояний всего внешнего радиационного пояса Земли. Резкие подъемы потока релятивистских магнитосферных электронов вызывают серьезные аномалии в работе КА, в связи с чем эти электроны даже получили название «электроны-убийцы» (killer-electrons). Например, в мае 1994 г. несколько геостационарных спутников (ANIK-1,-2, INTELSAT-K) были потеряны, а в мае 1998 г. возникли серьезные проблемы с работой электронной аппаратуры на борту КА Equator-S, Polar, Galaxy-4 в результате увеличения интенсивности потоков релятивистских электронов. Частота отказов на КА резко возрастает в период максимальных потоков релятивистских электронов в магнитосфере на фоне высокоскоростных потоков солнечного ветра вблизи минимума солнечной активности (Wilkinson, 1991; Wrenn et al., 2002).

Кроме высокоэнергичных электронов, радиационные пояса заполнены потоками электронов с энергиями десятки-сотни тысяч электрон-вольт (эВ). Потоки этих частиц могут возрастать очень сильно (2–5 порядков) во время геомагнитных бурь и суббурь. Электроны с энергиями $\sim 10\text{--}100$ кэВ проникают в диэлектрик (обшивку или элементы, находящиеся на поверхности аппарата) на глубину до 10–20 мкм, создавая разность потенциалов между частями КА с последующим пробоем. Наиболее сильные события на Солнце приводят к резкому возрастанию потоков протонов с энергиями в несколько МэВ внутри магнитосферы, которое может сохраняться продолжительное время, приводя к формированию дополнительных протонных поясов (Lorentzen et al., 2002).

Еще один фактор – космические лучи. Солнечные космические лучи (СКЛ), в основном это протоны и ионы гелия, возникают во время солнечных вспышек и выбросов корональных масс. Обычно энергия ускоренных частиц не превышает 50 МэВ для протонов и 1 МэВ для электронов. Солнечные вспышки происходят достаточно часто — один раз в неделю в годы высокой солнечной активности. Приблизительно раз в месяц бывают вспышки, в которых возникают частицы с энергией 100 МэВ. И статистически раз в год возникают вспышки, генерирующие частицы с энергией 1 ГэВ. Два-три раза за 11-летний солнечный цикл возникают события, когда появляются потоки частиц с энергией 10 ГэВ и выше. Максимальное значение потока солнечных СКЛ на уровне орбиты Земли наблюдается спустя время 1–15 часов после вспышки. Величина потока СКЛ варьируется от 10^5 до 10^{11} частиц/см². Инжекция СКЛ может носить как импульсный, так и длительный характер, известны случаи, когда значительные потоки СКЛ регистрировались в течение суток. После сильных солнечных вспышек потоки протонов и тяжелых ядер возрастают на несколько порядков и вызывают «ослепление» и потерю ориентации межпланетных и геостационарных КА (Кузнецов и Ныммик, 1997).

Кроме высокоэнергичных протонов и электронов сбои в бортовых системах аппаратов могут вызываться также галактическими космическими лучами (ГКЛ). ГКЛ пронизывают значительную часть магнитосферы и вызывают одиночные сбои в электронных системах КА (Березинский и др., 1990). Интенсивность потоков ГКЛ находится в антикорреляции с солнечной активностью. Наряду с долговременными вариациями ГКЛ, связанными с 11- и 22-летними солнечными циклами, их потоки испытывают более короткопериодические изменения. К ним, прежде всего, относятся 27-дневные вариации космических лучей, обусловленные вращением Солнца.

Магнитные бури и суббури являются откликом на проявления активности Солнца. Сама по себе геомагнитная активность не способна влиять на работу бортовой аппаратуры КА, но во время геомагнитных возмущений в магнитосфере создаются условия, благоприятные для проникновения высокоэнергичных частиц в области, где расположены орбиты спутников. Реакция магнитосферы на практически одинаковые внешние возмущения может очень сильно отличаться. Геомагнитная активность часто может служить индикатором изменения интенсивности потоков различных заряженных частиц и увеличения вероятности отказов на спутнике.

Волновую активность магнитосферы можно формализовать, вводя специальные волновые индексы (ULF-index) (Kozyreva et al., 2007). Индекс характеризует среднечасовую мощность вариаций магнитосферного и межпланетного магнитных полей в диапазоне Pc5 ($f \sim 2-6$ мГц), и его вычисляют по данным мировой сети наземных магнитных обсерваторий, геостационарных и межпланетных спутников. ULF-index показывает, что именно на фоне повышенной волновой активности происходит рост потоков релятивистских электронов до экстремальных энергий.

6.6 Предупреждение сбоев радиосвязи

На протяжении многих лет исследование ионосферных неоднородностей находится в ряду фундаментальных проблем геофизики и по-прежнему актуально в связи с продолжающимся использованием ионосферы как тракта передачи информации и размещением в ней глобальных телекоммуникационных систем. Именно неоднородная структура ионосферы обуславливает нестабильность работы технических систем, используемых для радиосвязи. Основные процессы генерации ионосферных неоднородностей происходят в экваториальной и авроральной областях, где создаются условия для развития неустойчивостей ионосферной плазмы. В экваториальной области это обусловлено сложной динамикой экваториальной аномалии и экваториальным электроджетом, а в авроральных областях – высыпанием частиц и авроральным электроджетом. С появлением современных средств, включающих плотные сети наземных приемников GPS, стало доступно более детальное изучение неоднородностей ионосферной плазмы на всех широтах.

Современные телекоммуникационные системы работают в основном в диапазонах высоких и ультравысоких частот (very high frequency, VHF, и ultra high frequency, UHF). Диапазон UHF простирается от 300 МГц до 3000

МГц, куда попадают, в частности, частоты GPS ($f_1 = 1575.25$ МГц, $f_2 = 1227.2$ МГц). На высокочастотном краю диапазона VHF (250 МГц) работают военные спутники США.

Интенсивные мелкомасштабные ионосферные неоднородности могут приводить к сильным амплитудным и фазовым мерцаниям сигнала GPS, вызывая потерю фазы сигнала и приводя к невозможности осуществления высокоточной навигации. Размер таких неоднородностей имеет порядок первой зоны Френеля, 150–300 м для частот GPS f_1 и f_2 . Было подтверждено, что основной причиной сбоев является рассеяние сигнала при распространении через область с интенсивными мелкомасштабными ионосферными неоднородностями и показано, что фазовые сбои на вспомогательной частоте регистрируются чаще, чем на основной частоте. При этом фазовые сбои сопровождают экваториальную границу аврорального овала при его расширении во время магнитных бурь. Установлено, что на фронтах интенсивных перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ) аврорального происхождения могут генерироваться мелкомасштабные неоднородности, вызывающие сбои фазовых измерений. Выявлена взаимосвязь между сбоями в системе GPS и интенсивностью солнечного радиоизлучения и показано, что амплитуда широкополосного радиоизлучения во время мощных солнечных вспышек может быть сравнима с амплитудой сигналов спутниковых систем навигации. Это приводит к многочисленным сбоям в работе приемников, вплоть до полной потери сигнала со спутников. Показано, что вероятность регистрации фазовых сбоев зависит от угла между радиолучом «спутник-приемник» и магнитным полем Земли. Это связано с присутствием крупномасштабных магнитоориентированных неоднородностей (Ledvina et al., 2004).

То, что магнитоориентированные неоднородности (плазменные пузыри) серьезно влияют на радиосвязь не только на экваторе, где их развитие наиболее благоприятно из-за неустойчивости Релея-Тейлора, но и на средних широтах (из-за сильной анизотропии – вытянутости вдоль геомагнитного поля, влияние пузырей сказывается и на широтах до 30°), было продемонстрировано в ходе исследования причин провала военной операции «Анаконда» (Kelly et al., 2014). Ранним утром 4 марта 2002 года военное командование на базе в Баграме безуспешно пыталось связаться с экипажем вертолета Chinook, который направлялся к заснеженной вершине Такур-Гар. На борту находился отряд из 20 солдат, которые летели для спасения команды «морских котиков», заблокированных отрядом талибов. Оказалось, что экипажу изначально были даны неверные координаты, но сообщить об этом из-за неполадок связи пилотам так и не удалось. В итоге вертолет был обстрелян с земли и рухнул на склон горы, занятой противником. В ходе 17-часового боя погибли семь американских солдат, что стало одной из самых тяжелых потерь для США в ходе афганской кампании. Причиной стали пузыри плазмы, которые образовались в верхних слоях атмосферы и отклоняли сигналы военного спутника, обеспечивавшего связь. Во время операции в горах над территорией Афганистана пролетал спутник NASATIMED. Данные с его ультрафиолетовой камеры подтвердили, что в момент операции между военными и спутником связи действительно возник плазменный пузырь, мешавший установить контакт.

Поскольку образование пузырей оказывает серьезное влияние на радиосвязь, возникает задача о предупреждении подобных ситуаций или прогнозировании условий их появления. В принципе, их появление зависит от сезона и цикла солнечной активности, однако оперативный прогноз базируется на зависимости появления пузырей от геомагнитной активности. Так, во время непрерывного положительного B_z ММП в ионосферу из магнитосферы в течение нескольких часов происходит проникновение направленной на восток компоненты электрического поля. Это электрическое поле приводит к поднятию F слоя на большие высоты, где частота ион-нейтральных столкновений уменьшается настолько, что становится возможной раскачка неустойчивости, и, соответственно, генерация плазменных пузырей. При этом наиболее благоприятные условия развития пузырей имеют место в главную фазу магнитной бури. Приведенные примеры показывают, что знание характеристик геомагнитного поля может способствовать решению ряда задач обеспечения стабильной работы КА и радиосвязи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Постоянно растущий объем данных наблюдения формирует основу для комплексного мониторинга внутреннего и внешнего магнитных полей Земли. Более глубокое понимание лежащих в основе этого физических процессов крайне важно как для фундаментальных, так и прикладных исследований. Актуальной проблемой является не только расширение сетей наблюдений и повышение их плотности, но и совершенствование аппаратуры: повышение точности приборов, увеличение частоты дискретизации регистрируемых данных, передача данных во времени, близком к реальному. Темп роста объемов геофизической информации закономерно требует все более эффективных методов ее обработки и анализа. Крупнейшей и наиболее развитой скоординированной международной сетью геомагнитных обсерваторий, предоставляющей геомагнитные данные в соответствии с самыми высокими стандартами качества, является сеть ИНТЕРМАГНЕТ. С началом космической эры наблюдения МПЗ проводятся искусственными спутниками Земли. Первые фрагментарные спутниковые измерения параметров МПЗ, которые были выполнены советскими спутниками серии Космос, относятся к 1957—1958 гг. С 2014 г. на орбите находится группировка из трех спутников Swarm Европейского космического агентства. Информационные ресурсы, посвященные изучению МПЗ, широко представлены в интернет – от самых крупных порталов, являющихся глобальными агрегаторами данных, до веб-сайтов региональных и специализированных сетей, отдельных обсерваторий и космических миссий.

Важную роль в обеспечении систем навигации играют модели МПЗ. Существует достаточно большое количество математических моделей МПЗ, основанных на эмпирических данных (измерения на обсерваториях и станциях, спутниковые наблюдения, результаты наземных и воздушных магнитных съемок), по которым можно рассчитать величину магнитных элементов в заданной точке пространства в заданный момент времени. Обновление модели и коэффициентов разложения на основе новых спутниковых и наземных обсерваторских измерений происходит с частотой 1-5 лет. Региональные модели основаны на большей плотности данных используемых для их построения. Как правило, региональные модели строятся в целях увеличения разрешения аномального геомагнитного поля.

Для получения надежных моделей аномального магнитного поля и обеспечения точными данными о значении магнитного склонения, рекомендуется проводить генеральную магнитную съемку каждые 10 лет. Заметим, что с момента последней съемки всей территории России прошло около 30 лет. Таким образом, для построения современной модели МПЗ на территории РФ необходимо провести высокоточную (1–4 нТл) аэромагнитную компонентную съемку на высоте 5–8 км, используя спутниковые навигационные системы GPS-ГЛОНАСС и соответствующую наземную поддержку магнитовариационными комплексами.

Знание параметров МПЗ необходимо для решения различных научных и технологических задач, включая навигацию, инженерную геофизику, кос-

монавтику, предсказание и мониторинг космической погоды, исследования солнечно-земных связей. Так, например, модели главного поля и поля магнитных аномалий играют важнейшую роль в обеспечении современных систем навигации, поскольку они используются в качестве априорной информации при непрерывном автоматизированном сравнении наблюдаемых параметров с картами эталонного МПЗ.

В настоящее время достигнут значительный прогресс в области развития наземных геомагнитных наблюдений на территории Российской Федерации. Одну из ключевых ролей в этой деятельности играет Геофизический центр РАН. При непосредственном участии ГЦ РАН несколько существующих геомагнитных обсерваторий были модернизированы для соответствия стандартам ИНТЕРМАГНЕТ. Значительным достижением ГЦ РАН в области комплексного геомагнитного мониторинга в России является создание эффективной системы, осуществляющей сбор наземных и спутниковых магнитных данных, их хранение, управление, обработку и многофакторный анализ, создание окончательных обсерваторских данных из предварительных измерений, модельные расчеты различных электромагнитных параметров в околоземном пространстве.

Изучение наблюдательной информации о магнитном поле Земли, включая системный анализ наземных и спутниковых данных, а также развитие российского сегмента ИНТЕРМАГНЕТ являются одним из основных направлений деятельности ГЦ РАН. В этой работе используется современный комплексный подход, который включает в себя научно-исследовательскую и научно-технологическую составляющие. Сегодня ГЦ РАН решает важнейшие научно-исследовательские и научно-технические задачи в области геомагнетизма. К основным научно-исследовательским задачам относятся:

- Разработка новых математических методов обработки данных для их использования в целях мониторинга, оценки и прогнозирования состояния геомагнитного поля.
- Развитие методов интерполяции и аппроксимации распределения внутреннего МПЗ, в том числе с привязкой к территории РФ.
- Разработка методик для корректного выделения в спутниковых измерениях сигнала внутреннего магнитного поля Земли и вариаций, обусловленных внешними (магнитосферным и ионосферными) источниками.
- Создание новых и усовершенствование имеющихся индикаторов состояния космической погоды и ее экстремальных событий на базе локальных и глобальных геомагнитных измерений с использованием новых математических методов обработки больших массивов данных.
- Разработка статистических и математических моделей ионосферных и магнитосферных электрических полей токов с целью последующего использования полученного продукта в научных и прогнозных целях.
- Разработка физических основ и моделей для анализа и прогнозирования явлений, опасных для технологических систем и различных аспектов жизнедеятельности.

К научно-прикладным задачам относятся:

-
- Развитие имеющихся заделов в области создания новых геомагнитных обсерваторий высшего международного стандарта качества ИНТЕРМАГНЕТ на территории РФ.
 - Проведение полевой магнитной съемки для размещения магнитных обсерваторий и различных нужд хозяйствующих субъектов.
 - Проведение магнитных измерений, и разработка методов фильтрации естественных вариаций в режиме реального времени в целях повышения точности наклонного бурения скважин в Арктическом регионе.
 - Внедрение новых математических методов и автоматизация очистки от техногенных помех и обработки данных обсерваторий ИНТЕРМАГНЕТ с целью оперативного получения окончательных данных.
 - Создание и развитие центра сбора и хранения данных российских обсерваторий и МВС, а также обсерваторий других сопредельных стран.
 - Развитие технологий обмена научными данными, цитирования, присвоения идентификаторов DOI.
 - Координация деятельности Секции геомагнетизма и аэрономии Национального геофизического комитета, который работает на базе ГЦ РАН и является национальным представительством РФ в Международном союзе геодезии и геофизики (IUGG).
 - Обеспечение функционирования МЦД по физике твердой Земли и солнечно-земной физике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаян, С. М. Сглаживание временных рядов методами дискретного математического анализа / С. М. Агаян, А. Д. Гвишиани, Ш. Р. Богоутдинов [и др.] // Российский журнал наук о Земле. – 2010. – Т. 11. – RE2004. Doi:10.2205/2009ES000436.
2. Акасофу, С.И. Солнечно-земная физика / С.И. Акасофу, С. Чепмен // М.: Мир. – 1975. – Часть 2. – 512с.
3. Белоглазов, И.Н. Основы навигации по геофизическим полям / И.Н. Белоглазов, Г.И. Джанджгава, Г.П. Чигин. – М.: Наука, 1990. – 523с.
4. Березинский, В.С. Астрофизика космических лучей / В.С. Березинский, С.В. Буланов, В. Гинзбург Л. [и др.]; под ред. В. Л. Гинзбурга. – М.: Наука, 1990. – 523с.
5. Близиюков, В.Ю. Расчет и корректирование траектории скважины при бурении: метод. указания / В.Ю. Близиюков, А.С. Повалихин, С.А. Кейн. – Ухта: УГТУ, 2014. – 36с.
6. Брагинский, С.И. Геомагнитное динамо / С.И. Брагинский // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1978. – №9. – С. 74-90.
7. Веселовский, И.С. Солнечные и гелиосферные явления в октябре–ноябре 2003 г.: причины и следствия / И.С. Веселовский, М.И. Панасюк, С.И. Авдюшин [и др.] // Космические исследования. – 2004. – Т. 42. – № 5. – С. 453-508.
8. Волковицкий, А.К. Магнитоградиентные измерения в задачах обнаружения / А.К. Волковицкий, Е.В. Каршаков, Б.В. Павлов [и др.] // Известия ТулГУ. – 2016. – Вып. 11. – Ч. 3. – С. 134-144.
9. Волковицкий, А.К. О возможности использования магнитоградиентных измерений в задачах управления движением / А.К. Волковицкий, Е.В. Каршаков, Б.В. Павлов. – СПб: ОАО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», 2010. – С. 395-398.
10. Гвишиани, А.Д. Математические методы геоинформатики. III. Нечеткие сравнения и распознавание аномалий на временных рядах / А.Д. Гвишиани, С.М. Агаян, Ш.Р. Богоутдинов [и др.] // Кибернетика и системный анализ. – 2008. – Т. 44. – № 3. – С. 3-18.
11. Гвишиани, А.Д. Математические методы геоинформатики. II. Алгоритмы нечеткой логики в задачах выделения аномалий на временных рядах / А.Д. Гвишиани, С.М. Агаян, Ш.Р. Богоутдинов [и др.] // Кибернетика и системный анализ. – 2003. – Т. 39. – № 4. – С. 103-111.
12. Гвишиани, А.Д. Дискретный математический анализ и геолого-геофизические приложения / А.Д. Гвишиани, С.М. Агаян, Ш.Р. Богоутдинов [и др.] // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2010. – № 2. – Вып. 16. – С. 109-125.
13. Гвишиани, А.Д. Алгоритмы искусственного интеллекта для кластеризации магнитных аномалий / А.Д. Гвишиани, М. Диаман, В.О. Михайлов [и др.] // Физика Земли. – 2002. – №7. – С. 13-28.
14. Гвишиани, А.Д. Атлас Главного магнитного поля Земли / А.Д. Гвишиани, Е.А. Жалковский, А.Е. Березко [и др.] // Геодезия и картография. – 2010. – № 4. – С. 33-38.
15. Гвишиани, А.Д. Влияние геомагнитных возмущений на траекторию наклонно-направленного бурения глубоких скважин в высоких широтах / А.Д. Гвишиани, Р.Ю. Лукьянова // Физика Земли. – 2018. – № 4. – С. 19-30.

16. Гвишиани, А.Д. Геоинформатика и наблюдения магнитного поля Земли: российский сегмент / А.Д. Гвишиани, Р.Ю. Лукьянова // *Физика Земли*. – 2015. – №2. – С. 1-18.
17. Гвишиани, А.Д. Исследование геомагнитного поля и проблемы точности бурения наклонно направленных скважин в Арктическом регионе / А.Д. Гвишиани, Р.Ю. Лукьянова // *Горный журнал*. – 2015. – №10(2219). – С. 94-99. Doi:10.17580/gzh.2015.10.17.
18. Джанджгава, Г.И. Навигация и наведение по пространственным геофизическим полям / Г.И. Джанджгава, Г.И. Герасимов, Л.И. Августов. – Технические науки, 2011. – С. 74-84.
19. Каршаков, Е.В. Навигация и наведение по пространственным геофизическим полям Применение измерений параметров градиента магнитного поля земли в задаче навигации летательного аппарата / Е.В. Каршаков // *Управление большими системами*. – 2011. – Вып. 35. – С. 265-282.
20. Касьяненко, Л.Г. Магнитное поле, океан и мы / Л.Г. Касьяненко, А.Н. Пушков. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 190с.
21. Копытенко, Ю.А. Результаты разработки и применения компонентной модели магнитного поля Земли в интересах магнитной картографии и геофизики / Ю.А. Копытенко, А.А. Петрова // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2016. – Т. 9. – № 2. – С. 88-96.
22. Копытенко, Ю.А. Анализ информативности магнитного поля Земли для автономной корреляционно-экстремальной навигации / Ю.А. Копытенко, А.А. Петрова, Л.И. Августов // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2017. – Т. 10(1) – С. 61-67. Doi:10.7868/S2073667317010075.
23. Кузнецов, Н.В. Радиационные одиночные сбои микроэлектроники космических аппаратов, обусловленные событиями солнечных космических лучей / Н.В. Кузнецов, Р.А. Ныммик // *Космические исследования*. – 1997. – Т. 35. – № 5. – С. 465-479.
24. Лукьянова, Р.Ю. Асимметрия распределения электрического потенциала в ионосфере противоположных полушарий / Р.Ю. Лукьянова // *Геомагнетизм и аэронавигация*. – 2005. – Т. 45. – № 4. – С. 474-479.
25. Лукьянова, Р.Ю. Асимметричные структуры продольных токов и конвекции ионосферной плазмы, контролируемые азимутальной компонентой ММП и сезоном года / Р.Ю. Лукьянова, Козловский А., Ф. Христиансен // *Геомагнетизм и аэронавигация*. – 2010. – Т. 50. – № 5. – С. 695-706.
26. Ляцкий, В.Б. Токовые системы магнитосферно-ионосферных возмущений / В.Б. Ляцкий. – Л.: Наука, 1978. – 196с.
27. Малеев, П.И. Состояние развития и перспективы использования морской бортовой магнитометрической системы / П.И. Малеев, А.А. Хребтов, В.И. Шеремет // *Навигация и гидрография*. – 2006. – №23. – С. 91-96.
28. Мансуров, С.М. Новые доказательства связи между магнитными полями в космическом пространстве и на Земле / С.М. Мансуров // *Геомагнетизм и аэронавигация*. – 1969. – № 9. – С. 768-770.
29. Панасюк, М.И. Магнитные бури в октябре 2003 года / М.И. Панасюк [и др.] // *Космические исследования*. – 2004. – Т. 42. – № 5. – С. 509-554.
30. Паркинсон, У. Введение в геомагнетизм / У. Паркинсон. – М.: Мир, 1986. – 528с.

31. Соловьев, А.А. Атлас магнитного поля Земли / А.А. Соловьев, А.В. Хохлов, Е.А. Жалковский и др; под ред. А. Д. Гвишиани, А. В. Фролова, В. Б. Лапшина. – М.: Публ. ГЦ РАН, 2012. – 364 с. Doi: 10.2205/2012Atlas_MPZ.
32. Яновский, Б.М. Земной магнетизм / Б.М. Яновский // Л: Ленингр. ун-та. – 1963. – Т.2. – 464с.
33. Afzal, M.H. Use of Earth's Magnetic Field for Mitigating Gyroscope Errors Regardless of Magnetic Perturbation / M.H. Afzal, V. Renaudin, G. Lachapelle // Sensors. – 2011. – Vol. 11. – P. 11390-11414.
34. Aldridge, K.D. Core-mantle interactions / K.D. Aldridge et. al // Surveys in Geophysics. – 1990. – Vol. 11(4). – P. 329-353. Doi:10.1007/BF01902965.
35. Alexeev, I.I. Dynamic model of the magnetosphere: Case study for January 9–12, 1997 / I.I. Alexeev, V.V. Kalegaev, E.S. Belenkaya et al. // Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2001. – Vol. 106(A11). – P. 25683-25694. Doi:10.1029/2001JA900057.
36. Amit, H. The time-dependence of intense archeomagnetic flux patches / H. Amit et al. // Journal of Geophysical Research. – 2011. – Vol. 116. – Article Number B12106. Doi:10.1029/2011JB008538.
37. Anderson, C. The Impact of the Space Environment on Space Systems / C. Anderson // Engineering and Technology Group, The Aerospace Corp., Report TR-99 (1670). – El Segundo, CA. – 1999.
38. Aubert, J. Geomagnetic jerks and rapid hydromagnetic waves focusing at Earth's core surface / J. Aubert, C. Finlay // Nature Geoscience. – 2019. – Vol. 12. – P. 393-398. Doi: 10.1038/s41561-019-0355-1.
39. Babcock, H.W. The topology of the Sun's magnetic field and the 22-year cycle / H.W. Babcock // Astrophys. J. – 1961. – Vol. 133. – P. 572-587.
40. Baker, D.N. The occurrence of operational anomalies in spacecraft and their relationship to space weather / D.N. Baker // IEEE Transactions on Plasma Sciences. – 2000. – Vol. 28. – P. 2007-2017. Doi:10.1109/27.902228.
41. Baker, D.N. Disturbed space environment may have been related to pager satellite failure / D.N. Baker et al. // Eos, Transactions AGU. – 1998. – Vol. 79(40). – P. 477-483. Doi:10.1029/98EO00359.
42. Barber, G.W. History and Magnetism of Compass Adjust / G.W. Barber, A.S. Aarot // IEEE Transactions on Magnetics. – 1988. – Vol. 24(6). – P. 2883-2885. Doi:10.1109/20.92276.
43. Barbieri, L.P. October-November 2003's space weather and operations lessons learned / L.P. Barbieri, R.E. Mahmot // Space Weather. – Vol. 2. – S09002. Doi:10.1029/2004SW000064.
44. Bloxham, J. The Geomagnetic Main Field and the Geodynamo / J. Bloxham, P.H. Roberts // Reviews of Geophysics. – 2017. – Vol.29(S1). – P. 428-432. Doi:10.1002/rog.1991.29.s1.428.
45. Bloxham, J. The origin of geomagnetic jerks / J. Bloxham, S. Zatman, M. Dumberry // Nature. – 2002. – Vol. 420(6911). – P. 65-68. Doi:10.1038/nature01134.
46. Bonner, L.R. Rapid prediction of electric fields associated with geomagnetically induced currents in the presence of three-dimensional ground structure: Projection of remote magnetic observatory data through magnetotelluric impedance tensors / L.R. Bonner, A. Schultz // Space Weather. – 2017. – Vol.14. Doi:10.1002/2016SW001535.
47. Brunhes, B. Sur la direction de l'aimantation permanente dans une argile de Pontfarcin, C. R. / B. Brunhes // Acad. Sci. Paris. – 1905. – Vol.141. – P. 567–568.

48. Cagniard, L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting / L. Cagniard // *Geophysics*. – 1953. – Vol.18. – P. 605-635. Doi:10.1190/1.1437915.
49. Charbonneau, P. Dynamo Models of the Solar Cycle / P. Charbonneau // *Living Rev. Sol. Phys.* – 2005. – Vol.2(2). Doi.org/10.12942/lrsp-2005-2.
50. Charbonneau, P. Solar Dynamo Theory / P. Charbonneau // *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*. – 2014. – Vol. 52(251). Doi:10.1146/annurev-astro-081913-040012.
51. Papitashvili, V.O. Seasonal variations of high-latitude field-aligned current system inferred from Ørsted and Magsat observations / F. Christiansen, V.O. Papitashvili, T. Neubert – *J. Geophys. Res.* – 2002. Vol.107(A2). Doi:10.1029/2001JA900104.
52. Chulliat, A. The US/ UK World Magnetic Model for 2015-2020 / A. Chulliat et al. // *Technical Report, National Geophysical Data Center, NOAA*. – 2015. – Vol.107(A2). Doi: 10.7289/V5TB14V7.
53. Kim, I.J. Indoor location sensing using geo-magnetism / J. Chung, M. Donahoe, C. Schmandt // *Proceedings of the 9th International Conference on Mobile Systems, Applications, and Services*. – 2011. – Vol.107(A2). – P. 141-154.
54. Davis, T.N. Auroral electrojet activity index (AE) and its universal time variations / T.N. Davis, M. Sugiura // *J. Geophys. Res.* – 1966. – Vol.71(3). – P. 785-801.
55. Diaz, E.M. Use of the Magnetic Field for Improving Gyroscopes' Biases Estimation / E.M. Diaz, F. Müller de Ponte, J. J. G. Domínguez // *Sensors*. – 2017. – Vol. 17. – 832p. Doi:10.3390/s17040832.
56. *Directional Drilling Handbook*, BP Amoco. – 1999. – 675p.
57. Finlay, C. Tøffner Clausen. Recent geomagnetic secular variation from Swarm and ground observatories as estimated in the CHAOS-6 geomagnetic field model / C. Finlay et al. // *Earth, Planets and Space*. – 2016. – Vol. 68. – P. 112. Doi:10.1186/s40623-016-0486-1.
58. Finlay, C.C. Historical variation of the geomagnetic axial dipole, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* / C.C. Finlay. – 2008. – Vol.170(1-2). – P. 1-14. Doi:10.1016/j.pepi.2008.06.029.
59. Friis-Christensen, E. *Geomagnetic Research from Space* / E. Friis-Christensen, H. Lühr, G. Hulot // *Eos, Transactions AGU*. – 2009. – Vol. 90(25). – P. 213-214. Doi:10.1029/2009EO250002.
60. Gillet, N. Stochastic modeling of the Earth's magnetic field: Inversion for covariances over the observatory era / N. Gillet, D. Jault, C.C. Finlay [et. al.] // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2013. – Vol. 14. – P. 766-786. Doi:10.1002/ggge.20041.
61. Gjerloev, J.W. A global ground-based magnetometer initiative / J.W. Gjerloev // *Eos Trans. AGU*. – 2009. – Vol. 90(27). – P. 230-231. Doi: 10.1029/2009EO270002.
62. Gjerloev, J.W. The SuperMAG data processing technique / J.W. Gjerloev // *J. Geophys. Res.* – Vol. 117. – A09213. 2012. Doi: 10.1029/2012JA017683.
63. Gvishiani, A.D. Algorithm FLARS and recognition of time series anomalies / A.D. Gvishiani, S.M. Agayan, Sh.R. Bogoutdinov // *System Research & Information Technologies*. – 2004. – № 3. – P. 7-16.a
64. Gvishiani, A. Survey of Geomagnetic Observations Made in the Northern Sector of Russia and New Methods for Analysing Them / A. Gvishiani, R. Lukianova, A. Soloviev [et. al.] // *Surveys in Geophysics*. – 2014. – Vol. 35(5). – P. 1123-1154. Doi:10.1007/s10712-014-9297-8.

65. Gvishiani, A. Automated Hardware and Software System for Monitoring the Earth's Magnetic Environment Automated Hardware and Software System for Monitoring the Earth's Magnetic Environment / A. Gvishiani, A. Soloviev, R. Krasnoperov // *Data Science Journal*. – 2016. – Vol.15(18). – P. 1-24. Doi:10.5334/dsj-2016-018.
66. Gvishiani, A.D. Geomagnetic activity during St. Patrick's Day storm inferred from global and local indicators / A.D. Gvishiani, R.V. Sidorov, R.Yu. Lukianova [et. al.] // *Russ. J. Earth. Sci.* – 2016. – Vol.16. ES6007. Doi:10.2205/2016ES000593.
67. Haines, G.V. Spherical Cap Harmonic Analysis / G.V. Haines // *Journal of Geophysical Research*. – 1985. – Vol. 90(B3). – P. 2583-2591.
68. Hale, G.E. The Magnetic Polarity of Sun-Spots / G.E. Hale, F. Ellerman, S.B. Nicholson [et. al.] // *Astrophys. J.* – 1919. – Vol. 49. – P. 153. Doi:10.1086/142452.
69. Hardy, D.A. Statistical and functional representations of the pattern of auroral energy flux, number flux, and conductivity / D.A. Hardy, M.S. Gussenhoven, R. Raistrick [et. al.] // *J. Geophys. Res.* – 1987. – Vol.92. – P. 12275-12294.
70. Hulot, G. The Magnetic Field of Planet Earth / G. Hulot, C.C. Finlay, C.G. Constable [et. al.] // *Space Science Reviews*. – 2010. – Vol.152(1-4). – P. 159-222. Doi:10.1007/s11214-010-9644-0.
71. Iijima, T. Field-aligned currents in the dayside cusp observed by Triad / T. Iijima, T.A. Potemra // *J. Geophys. Res.* – 1976. – Vol.81(34). – P. 5971-5979.
72. IndoorAtlas [Электронный ресурс] /. — Официальный сайт. — Режим доступа: <https://www.indooratlas.com>
73. Iucci, N. Space weather conditions and spacecraft anomalies in different orbits / N. Iucci, A.E. Levitin, A.V. Belov [et. al.] // *Space Weather*. – 2005. – Vol. 3. S01001. Doi:10.1029/2003SW000056
74. Jacobs, J.A. Reversals of the Earth's Magnetic Field / J.A. Jacobs – Cambridge: Cambridge Univ, 1994. – 358p.
75. Jankowsky, J. Guide for magnetic measurements and observatory practice / J. Jankowsky, C. Sucksdorf – Warsaw: IAGA, 1996. – 238p.
76. Kaufman, A.A. The Magnetotelluric Sounding Method / A.A. Kaufman, G.V. Keller. – Elsevier, 1981. – 595p.
77. Kelly, M.A. Progress toward forecasting of space weather effects on UHF SATCOM after Operation Anaconda / M.A. Kelly, J.M. Comberiate, E.S. Miller [et. al.] // *Space Weather*. – 2014. – Vol.12. – P. 601– 611. Doi:10.1002/2014SW001081.
78. Kerridge D. J. INTERMAGNET: Worldwide near-real-time geomagnetic observatory data [Электронный ресурс] // Proceedings of ESA Space Weather Workshop. ESTEC, Noordwijk, Netherlands, 2001. URL: http://www.intermagnet.org/publications/IM_ESTEC.pdf (дата обращения: 01.04.2019) Kivelson, M.G. Introduction to Space Physics / M.G. Kivelson, C.T. Russell. – Cambridge University Press, 1995. – 588p.
79. Kivelson, M.G., Russell C.T. Introduction to Space Physics / M.G. Kivelson, C.T. Russell // Cambridge University Press. – 1995. – 588p.
80. Korhonen, J. Magnetic anomaly map of the world, Commission for Geological Map of the World / J. Korhonen, J. Fairhead, M. Hamoudi. – 1st Edition. – Paris, France: 2007.
81. Korte, M. Centennial to millennial geomagnetic field variations / M. Korte, R. Muscheler // *Journal of Space Weather and Space Climate*. – 2012. – Vol. 2. A08. Doi:10.1051/swsc/2012006.

82. Kozlovsky, A. IMF BY effects in the magnetospheric convection on closed magnetic field lines / A. Kozlovsky, T. Turunen, A. Koustov [et. al.] // *Geophys. Res. Lett.* – 2003. – Vol. 2. A08. – P. 2261-2265.
83. Kozyreva, O.V. In search of new ULF wave index: Comparison of Pc5 power with dynamics of geostationary relativistic electrons / O.V. Kozyreva, V.A. Pilipenko, M.J. Engebretson // *Planet. Space Science.* – 2003. – Vol. 55(6). – P. 755-769.
84. Langel, R.A. The magnetic field of the Earth's lithosphere: The Satellite Perspective / R.A. Langel, W.J. Hinze. – Cambridge University Press, 1998. – 429p. Doi:10.1017/CBO9780511629549.
85. Laundal, K.M. Solar wind and seasonal influence on ionospheric currents from Swarm and CHAMP measurements / K.M. Laundal, C.C. Finlay, N. Olsen [et. al.] // *Journal of Geophysical Research: Space Physics.* – 2018. – Vol.123. Doi:10.1029/2018JA025387.
86. Ledvina, B.M. Temporal properties of intense GPS LI amplitude scintillations at midlatitudes / B.M. Ledvina, P.M. Kintner, J.J. Makela // *Radio Science.* – 2004. – Vol. 39(1). P. RS1S18. Doi:10.1029/2002RS002832.
87. Léger, J.M. Swarm Absolute Scalar and Vector Magnetometer Based on Helium 4 Optical Pumping / J.M. Léger, F. Bertrand, T. Jager [et. al.] // *Procedia Chemistry.* 2009. Vol.1. P. 634–637. Doi:10.1016/j.proche.2009.07.158.
88. Leighton, R.B. A magneto-kinematic model of the solar cycle / R.B. Leighton // *Astrophys. J.* – 1969. – Vol.156. – P. 1-26. Doi:10.1086/149943.
89. Leontyev, S.V. Electric field and currents connected with Y_component of interplanetary magnetic field / S.V. Leontyev, W.B. Lyatsky // *Planet. Space Sci.* – 1974. – Vol. 22. – P. 811-819. Doi:10.1016/0032-0633(74)90151-2.
90. Li, B. How feasible is the use of magnetic field alone for indoor positioning? / B. Li, T. Gallagher, A.G. Dempster [et. al.] // *IEEE International Conference on Indoor Positioning and Indoor Navigation (IPIN).* – 2012. – P. 13-15. Doi:10.1109/IPIN.2012.6418880.
91. Livingston, W. Decreasing sunspot magnetic fields explain unique 10.7 cm radio flux / W. Livingston, M.J. Penn, L. Svalgaard // *Astrophys. J. Lett.* – 2012. – Vol. 757(L8). – P. 1-4. Doi:10.1088/2041-8205/757/1/L8.
92. Reconstruction and prediction of variations in the open solar magnetic flux and interplanetary conditions / M. Lockwood // *Living Reviews in Solar Physics.* – 2013. – Vol. 10. Doi:10.12942/lrsp-2013-4.
93. Rouillard, A.P. The rise and fall of open solar flux during the current grand solar maximum / M. Lockwood, A.P. Rouillard, I.D. Finch // *The Astrophysical Journal.* – 2009. – Vol. 700. – P. 937-944. Doi:10.1088/0004-637X/700/2/937.
94. Lorentzen, K.R. Multisatellite observations of MeV ion injections during storms / K.R. Lorentzen, J.E. Mazur, M.D. Looper [et. al.] // *Journal of Geophysical Research.* – 2002. – Vol. 107(A9). Doi:10.1029/2001JA000276.
95. Love, J.J. An International Network of Magnetic Observatories / J.J. Love, A. Chulliat // *Eos, Transactions AGU.* – 2013. – Vol. 94 (42). – P. 375-374. Doi:10.1002/2013EO420001.
96. Lukianova, R.F. Christiansen, Modeling of the UT effect in global distribution of ionospheric electric fields / R.F. Lukianova // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2008. – Vol. 70. – P. 637-645. Doi:10.1016/j.jastp.2007.08.047.

97. Lukianova, R. Statistical maps of field-aligned currents inferred from SWARM: dependence on season and interplanetary magnetic field / R. Lukianova, Sh. Bogoutdinov // *Rus. J. Earth Science*. – 2018. – Vol.18. ES6003. Doi:10.2205/2018ES000640.
98. Lukianova, R. Modeling of the global distribution of ionospheric electric field based on realistic maps of field-aligned currents / R. Lukianova, F. Christiansen // *J. Geophys. Res.* – 2006. – Vol. 111. A03213. Doi:10.1029/2005JA011465.
99. Lukianova, R. Asymmetric distribution of the ionospheric electric potential in the opposite hemispheres as inferred from the SuperDARN observations and FAC-based convection model / R. Lukianova, C. Hanuise, F. Christiansen // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2008. – Vol. 70. – P. 2324-2335. Doi:10.1016/j.jastp.2008.05.015.
100. Lukianova, R. Centennial evolution of monthly solar wind speeds: Fastest monthly solar wind speeds from long-duration coronal holes / R. Lukianova, L. Holappa, K. Mursula // *Geophys. Res.* – 2017. – Vol. 122. Doi:10.1002/2016JA023683.
101. Lukianova, R. IMF By effects in the plasma flow at the polar cap boundary / R. Lukianova, A. Kozlovsky // *Ann. Geophys.* – 2011. – Vol. 29. – P. 1305-1315. Doi:10.5194/angeo-29-1305-2011.
102. Lukianova, R. Changed relation between sunspot numbers, solar UV/ EUV radiation and TSI during the declining phase of solar cycle 23 / R. Lukianova, K. Mursula // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2011. – Vol. 73. – P. 235-240. Doi:10.1016/j.jastp.2010.04.002
103. Lukianova, R. Response of the polar magnetic field intensity to the exceptionally high solar wind streams in 2003 / R. Lukianova, K. Mursula, A. Kozlovsky // *Geophys. Res. Lett.* – 2012. – Vol. 39(4). Doi:10.1002/2011GL050420.
104. Lyatsky, W. Monitoring the auroral electrojet from polar cap stations / W. Lyatsky, A. Tan, S. Lyatskaya // *J. Geophys. Res.* – 2006. – Vol.111– A07202. Doi:10.1029/2004JA010989.
105. Maunder, E.W. Note on the distribution of sunspots in heliographic latitude, 1874 to 1902 / E.W. Maunder // *Mon. Nat. R. Astron. Soc.* – 1904. – Vol.64. – P. 747-761.
106. Mursula, K. Seasonal solar wind speeds for the last 100 years: Unique coronal hole structures during the peak and demise of the Grand Modern Maximum / K. Mursula, L. Holappa, R. Lukianova // *Geophys. Res. Lett.* – 2017. – Vol.43. Doi:10.1002/2016GL071573.
107. Mursula, K. Occurrence of the high-speed solar wind streams over the Grand Modern Maximum / K. Mursula, R. Lukianova, L. Holappa // *The Astrophysical Journal*. – 2015 – Vol. 801(30). Doi:10.1088/0004-637X/801/1/30.
108. Mursula, K. The 13.5-day periodicity in the Sun, solar wind, and geomagnetic activity: The last three solar cycles / K. Mursula, B. Zieger // *J. Geophys. Res.* – 1996. – Vol. 101(A12). – 27077– 27090p. Doi:10.1029/96JA02470.
109. Nishida, A. Interplanetary origin of electric fields in the magnetosphere / A. Nishida // *Cosmic Electrodyn.* – 1971. – V. 2. – P. 350-374.
110. Ogórek, I. The use of magnetic field and magnetometers in supporting the air navigation / I. Ogórek, M. Grzegorzewski, M. Maciejowski // *Annual of navigation*. – 2015. – Vol. 22. – P. 21-29. Doi:10.1515/aon-2015-0018.
111. Olsen, N. The Swarm Satellite Constellation Application and Research Facility (SCARF) and Swarm data products / N. Olsen, E. Friis-Christense, R. Floberghage // *Earth Planet Space*. – Vol. 65(1). – 2013.

112. Olsen, N. Separation of the Magnetic Field into External and Internal Parts / N. Olsen, K.H. Glassmeier, X. Jia // *Space Science Reviews*. – 2010. – Vol. 152(1–4). – P. 135-157. Doi:10.1007/s11214-009-9563-0.
113. Olsen, N. The CHAOS-4 geomagnetic field model / N. Olsen, H. Lühr, C. Finlay // *Geophysical Journal International*. – 2014. – V.197(2). – P. 815-827. Doi: 10.1093/gji/ggu033.
114. Papitashvili, V.O. A new model of field-aligned currents derived from high-precision satellite magnetic field data / V.O. Papitashvili, F. Christiansen, T. Neubert // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – Vol.29(14). – 1683p. Doi:10.1029/2001GL014207.
115. Parker, E.N. Dynamics of the interplanetary gas and magnetic fields / E.N. Parker // *Astrophys. J.* – 1958. – Vol.128. – P. 664-676. Doi:10.1086/146579.
116. Pasku, V. Magnetic Field Based Positioning Systems / V. Pasku, A. De Angelis, G. De Angelis // *IEEE Communications Surveys and Tutorials*. – 2017. – Vol.128. Doi:10.1109/COMST.2017.2684087.
117. Rasson, J. Observatories, instrumentation / J. Rasson // *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*; edited by D. Gubbins and E. Herrero-Bervera. – New York: Springer, 2007. – P. 711-713.
118. Robinson, R.M. Measurements of E region ionization and conductivity produced by solar illumination at high latitudes / R.M. Robinson, R.R. Vondrak // *J. Geophys. Res.* – 1984. – Vol. 89(A6). – 3951–3956p. Doi: 10.1029/JA089iA06p03951
119. Sabaka, T.J. Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Ørsted and CHAMP data / T.J. Sabaka, N. Olsen, M.E. Purucker // *Geophys. J. Int.* – 2004. – V. 159(2). – P. 521-547. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02421.x
120. Saxena, A. Indoor positioning system using geo-magnetic field / A. Saxena, M. Zawodnjok // *Proc. IEEE International Instrumentation and Measurement Technology Conference*. – 2014. – V. 159(2). – P. 572-577.
121. Schonfeld, S.J. Coronal sources of the F10.7 radio flux / S.J. Schonfeld, S.M. White, C.J. Henney // *Astrophys.* – 2015. – Vol. 808(29). – P. 1-10. Doi:10.1088/0004-637X/808/1/29.
122. Sidorov, R.V. Application of the SP algorithm to the INTERMAGNET magnetograms of the disturbed geomagnetic field / R.V. Sidorov, A.A. Soloviev, Sh.R. Bogoutdinov // *Izvestiya. – Physics of the Solid Earth*, 2012. – Vol. 48(5). – P. 410-414. Doi:10.1134/S1069351312040088.
123. Siscoe, G. The space-weather enterprise: past, present, and future / G. Siscoe // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 2000. – Vol. 62(14). – P. 1223-1232. Doi:10.1016/S1364-6826(00)00074-2.
124. Soloviev, A. Estimation of geomagnetic activity using measure of anomalousness / A. Soloviev, S. Agayan, S. Bogoutdinov // *Annals of Geophysics*. – 2016. – Vol. 59(6). Doi:10.4401/ag-7116.
125. Soloviev, A. Mathematical Tools for Geomagnetic Data Monitoring and the INTERMAGNET Russian Segment / A. Soloviev, Sh. Bogoutdinov, A. Gvishiani // *Data Science Journal*. – 2013. – Vol. 21, WDS114–WDS119. Doi:10.2481/dsj.WDS-019.
126. Swarm (Geomagnetic LEO Constellation) [Электронный ресурс] /. – Электрон. текстовые дан. – Режим доступа: [https:// directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/swarm](https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/swarm).

127. The BGS Global Geomagnetic Model (BGGM) [Электронный ресурс] /. – Электрон. текстовые дан. – Режим доступа: [http:// geomag.bgs.ac.uk/ data_service/ directionaldrilling/ bggm.html](http://geomag.bgs.ac.uk/data_service/directionaldrilling/bggm.html).
128. Thébaud, E. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation / E. Thébaud, C.C. Finlay, C.D. Beggan [et. al.] // *Earth, Planets and Space*. – 2015. – Vol.67 (79). Doi:10.1186/s40623-015-0228-9.
129. Thomson A.W.P. et al. Geomagnetism Review 2012. Edinburgh British Geological Survey, 2013. 44 p [Электронный ресурс] /. – Электрон. текстовые дан. – Режим доступа: [http:// www.geomag.bgs.ac.uk/ documents/ reviews/ Geomagnetism_ Review_2012.pdf](http://www.geomag.bgs.ac.uk/documents/reviews/Gomagnetism_Review_2012.pdf)
130. Tsurutani, B.T. Corotating solar wind streams and recurrent geomagnetic activity: A review / B.T. Tsurutani [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 2006. – Vol.111. A07S01. Doi:10.1029/2005JA011273.
131. Tsyganenko, N.A. A model of the near magnetosphere with a dawn–dusk asymmetry: 1. Mathematical structure / N.A. Tsyganenko // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. – 2002. – 107(A8). Doi:10.1029/2001JA000219.
132. Tsyganenko, N.A. Modeling the dynamics of the inner magnetosphere during strong geomagnetic storms / N.A. Tsyganenko, M.I. Sitnov // *J. Geophys.* – 2005. – Vol. 110, A03208. Doi:10.1029/2004JA010798.
133. Usoskin, I.G. Evidence for distinct modes of solar activity / I.G. Usoskin, G. Hulot, Y. Gallet [et. al.] // *Astronomy and Astrophysics*. – 2014. – Vol. 562 (L10). Doi:10.1051/0004-6361/201423391.
134. Viljanen, A. Continental scale modelling of geomagnetically induced currents / A. Viljanen, R. Pirjola, M. Wik [et. al.] // *J. Space Weather Space Clim.* – 2012. – Vol.2(A17). Doi:10.1051/swsc/2012017.
135. Walt M. Introduction to geomagnetically trapped radiation / M. Walt. – Cambridge University Press. – 2005. – 168p.
136. Wang, Y.-M. Understanding the geomagnetic precursor of the solar cycle / Y.M. Wang, N.R.Jr. Sheeley, // *J. Astrophys.* – 2009. – Vol. 694. Doi:10.1088/0004-637X/694/1/L11.
137. Wang, Y.-M. Solar wind speed and coronal flux-tube expansion / Y.M. Wang, N.R.Jr. Sheeley // *J. Astrophys. J.* – 1990. – Vol. 355. – P. 726-732. Doi:10.1086/168805.
138. Wang, Y.-M. Magnetic flux transport and the sun's dipole moment – New twists to the Babcock-Leighton model / Y.M. Wang, N. R. Jr. Sheeley // *Astrophys. J.* – 1991. – Vol. 375. – P. 761-770. Doi:10.1086/170240.
139. Watanabe, M. Origin of the interhemispheric potential mismatch of merging cells for interplanetary magnetic field BY-dominated periods / M. Watanabe, G.J. Sofko, K. Kabin [et. al.] // *J. Geophys. Res.* – 2007. – V. 112. A10205. Doi:10.1029/2004SW000075.
140. Webb, D.F. Spacecraft and ground anomalies related to the October-November 2003 solar activity / D.F. Webb, J.H. Allen // *Space Weather*. – 2004. – Vol. 2(3). – P. 6-7. Doi:10.1029/2004SW000075.
141. Weimer, D.R. Maps of ionospheric field-aligned currents as a function of the interplanetary magnetic field derived from Dynamics Explorer 2 data / D.R. Weimer // *J. Geophys. Res.* – 2001. – Vol.106. – P. 12889-12902.
142. Wilkinson, D.C. NOAA's spacecraft anomaly database and examples of solar activity affecting spacecraft / D.C. Wilkinson // *Journal of Spacecraft and Rockets*. – 1991. – Vol.31. – P. 160-165.

143. Wrenn, G.L. A solar cycle of spacecraft anomalies due to internal charging / G.L. Wrenn, D.J. Rodgers, K.A. Ryden. // *Annales Geophysicae*. – 2002. – Vol.20. – P. 953-956. Doi:10.5194/angeo-20-953-2002
144. A reliability-augmented particle filter for magnetic fingerprinting based indoor localization on smartphone / H. Xie, T. Gu, X. Tao [et. al.] // *IEEE Transactions on Mobile Computing*. – 2015. – Vol.20. Doi: 10.1109/TMC.2015.2480064
145. Analysis of Key Technologies in Geomagnetic Navigation / X. Zhang, Y. Zhao // *7th International Symposium on Instrumentation and Control Technology: Measurement Theory and Systems and Aeronautical Equipment*. – 2008. – Vol. 7128. Doi:10.1117/12.807129
146. Detection of Ship Wakes Using an Airborne Magnetic Transducer / N. Zou, A. Nehorai // *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*. – 2000. – Vol. 3(1). – P. 512-539. Doi:10.1109/36.823948

Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю., Соловьёв А.А.

Геомагнетизм: от ядра Земли до Солнца

Монография

Формат 60x84 1/8

Гарнитура Times

Усл.-п. л. 13,35. Уч.-изд. л. 12,07

Тираж 300 экз.

Издатель – Российская академия наук

Публикуется в авторской редакции

Отпечатано в экспериментальной цифровой типографии РАН

Издается по решению Научно-издательского совета

Российской академии наук (НИСО РАН)

и распространяется бесплатно

