

Федеральное агентство по образованию
Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
Владимирский государственный университет

Л. В. Грунская

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ
НА ОСНОВЕ МЕТОДА КОРРЕЛЯЦИОННОГО
ПРИЁМА

Учебное пособие

Владимир 2010

УДК 550.371
ББК 26.231.6
Г90

Рецензенты:

Доктор технических наук, профессор
заслуженный деятель науки РФ
зав. кафедрой радиотехники и радиосистем
Владимирского государственного университета
О.Р. Никитин

Доктор физико-математических наук, профессор,
зав. кафедрой общей физики и методики преподавания физики
Владимирского государственного гуманитарного университета
Е.Н. Куркутова

Печатается по решению редакционного совета
Владимирского государственного университета

Грунская, Л. В.

Г90 Исследование электрического поля приземного слоя атмосферы на основе метода корреляционного приема : учеб. пособие / Л. В. Грунская ; Владим. гос. ун-т. – Владимир : Изд-во Владим. гос. ун-та, 2010. – 132 с.
ISBN 978-5-9984-0036-0

Результаты, представленные в настоящем учебном пособии, посвящены решению одной из актуальных проблем физики Земли, связанной с исследованием взаимосвязи электрического поля в приземном слое с геофизическими процессами, конкретизации физических механизмов, реализующих это воздействие, и обоснованию перспективности использования метода корреляционного приемника в решении прикладных геофизических задач.

Предназначено в помощь студентам старших курсов дневной, заочной и дистанционной форм обучения, проходящих преддипломную практику в составе учебно-научных групп на физическом экспериментальном полигоне ВлГУ по специальностям 210301 – радиофизика и электроника, 210302 – радиотехника, а также преподавателям для проведения курсов, связанных с радиофизическими методами исследования характеристик приземного слоя атмосферы.

Ил. 14. Табл. 3. Библиогр. : 305 назв.

УДК 550.371
ББК 26.231.6

ISBN 978-5-9984-0036-0

© Владимирский государственный университет, 2010

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Глава 1. ВОЗДЕЙСТВИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ.....	10
1.1. Физические механизмы возбуждения вариаций электрических полей в резонаторе Земля – ионосфера.....	10
1.1.1. Резонатор Земля – ионосфера. Основные характеристики.....	10
1.1.2. Условия приема в приземном слое атмосферы.....	13
1.2. Источники вариаций электрических полей в приземном слое атмосферы.....	17
1.2.1. Мировая грозовая активность.....	17
1.2.2. Сейсмогравитационные и собственные колебания Земли. Космические источники.....	19
1.2.3. Лунно-солнечные приливы.....	24
1.3. Выводы.....	34
Контрольные вопросы.....	36
Библиографический список.....	36
Глава 2. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ.....	47
2.1. Влияние лунно-солнечных приливов на электрическое поле приземного слоя атмосферы (E_z).....	47
2.2. Электрическая структура приземного слоя атмосферы.....	51
2.3. Решение задачи проникновения электрического поля, возникающего на уровне ионосферы под действием приливов, в приземный слой атмосферы с учетом конечной и бесконечной электрической проводимости земной коры.....	57
2.4. Выводы.....	62
Контрольные вопросы.....	63
Библиографический список.....	63

Глава 3. ВОЗДЕЙСТВИЕ ЛУННО-СОЛНЕЧНЫХ ПРИЛИВОВ НА ВЕРТИКАЛЬНУЮ СОСТАВЛЯЮЩУЮ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ.....	65
3.1. Классификация методов спектрального оценивания.....	65
3.2. Анализ законов распределения экспериментальных временных рядов E_z в приземном слое атмосферы.....	76
3.3. Использование корреляционного квадратурного приемника для оценки амплитуды спектральных компонент E_z приземного слоя атмосферы на частотах лунно-солнечных приливов.....	88
3.4. Выводы.....	94
Контрольные вопросы.....	96
Библиографический список.....	97
Глава 4. СИСТЕМА МОНИТОРИНГА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ В СЕТИ РАЗНЕСЕННЫХ В ПРОСТРАНСТВЕ СТАНЦИЙ.....	110
4.1. Приемно-регистрирующий комплекс экспериментального полигона для исследования лунно-солнечных приливов....	110
4.2. Структура приемно-регистрирующих комплексов, разнесенных в пространстве.....	114
4.3. Методика измерения и восстановления абсолютных значений E_z в приземном слое атмосферы.....	123
4.4. Выводы.....	124
Контрольные вопросы.....	126
Библиографический список.....	127
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	131

ВВЕДЕНИЕ

В задачу данного пособия входит ознакомление студентов учебно-научных отрядов, принимающих участие в научных и учебных работах на полигоне, с теоретическими и экспериментальными основами проводимых исследований по изучению взаимосвязи электрических полей приземного слоя атмосферы с рядом геофизических процессов.

В последние годы все большее внимание привлекает к себе проблема влияния на состояние окружающей среды геофизических факторов. Исследования электрических характеристик нижней части тропосферы (приземного слоя), где протекает большая часть деятельности человека, играет при этом важную роль. Изменения электрического поля приземного слоя атмосферы происходят под действием различных антропогенных и естественных процессов. Атмосферно-электрические характеристики вблизи поверхности земли тесно связаны с глобальной грозовой активностью, приливными эффектами, метеорологическими явлениями, сейсмической и солнечной активностью. Представляемые материалы базируются на результатах мониторинга электрического поля приземного слоя атмосферы. Основной экспериментальной базой проводимых исследований служит физический экспериментальный полигон Владимирского государственного университета.

Одно из основных направлений исследований связано с изучением взаимосвязи электрических полей приземного слоя атмосферы с лунно-солнечными приливами. Исследования влияния лунно-солнечных приливов на электрические характеристики приземного слоя важны с нескольких точек зрения. Это фундаментальные исследования в разделе геофизики, связанном с атмосферно-электрическими явлениями в приземном слое. Приливы играют важную роль в формировании геодинамического режима в сейсмоактивных регионах Земли. Приливные эффекты наблюдаются в гравиметрии, геомагнитном поле, записях атмосферного давления, электрическом поле ионосферы и приземного слоя атмосферы и являются предметом теоретических и экс-

периментальных исследований в течение последних двух столетий. Подобные исследования проводятся как в нашей стране, так и за рубежом. Воздействие солнечного и лунного приливов на электрическое поле ионосферы теоретически исследовано, тогда как задача оценки проникновения электрического поля, вызванного приливами и возникающего на уровне ионосферы, в приземный слой атмосферы была не решена.

Экспериментальные исследования воздействия приливных эффектов на электрическое поле приземного слоя атмосферы, в частности, связаны с необходимостью получения достоверных оценок амплитуды спектральных компонент электрического поля на частотах приливов. В ходе исследований осуществлена оценка степени воздействия лунно-солнечных приливов на электрические характеристики приземного слоя. Подобная оценка обычно осуществлялась на основе результатов, полученных с помощью классических и параметрических методов спектрального оценивания. Методы спектральной оценки эффективно работают только на участках стационарности анализируемого процесса и не позволяют провести достоверную оценку амплитуды электрического поля на конкретной частоте, например, прилива.

Экспериментальные исследования таких процессов, как лунно-солнечные приливы могут эффективно осуществляться путем анализа результатов регистраций электрического поля в сети разнесенных в пространстве на большие расстояния станций. Это связано с тем, что приливы являются динамическим процессом, зависящим от места расположения станции мониторинга. Организация подобных экспериментов – сложная, но реальная задача.

В данном учебном пособии представлены: результаты анализа экспериментальных данных, полученных в результате проведения мониторинга атмосферного электрического поля в сети разнесенных в пространстве станций; решение задачи о распространении возмущений электрического поля, вызванных приливами и возникающих на уровне ионосферы, в приземный слой атмосферы; результаты анализа законов распределения экспериментальных данных по электрическому полю в приземном слое атмосферы; оценка амплитуды спектральных компонент электрического поля приземного слоя на частотах лун-

но-солнечных приливов; специализированная радиотехническая система мониторинга электромагнитных полей в приземном слое атмосферы в сети разнесенных в пространстве станций.

Проанализировано воздействие геофизических факторов на электрическое поле в резонаторе Земля – ионосфера, описана природа флуктуаций электромагнитного поля. Проведен анализ источников электрических полей в приземном слое атмосферы. Рассмотрены реальные условия приема в приземном слое атмосферы в диапазоне лунно-солнечных приливов. Проанализированы модели механизмов генерации вариаций атмосферного электрического поля в резонаторе Земля – ионосфера под действием лунно-солнечных приливов. На основании проведенного анализа и аналитического обзора публикаций сформулированы проблемы и задачи исследований. Представлено решение следующих задач:

1. Организация и проведение мониторинга электрического поля в сети разнесенных в пространстве специализированных станций.

2. Оценка амплитуды спектральных компонент электрического поля и отношения сигнал/шум на частотах лунно-солнечных приливов по экспериментальным данным станций ВлГУ (Владимирский государственный университет) и ГГО НИЦ ДЗА (Главная геофизическая обсерватория, Научно-исследовательский центр дистанционного зондирования атмосферы).

3. Разработка теоретической модели электрических процессов в приземном слое атмосферы. Решение задачи проникновения электрического поля, возникающего на уровне ионосферы под действием лунно-солнечных приливов, в приземный слой атмосферы с учетом конечной и бесконечной электрической проводимости земной коры.

4. Исследование статистических характеристик анализируемых сигналов.

5. Разработка каталога спектров электрических полей в приземном слое атмосферы в диапазоне лунно-солнечных приливов.

Работа основывается на результатах десятилетних экспедиционных и стационарных измерений электрического поля в приземном слое атмосферы, проводившихся на экспериментальном полигоне ВлГУ и на разнесенных в пространстве станциях. Разработка приемно-регистрающего комплекса осуществлялась с помощью радиотех-

нических методов и средств. Статистическая обработка экспериментальных данных проводилась с применением корреляционного и спектрального анализов. Оценка уровней спектральных компонент на частотах лунно-солнечных приливов осуществлялась с помощью радиофизических методов. Установленные экспериментально закономерности сопоставлялись с результатами аналитического и численного моделирования, а также с комплексом наземных геофизических данных других станций.

Проанализированы модели механизмов генерации вариаций атмосферного электрического поля в ионосфере под действием лунно-солнечных приливов. Решена задача распространения возмущений электрического поля, вызванных лунно-солнечными приливами, из ионосферы в нижнюю атмосферу с учетом конечной и бесконечной электрической проводимости земной коры. Получены численные оценки величины E_z вблизи земной поверхности. Осуществлена обработка экспериментальной информации в задаче оценки влияния лунно-солнечных приливов на электрическое поле приземного слоя атмосферы с помощью корреляционного квадратурного приемника.

Проведен анализ классических и параметрических методов спектрального оценивания. Сформулирована общая постановка задачи спектрального оценивания процесса, анализируемого в данной работе и состоящего из комплекса помех и частично детерминированного периодического процесса (лунно-солнечные приливы): необходимо по данным дискретных измерений E_z приземного слоя атмосферы получить достоверную оценку амплитуды для спектральных компонент, соответствующих частотам лунно-солнечных приливов.

Проведено исследование статистических характеристик вариаций электрического поля приземного слоя атмосферы. Данные для статистического анализа получены по записям электрического поля приземного слоя атмосферы по трем станциям: полигон ВлГУ, станция ВлГУ, станция ГГО НИЦ ДЗА.

Проанализирована структура корреляционного квадратурного приемника для решения поставленных задач. Осуществлен детальный анализ спектров электрического поля приземного слоя атмосферы, полученных с помощью корреляционного квадратурного приемника, в диапазоне лунно-солнечных приливов за период с 1997 по 2006 гг.

Получены средние оценки амплитуды на частотах термогравитационных солнечных приливов по результатам анализа E_z приземного слоя атмосферы с помощью корреляционного приемника.

Установленные экспериментально закономерности сопоставлялись с результатами других экспериментов. Были проанализированы экспериментальные данные по электрическому полю приземного слоя атмосферы по станциям Гидрометеорологической службы: Воейково (1966 – 1995 гг.), Верхнее Дуброво (1974 – 1995 гг.), Душети (1967 – 1980 гг.).

Глава 1. ВОЗДЕЙСТВИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

В настоящей главе проанализировано воздействие геофизических факторов на электрическое поле в резонаторе Земля – ионосфера, описана природа флуктуаций электромагнитного поля. Проведен анализ источников электрических полей в приземном слое атмосферы. Рассмотрены реальные условия приема в приземном слое атмосферы в диапазоне лунно-солнечных приливов. Проанализированы модели механизмов генерации вариаций атмосферного электрического поля в резонаторе Земля – ионосфера под действием лунно-солнечных приливов. На основании проведенного анализа и аналитического обзора публикаций сформулированы проблемы и задачи исследований.

1.1. Физические механизмы возбуждения вариаций электрических полей в резонаторе Земля – ионосфера

1.1.1. Резонатор Земля – ионосфера. Основные характеристики

Во многих радиофизических задачах нижнюю атмосферу рассматривают как тонкий диэлектрический слой, ограниченный сверху (ионосфера) и снизу (земля) сравнительно хорошими проводниками. Электрическая проводимость воздуха на малых высотах мала и с удалением от Земли быстро растет и на высоте в несколько десятков километров, где начинается область ионосферы, увеличивается в миллионы раз [1]. В таком сферическом волноводе распространяются радиоволны различных диапазонов и верхняя граница частот волноводного канала определяется дисперсионными свойствами ионосферы, а нижняя граница частот не существует, то есть в волноводе Земля – ионосфера могут распространяться радиоволны сколь угодно низкой частоты, вплоть до постоянного тока. Разность потенциалов в таком волноводе может достигать сотен тысяч вольт и проявляется в виде

вертикального электростатического поля с напряженностью вблизи поверхности Земли порядка 100 В/м. Затухание в волноводном канале на низких частотах очень мало, например, для $f = 10$ Гц ($\lambda = 30$ тыс. км) оно составляет около 0,2 дБ/тыс.км [1]. Величина разности потенциалов между поверхностью земли и ионосферой испытывает суточные вариации, которые хорошо выделяются в большинстве измерений [7,16,17].

Кельвин первым высказал предположение о существовании проводящего слоя в верхней атмосфере и о подобии всей атмосферы гигантскому конденсатору, но эти идеи получили широкое применение в исследованиях атмосферного электричества значительно позднее. Первая попытка связать существование «слоя Хевисайда» с явлениями атмосферного электричества в этом столетии была сделана в работе Вильсона [18]. В книге Шонланда [16] постоянство электрического тока в атмосфере с изменением высоты объясняется именно наличием проводящего слоя в верхней атмосфере. Шонланд указал, что следует делать различие между этим проводящим слоем, проводимость которого обусловлена проникающим излучением (космическими лучами), и более высоким слоем Хевисайда, в котором проводимость связана с солнечным излучением. Это различие зафиксировано введением терминов «электросфера» и «ионосфера» [8].

Существование электрического поля в нижней атмосфере Земли и, в частности, вблизи ее поверхности установлено экспериментально еще в XVIII в. В работах Я.И. Френкеля, П.Н. Тверского, И.М. Имяникова, Дж.А. Чалмерса и других [2 – 10] описаны результаты многолетних экспериментальных и теоретических исследований атмосферного электричества.

При отсутствии грозовой и интенсивной кучевой облачности, осадков, метели, поземки и других атмосферных явлений, среднее значение напряженности атмосферного электрического поля E_z вблизи поверхности Земли имеет порядок 120 + 150 В/м над океанами и 75 + 125 В/м над материками и зависит от широты точки наблюдения. Наибольшие значения E_z наблюдаются на широтах авроральной зоны, а к полюсам и к экватору наблюдается убывание E_z [9,11,12]. С удалением от поверхности земли величина E_z быстро уменьшается, а на высотах 5 + 10 км не превышает единиц В/м [3,13,14].

Результаты измерения суточных вариаций градиента потенциала в хорошую погоду существенно отличаются друг от друга в разных частях земного шара, что указывает на вариации сопротивления самых нижних слоев атмосферы.

Многочисленные измерения E_z на большинстве равнинных среднеширотных станций обнаруживают значительное увеличение поля в ранние утренние (06 + 08 LT), а на ряде станций – и в вечерние (19 + 20 LT) часы местного времени. Обычно минимальные значения E_z наблюдаются в предвосходные часы [15]. На большинстве наземных станций время максимумов и минимумов градиента потенциала зависит от местного времени, что указывает на то, что влияние местных условий доминирует. Во многих случаях имеются двойные колебания градиента потенциала с минимумами в периоды от 4 до 6 ч. и от полудня до 16 ч. и максимумами в периоды от 7 до 10 ч. и от 19 до 22 ч. Амплитуды суточных вариаций часто составляют более 50 % среднего значения [8].

Никольс [23] первым заметил, что градиент потенциала увеличивается с восходом солнца. Это подтвердили Хольцер [24] и Каземир [25], а также Израэль [21]. Особенность явления заключается в том, что при этом одновременно увеличивается ток проводимости воздух – земля при малом изменении проводимости. Данный эффект летом больше, чем зимой, и менее значителен на вершинах гор, чем на более низких уровнях.

Градиент потенциала на поверхности земли дается выражением $F = V/\lambda R$, где V – потенциал электросферы, λ – проводимость воздуха вблизи поверхности и R – сопротивление столба воздуха. Если λ и R не зависят от времени суток, то вариации E_z совпадают с вариациями V и максимум градиента потенциала указывает на максимум разницы потенциала между электросферой и землей [8]. Этот эффект связан с максимумом грозовой активности на земном шаре.

Браун [20] определял локальные эффекты изменения градиента потенциала, вычитая значение его вариаций, общих для всего земного шара, названных им «унитарными вариациями», из полных вариаций, которые фактически измеряются. Он обнаружил, что локальный эффект можно рассматривать как 24-часовую волну с максимумом в полдень совместно с «депрессией» в полдень. Он приписал наблюдаемые эффекты смещению объемного заряда из-за конвекции и нашел, что

местные эффекты намного уменьшаются при продолжительном ветре, который мешает конвекции объемного заряда, и также нашел, что локальный эффект уменьшается при сплошной облачности без дождя, так как она уменьшает нагревание земной поверхности, что приводит к уменьшению конвекции. Израэль [21] также нашел, что относительная амплитуда суточных вариаций градиента потенциала рассмотренного типа меняется в зависимости от содержания водяного пара, и сделал вывод, что причина этого должна быть аналогична приведенной выше. Это можно объяснить появлением в атмосфере ядер аэрозолей, с одной стороны, и водяного пара – с другой, их распространением в атмосфере за счет конвекции; рассмотренный процесс во многом подобен процессу, создающему связь между содержанием тяжелых ионов и влажностью. Кавано [22] рассмотрел природу этого эффекта более подробно, принимая во внимание не только конвекцию, но также рекомбинацию и образование ионов, в частности, за счет радиоактивных веществ в атмосфере, распределение которых зависит от конвекции. Он также сумел детально рассчитать распределение проводимости с высотой и объяснить местные суточные вариации градиента потенциала.

1.1.2. Условия приема в приземном слое атмосферы

Уровень естественных помех инфразвуковых частот (ИЗЧ) диапазона (ниже 10^{-3} Гц) сильно зависит от местных метеорологических условий. В ветреную погоду перемещение воздуха с меняющейся диэлектрической проницаемостью или содержащего области пространственного заряда вблизи приемной антенны вызывает помеху, существенно превосходящую полезный сигнал. Помехи от дождя и снега нарушают нормальную работу приемного устройства. Помехи подобного типа в несколько десятков раз превышают уровень естественного фона. Причина такого изменения электрического поля – пространственное перемещение зарядов на частицах осадков и влияние остающегося в облаке объемного заряда. Напряженность поля у земной поверхности при перемещении больших масс сухого снега может достигать величины 100 В/см [1]. Линии электропередач, расположенные вблизи пункта приема сигналов, – источники помех на частоте 50 Гц

и ее гармониках. Для ослабления этих помех приемные устройства размещают вдали от населенных пунктов и промышленных предприятий.

Уникальные возможности возникают при приеме на подземные, подводные антенны: на столь низких частотах сигнал может глубоко проникать в землю и воду; затухание сигнала с увеличением расстояния от передатчика изменяется очень мало. Характер помеховой обстановки под землей имеет ряд особенностей. Электромагнитное поле земной коры (электротеллурическое поле) – часть единого Земного электромагнитного поля. Наблюдаемое естественное электрическое поле под землей является суммой локального и регионального полей, причем локальное имеет ограниченное распространение от источника, а региональное одновременно захватывает огромные пространства [27]. Причины возникновения регионального поля под землей: ионосферно-электрические процессы (полярные сияния, магнитные бури), электромагнитные поля грозных разрядов. Эти же причины порождают поля теллурических токов в земле [26,27]. К локальным полям относятся поля местных источников в земной коре и проявляются они на ограниченных участках земной коры, причины образования таких полей следующие: соприкосновение сред с различными агрегатными состояниями; с различной плотностью; с различными концентрациями веществ (диффузионно-адсорбционные поля); индуцирование полей (магнитогидродинамический эффект) в движущейся воде – фильтрация воды в грунт (фильтрационные поля). Электромагнитное поле земной коры характеризуется широким спектром и простирается от $2,5 \cdot 10^{-9}$ до $1 \cdot 10$ Гц, то есть вариации поля имеют периодичность от 10 лет до тысячных долей секунды. Интенсивность электрической составляющей в указанном диапазоне частот убывает с увеличением частоты и изменяется во времени, начиная от единиц до сотен микровольт на километр. В среднем интенсивность составляет 30 – 50 мкВ/ км.

Важная особенность распространения на частотах ниже 10^{-3} Гц заключается в том, что имеется только одна распространяющаяся волна квази-ТЕМ. Все другие типы волн – затухающие. В дальней зоне волна образуется вертикальным электрическим и горизонтальным магнитным полем, поперечным к направлению распространения. Утечка энергии из этой волны в землю или в воду создает плоскую волну, рас-

пространяющуюся вниз, и именно эта волна принимается подземными, подводными антеннами [28].

Распространение земных волн на трассе определяется в основном процессами на границе раздела двух сред. Одна из таких сред – воздух. Вторая – почва. Процесс проникновения поля в почву связан с ее электрическими свойствами – величиной диэлектрической проницаемости ϵ и электропроводности σ . При больших расстояниях от источника поле убывает обратно пропорционально квадрату расстояния [29,30]:

$$E_z = \frac{3 \cdot 10^{-3} \sqrt{P(\text{кВт})} \cdot \lambda^2 [\text{м}] \cdot \sigma [10^{-3} / \text{Ом} \cdot \text{м}]}{R^2 [\text{км}]} \quad (1.1)$$

Такой относительно медленный закон убывания поля с расстоянием при распространении радиоволн вдоль поверхности плоскости земли объясняется тем, что в верхнем полупространстве происходит перераспределение энергии, часть ее из более высоких слоев «перекачивается» вниз и отсасывается в почву. Это приводит к тому, что у поверхности земли фронт волны изгибается и ее нельзя считать плоской. Появляется горизонтальная составляющая поля, направление которой совпадает с направлением распространения. Величина этой составляющей E_x связана с вертикальной составляющей E_z соотношением

$$E_x = \frac{E_z}{\sqrt{\epsilon'}}, \quad (1.2)$$

где $\epsilon' = \epsilon - i60\lambda\sigma$ – комплексная диэлектрическая проницаемости почвы, для ИЗЧ $\epsilon' \gg 1$. Наличие горизонтальной составляющей позволяет производить прием на земные антенны.

На границе двух сред тангенциальные составляющие электрического E_τ и магнитного H_τ полей электромагнитной волны связаны следующими соотношениями (граничные условия) [29]:

$$\left. \begin{aligned} E_{1\tau} &= E_{2\tau} \\ E_{1\tau} &= H_{2\tau} \end{aligned} \right\} z = 0, \quad (1.3)$$

а нормальные составляющие (E_n и H_n) должны удовлетворять условиям

$$\left. \begin{aligned} \epsilon'_1 E_{1n} &= \epsilon'_2 E_{2n} \\ \mu_1 H_{1n} &= \mu_2 H_{2n} \end{aligned} \right\} z = 0, \quad (1.4)$$

где μ – относительная магнитная проницаемость среды, практически $\mu_1 = \mu_2 = 1$; ϵ' – относительная комплексная диэлектрическая проницаемость. Для воздуха $\epsilon'_1 = 1$, т.к. $\epsilon_1 = 1$ и $\sigma_1 = 0$, а для почв σ_2 обычно очень велика. Хотя сами диэлектрические проницаемости не велики ($\epsilon_2 = 3 - 5$ для сухих почв и $\epsilon_2 = 12 - 30$ – для влажных), проводимости σ_2 составляют $1 - 3$ мсим/м для сухих почв и $10 - 30$ мсим/м – для влажных. Для исследуемого диапазона частот $60 \lambda \sigma_2 \gg \epsilon_2$, то есть токи проводимости много больше токов смещения, и тогда

$$\epsilon'_2 \approx -i60\lambda\sigma_2, \quad (1.5)$$

и, кроме того, $|\epsilon'_2| \gg 1$.

Поскольку скорость электромагнитных волн в среде зависит от ее электрических свойств, то длина волны λ в почве изменяется по отношению к ее значению для свободного пространства:

$$\lambda_2 = \frac{\lambda}{n_2}, \quad (1.6)$$

где

$$n_2 = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot [\epsilon_2 + \sqrt{\epsilon_2^2 + (60\lambda\sigma_2)^2}]}. \quad (1.7)$$

С учетом (1.6)

$$n_2 \approx 5,5\sqrt{\lambda\sigma_2}. \quad (1.8)$$

Из выражения (1.8) видно, что в почве длина волны значительно укорачивается. Именно этим объясняется ряд процессов, возникающих у границы раздела воздух – почва при проникновении полей из одной среды в другую.

Для исследуемого диапазона частот размер первой зоны Френеля много меньше длины волны в воздухе:

$$\begin{aligned} 2b &\ll \lambda, \\ b &= \sqrt{h\lambda_2 + \left(\frac{\lambda_2}{2}\right)^2}, \\ h &\ll \lambda_2, b = \frac{\lambda_2}{2}. \end{aligned} \quad (1.9)$$

Поэтому можно считать, что поле в точке приема создается синфазным участком, то есть электромагнитная волна в почве является

плоской и распространяется перпендикулярно границе раздела. Исходя из этого вывода по известным из теории электромагнитного поля соотношениям для случая плоской волны можно записать

$$H_{2y} = -\frac{\sqrt{\varepsilon_2'}}{120\pi} E_{2x} . \quad (1.10)$$

Используя точное граничное условие (1.3), для горизонтальных составляющих поля в воздухе у границы раздела имеем

$$H_{y'} = -\frac{\sqrt{\varepsilon_2'}}{120\pi} E_{x1} \quad \text{при } z = 0. \quad (1.11)$$

Сущность полученного соотношения заключается в следующем: соотношения между горизонтальными составляющими электрического и магнитного полей в районе плоскости раздела определяются свойствами среды, находящейся ниже плоскости раздела, то есть свойствами почвы; волны, возникающие во второй среде, движутся перпендикулярно границе раздела и являются плоскими.

Таким образом:

- проанализированы основные характеристики резонатора Земля – ионосфера;
- описаны результаты многолетних экспериментальных и теоретических исследований атмосферного электричества;
- показано, что существование электрического поля в нижней атмосфере Земли и, в частности, вблизи ее поверхности установлено экспериментально еще в XVIII в.;
- проанализирована природа локальных и унитарных вариаций электрического поля приземного слоя атмосферы;
- рассмотрены особенности распространения электромагнитных полей на частотах ниже 10^{-3} Гц;
- показано, что распространение земных волн определяется в основном процессами на границе раздела двух сред; рассмотрены условия и возможности приема в приземном слое атмосферы.

1.2. Источники вариаций электрических полей в приземном слое атмосферы

1.2.1. Мировая грозовая активность

Вариации электрического поля в промежутке Земля – ионосфера

могут возбуждаться двумя типами естественных источников – земными и космическими. Главные источники электромагнитной энергии крайне низких частот (КНЧ) и ИЗЧ диапазона – грозовые разряды (разряды облако – земля и внутриоблачные разряды) [31]. Разность потенциалов между облаком и землей может изменяться в пределах $50 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^9$ В. Разряд молнии сопровождается мощным электромагнитным излучением с широким спектром частот. Например, для среднего разряда, переносящего около 20 Кл с высоты 4 км, выделяемая энергия примерно равна $2 \cdot 10^9$ Вт·с. Развиваемая при этом мощность составит около 7000 МВт при длительности разрядов 0,25 с. Мощность грозовых разрядов велика, однако не вся она преобразуется в электромагнитное излучение. Значительная доля энергии молний идет на ионизацию и разогрев плазмы канала разряда. Определенная часть идет на омические потери в земле, на создание ударных звуковых волн и только остаток преобразуется в электромагнитное излучение от ИЗЧ до световых волн. Мощность импульса излучения составляет около 10^6 Вт, то есть десятую долю процента полной мощности грозового разряда. Электромагнитное излучение существует на значительных расстояниях от грозового очага и определяет, в основном, помехи от дальних гроз. Электромагнитное излучение от близких гроз (грозы на расстояниях до десятков километров) включает в себя электростатическое поле, поле индукции и поле излучения грозового разряда [32,33].

Принято считать, что существующее электростатическое поле Земли напряженностью 100 – 120 В/м создается глобальной грозовой активностью [1]. В работах [1,34,35,36] показано, что средние за год вариации электростатического поля Земли связаны со средними за год суточными вариациями площади мировых грозовых очагов. Более обоснованна связь с числом грозовых разрядов, а не с площадью гроз.

Разность потенциалов между Землей и верхней атмосферой обеспечивается динамическим равновесием между током утечки тропосферы (ток положительных зарядов на Землю) и током грозовых разрядов [35,37,38]. Плотность тока утечки мала, около 3×10^{-12} А/м².

По климатологическим данным [35], на поверхности Земли одновременно действуют в среднем около 2000 грозовых очагов, площадь каждого из которых составляет примерно 1000 км².

Результаты оценок хорошо согласуются с экспериментальными данными [35,39,40,41], в соответствии с которыми время восстановления дипольного момента облака после грозового разряда равно 5 – 10 с [42], а среднее число вертикальных разрядов составляет 30 – 100 в секунду [1].

Шумановский фон – отклик резонатора Земля – ионосфера на всю совокупность грозových разрядов, возникающих на земном шаре. Вспышки порождены ближними (до 1000 км) грозowymi разрядами и на несколько порядков превосходят уровень шумановского фона. Вследствие малого расстояния от молнии до пункта наблюдения вспышка содержит радиационную компоненту, индукционное поле и статическое поле. Всплески – отклик резонатора на одиночные мощные молниевые разряды, их амплитуда может превосходить уровень фона до 10 раз, а длительность обычно составляет около секунды [1]. На частотах 5 – 45 Гц спектральный состав и интенсивность шумов определяется резонансными свойствами волновода Земля – ионосфера. Значение резонансных частот и затухание на частотах были предсказаны Шуманом. Возбуждение электромагнитных колебаний на резонансных частотах земного шара происходит за счет воздействия разрядов атмосферного электричества на резонатор Земля – ионосфера или за счет колебаний в магнитосфере Земли [44,45]. Ночью резонансные свойства земного шара слабее выражены, чем днем, так как в это время суток возрастает утечка энергии низкочастотных колебаний сквозь ионосферу [37]. Возбуждение колебаний на нижних резонансных частотах вызвано в основном медленными составляющими послеразрядного тока молний, а на верхних резонансных частотах – главными разрядами молний на землю. Вариации распределения энергии между этими частотами в течение суток обусловлены суточной периодичностью грозовой деятельности на низких и средних широтах.

1.2.2. Сейсмогравитационные и собственные колебания Земли.

Космические источники

В анализируемый диапазон частот попадают сейсмогравитационные и собственные колебания Земли. Теория сейсмоэлектродинамики (СЭД) описывает возбуждение электромагнитных сигналов, коррели-

рующих с землетрясениями. Поиск таких сигналов сопряжен с немалыми трудностями. По теоретическим оценкам [45 – 48] и по опыту наблюдений [49 – 51], это весьма слабый сигнал.

Необходимость таких исследований для волновых процессов в атмосфере следует из результатов анализа синхронных записей сейсмогравитационных колебаний Земли и приземного атмосферного давления [52]. В них обнаружено сходство спектрального состава, его статистическая устойчивость. В спектрах синхронных записей, охватывающих период времени в несколько месяцев, выделены неслучайные составляющие, существование которых невозможно объяснить метеофакторами. Высокие значения коэффициентов когерентности позволили поставить задачу о возможном возбуждении атмосферы процессами, происходящими в Земле [51].

Исследование этих колебаний, начатые в 70-е гг. [53], к настоящему времени позволили установить структуру спектра и факт его статистической устойчивости во времени [54,55], планетарный характер регистрируемых колебаний и их воздействие на волновые процессы в атмосфере [56]. Выявлены сравнительные кратковременные феномены-предвестники землетрясений, длительность которых варьирует от 5 – 6 до 20 ч.

В работе [57] исследования базировались на экспериментальных данных пунктов наблюдения Санкт-Петербурга, Обнинска и Тбилиси [58]. Высокая степень согласия спектров волновых процессов в разных геофизических полях указывает на наличие корреляционных связей между ними. Большие значения коэффициентов когерентности в синхронных записях сейсмогравитационных колебаний земли и вариаций атмосферного давления подтверждают эту связь [58].

Инге Леман в 1936 г. открыла существование внутреннего ядра Земли [60]. У Земли, как и у любого упругого тела, можно возбудить характерные для нее колебания. В Земле в результате сильного землетрясения возбуждаются естественные (собственные) колебания, которые могут продолжаться в течение многих часов или даже дней. Периоды собственных колебаний значительно различаются. Самые медленные колебания захватывают всю толщу Земли, неся информацию о составе не только коры и мантии, но и ядра, как внешнего, так и внут-

ренного. Регистрируются эти колебания с помощью сети длиннопериодных сейсмографов – акселерометров, гравиметров и наклономеров.

Впервые собственные колебания Земли (СКЗ) были обнаружены в 1954 г. Беньоффом [60] при анализе сейсмограмм Камчатского землетрясения 1952 г. Он отождествил основное сфероидальное колебание Земли с периодом 57 мин с соответствующим колебанием, выделенным при анализе сейсмограмм. Собственные колебания Земли можно характеризовать некоторой функцией и связанной с ней собственной частотой. Число обертонов n (по аналогии с квантовой механикой – главное квантовое число), угловое (орбитальное) число l и азимутальное число m являются целыми числами, которые используются для обозначения конкретной моды колебания (табл. 1, 2).

Таблица 1

МОДЫ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ЗЕМЛИ

Сфероидальные колебания		Тороидальные (крутильные) колебания	
Тип	Период, мин	Тип	Период, мин
${}_0S_0$	20,46		
${}_0S_2$	53,83	${}_0T_2$	43,94
${}_0S_3$	35,56	${}_0T_3$	28,37
${}_0S_4$	25,76	${}_0T_4$	21,72
${}_0S_{10}$	9,67	${}_0T_{10}$	10,31
${}_0S_{20}$	5,792	${}_0T_{20}$	5,993
${}_0S_{40}$	3,538	${}_0T_{40}$	3,333

Таблица 2

ХАРАКТЕРИСТИКИ МОД

Тип	${}_0S_0$	${}_0S_2$	${}_0S_3$	${}_0S_4$	${}_0S_5$	${}_0S_6$	${}_0S_{10}$	${}_0S_{20}$	${}_0S_{40}$
Период, с	1227	3233	2139	1546	1188	962,3	579,3	347,3	212,2
Глубина, км	6370	5850	5500	5270	5090	4630	3940	2600	1400

При анализе записей сейсмограмм катастрофического Чилийского землетрясения 22 мая 1960 г. впервые был обнаружен эффект расщепления (раздвоения) частот. Тогда же было высказано предположение, что это раздвоение вызвано вращением Земли. Основы теории

этого явления применительно к расщеплению мод, связанных с ее вращением, были заложены Пекерисом, Альтерманом и Ярошем [59]. Впоследствии было показано, что вращение Земли – не единственная причина расщепления.

Необходимо учитывать также эллиптичность Земли и ее ядра, в частности.

Одна из важнейших фундаментальных проблем геофизики – краткосрочный прогноз землетрясений. Разработки в этом направлении опираются на комплекс методов и средств наблюдений за физико-химическими процессами в различных оболочках Земли. В работе [60], используя непрерывные в течение полугода наблюдения, получены результаты их анализа для сейсмогравитационных колебаний, то есть колебаний поверхности Земли в диапазоне частот (0,05 – 0,5) мГц. По наблюдениям, выполненным в СПб ГУ с помощью сейсмогравиметрического комплекса, в Боровом (BOR, Казахстан) с помощью гравиметра и на станциях сети Geoscope (SSB, Франция и SEY, Магадан) исследована динамика интенсивности колебаний Земли [60]. Выявленные пульсации интенсивности имеют длительность в среднем от одних до 2 – 3 сут, различные амплитуды на разных станциях и преимущественно предваряют сильные землетрясения. Изменение интенсивности вариаций атмосферного давления, синхронно наблюдаемого в СПб, дали аналогичные результаты. При этом пульсации интенсивности не всегда одновременны с сейсмическими, а при совпадении имеют в каждом процессе различные относительные амплитуды.

В ряде случаев за несколько дней и часов до начала землетрясений наблюдалось возрастание электромагнитных шумов (ЭМШ), которые превосходили фоновые значения на порядок [61 – 63]. Предположение о причастности ЭМШ к землетрясению основано на том, что во время измерений в верхней атмосфере не наблюдалось каких-нибудь заметных возмущений. К таким событиям относятся землетрясения в Спитаке (Армения, 1988г., $M = 6,9$), Лома Приете (США, 1989, $M = 7,1$), Носридже (1994, $M = 6,7$) и в ряде других мест. Указанный эффект удается наблюдать на расстояниях в десятки и первые сотни километров от эпицентра землетрясения.

Обнаружимость сейсмоэлектромагнитных сигналов безусловно доказана наблюдениями в Японии [51] и более ранними наблюдения-

ми на Камчатке [50,64,65]. Вопрос о преобразовании механической энергии очага в энергию электромагнитного поля остается еще не вполне ясным. В работе [66] показано, что гипотеза о действии в земной коре инерционного механизма преобразования приводит к оценке амплитуды электромагнитного сигнала, находящегося в соответствии с результатом наблюдений.

Большое внимание уделяется исследованиям электромагнитных явлений, предшествующих и сопровождающих землетрясения [67,68]. Один из элементов электромагнитного поля Земли – атмосферное электричество. Пионер исследований атмосферного электричества в связи с землетрясениями А. Гумбольдт наблюдал с помощью электроскопа вариации атмосферного электричества во время землетрясений. В дальнейшем ряд исследователей пытались связать аномалии напряженности электрического поля (НЭП) атмосферы с сейсмическими явлениями [69,70].

Особое внимание исследователей привлек к себе диапазон сверхнизких частот (0,001 – 10 Гц). С.М. Крылов и В.Т. Левшенко [71] показали, что с помощью специальных методических приемов удается уверенно выделять в этом диапазоне сигналы литосферного происхождения на фоне естественных геомагнитных пульсаций и грозových разрядов. За 4 ч до Спитакского землетрясения на эпицентральных расстояниях 110 – 140 км зарегистрировано интенсивное излучение в диапазоне частот 0,03 – 1 Гц [72]. В течение нескольких дней после главного толчка также неоднократно отмечались аномальные сигналы, предваряющие сильные афтершоки. По мере спада афтершоковой активности амплитуды аномальных сигналов постепенно уменьшались до фонового уровня. Похожие аномалии в диапазоне частот 0,01 – 10 Гц зарегистрированы перед землетрясением 19 октября 1989 г. с $M = 7,1$ в Лома Приета (Калифорния).

Исследованием сейсмоэлектромагнитных явлений в настоящее время активно занимаются в Объединенном институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ОИФЗ РАН), в Институте космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН (ИКИР ДВО РАН), Институте земного магнетизма ионосферы и распространения радиоволн (ИЗМИ РАН) [73 – 77, 95 – 98].

Источником электромагнитных колебаний в полости Земля – ионосфера могут быть также излучения, проникающие в резонатор через ионосферу из космоса. Космическая природа электромагнитных колебаний, наблюдаемых в приземном слое атмосферы, установлена с высокой степенью достоверности [78 – 81]. Речь идет о регулярных и нерегулярных колебаниях геомагнитного поля (колебания Pc и Pi), наблюдаемых в диапазоне частот от нескольких миллигерц до нескольких герц [1].

Механизмами, связанными с возбуждением волн, являются различного типа неустойчивости, возникающие в замагниченной горячей плазме с пучками частиц. В магнитосфере возникают колебания, которые большей частью носят шумоподобный характер, хотя иногда регистрируются квазисинусоидальные волны. Из-за этого эффекта обнаружение колебаний полости Земля – ионосфера, возбуждаемых из космоса, осуществляется легче в низкочастотной части диапазона, в области первого резонансного максимума [82].

Измерения в магнитосфере Земли показали, что уровень спектральной плотности колебаний ИЗЧ диапазона почти на порядок превышает средний уровень спектральной плотности шумов, наблюдаемых в полости Земля – ионосфера на тех же частотах. Поэтому, если в резонатор Земля – ионосфера через всю толщу ионосферы из космоса в указанной области частот проникает всего лишь 10 % энергии, то вклад космических источников в регистрируемый на поверхности Земли сигнал будет сравним с вкладом мировой грозовой активности в этот сигнал [1]. Волны сверхнизкого диапазона распространяются в плазме магнитосферы в виде быстрой магнитогидродинамической волны, бегущей вдоль силовой линии, и имеют правую круговую поляризацию [83,84].

1.2.3. Лунно-солнечные приливы

Установлено, что в структуре геофизических полей присутствуют квазирегулярные периодичности различной длительности [42, 95 – 100]. Они могут быть результатом воздействия на геофизическую среду таких внешних процессов, как лунно-солнечные приливы, неравномерность угловой скорости вращения Земли, вариации солнечной актив-

ности и т.д. [101]. Одна из причин появления периодичностей – результат воздействия на геофизическую среду лунно-солнечных приливов.

В литературе достаточно широко рассматриваются крупномасштабные колебания атмосферы, возникающие в результате а) действия сил притяжения Луны и Солнца и б) теплового воздействия Солнца. Приливом обычно называются колебания, возбуждающиеся в результате действия обоих этих факторов, а термическим приливом – колебания, возникающие в результате нагревания. Правильное объяснение возникновения приливов впервые появляется у Ньютона [86] в его «Началах». Приливы возникают под влиянием сил притяжения Луны и Солнца, действующих в соответствии с тремя законами механики, открытыми Ньютоном.

Работа Сиднея Чепмена [85] по обнаружению лунных приливов в земной атмосфере считается классической. Суточные изменения температуры воздуха и давления свидетельствует, что эти изменения сопровождаются суточными колебаниями распределения массы воздуха, а следовательно, и колебательными движениями воздуха (атмосферные приливы). С помощью процесса усреднения Лаплас впервые пытался обнаружить присутствие в атмосфере лунных приливов. Приливы термические и гравитационные в течение двух последних столетий усиленно обсуждались в периодической литературе.

Приливные колебания на больших высотах оказались наиболее заметной компонентой общего изменения давления и плотности, причем настолько значительной, что без их знания невозможен точный расчет движения искусственных тел в верхней атмосфере. Это обусловило большой интерес и непрерывно растущее число публикаций как по наблюдениям, так и по теории атмосферных приливов. Оценка степени воздействия атмосферных приливов на электромагнитные поля в резонаторе Земля – ионосфера при этом играет важную роль.

Из динамической теории следует, что амплитуда приливных колебаний в атмосфере возрастает с высотой, так что в ионосфере они уже значительны по сравнению с другими колебаниями.

В работе [85] Чепменом детально объясняется возникновение солнечного прилива. Солнце рассматривается как неподвижное тело массы S с центром O , вокруг которого на расстоянии r_S с угловой скоро-

стью ω вращается Земля с центром C и массой E . Полная центробежная сила $E\omega^2 r_S$ на Земле уравнивается полным гравитационным притяжением GSE/r_S^2 , где G обозначает гравитационную постоянную, тогда $\omega^2 = GS/r_S^3$. Такое распределение уровня называется солнечным равновесным приливом и оно пропорционально градиенту ускорения $\omega^2 r - GS/r^2$ в C , то есть пропорционально $\omega^2 + 2GS/r^3$, или $3GS/r^3$ (без учета вращения Земли). Приливная сила Луны также пропорциональна $3GM/r_M^3$, где M – масса Луны, а r_M – ее расстояние от C . Отношение приливной силы Луны к приливной силе Солнца равно $(M/r_M^3)/(S/r_S^3)$. Поскольку $M = \frac{4}{3}\pi\rho_M a_M^3$, а $S = \frac{4}{3}\pi\rho_S a_S^3$, где ρ_M , ρ_S обозначают средние плотности, a_M , a_S – радиусы Луны и Солнца, это отношение записывается в виде $[(a_M/r_M)^3/(a_S/r_S)^3](\rho_M/\rho_S)$. Сомножитель в квадратных скобках близок к единице, поскольку Солнце и Луна с Земли имеют почти одинаковые угловые размеры. Поэтому отношение приливной силы Луны к приливной силе Солнца почти точно равно ρ_M/ρ_S , т.е. $3,34/1,41$, или $2,37$.

Равновесный прилив – чисто теоретическое понятие, как эталон для сравнения с реальными приливами. Из-за вращения Земли приливная сила в любой точке моря или атмосферы непрерывно изменяется; таким образом, прилив – явление динамическое.

Теоретические расчеты Лапласа указывали на существование «прямого» лунного прилива в атмосфере, благодаря которому изменение барометрического давления в тропиках может колебаться в пределах $0,5$ мм рт. ст. Он считал, что это изменение, как оно ни мало, можно выделить из большого числа ежечасных показаний барометра. Лаплас знал о существовании систематического хода давления с периодом в солнечные сутки с ярко выраженной полусуточной гармоникой и о том, что амплитуда этих колебаний много больше, чем полученная им оценка лунного полусуточного воздушного прилива.

Часть S_1 суточного хода S называется суточной компонентой, или вариацией. Суточная вариация, таким образом, означает гармоническое колебание с периодом в одни сутки. Аналогично члены S_2 , S_3 , S_4 называются соответственно полусуточными, третьесуточными и четвертьсуточными компонентами, или вариациями. Соответственно лун-

ный суточный ход L и его гармонические составляющие L_1, L_2, L_3, \dots , которые называются соответственно лунными суточными, полусуточными и т.д. компонентами, или вариациями.

Полусуточная вариация $S_2(p)$ – одно из самых регулярных метеорологических явлений. В тропиках барографы показывают очень четко выраженное полусуточное колебание с суточным диапазоном около 2 мм рт. ст. и с несколько большим недельным диапазоном, если не считать периодов, когда бывают ураганы.

Чепмен, Пекерис [59,85,94] и другие исследователи, рассматривая термическое возбуждение компоненты $S_2(p)$, учитывали только колебания температуры, возникающие в результате нагревания атмосферы поверхностью Земли за счет турбулентной теплопроводности. При этом предполагалось, что только поверхность Земли поглощает солнечную радиацию, не поглощенную и не отраженную в пространство облаками. Но на самом деле часть радиации не попадает на Землю; она поглощается по мере прохождения через атмосферу, и это оказывает влияние на всю толщу воздуха, а не только на приземный слой. Необходимость учета эффекта такого нагревания на всех уровнях отмечали Зиберт [88], а также Сен и Уайт [95]. Зиберт выдвинул предположение о том, что поглощение радиации водяным паром может служить объяснением по крайней мере части вариации $S_2(p)$.

Объяснив вариацию $S_2(p)$, мы оказались, как заметил Зиберт [89], перед проблемой, почему компонента $S_1(p)$ подавляется вблизи поверхности Земли. Батлер и Смолл предположили, что главная суточная мода имеет малую вертикальную длину волны, а нагревание озона происходит в слое атмосферы большой толщины.

Линдзен [90] детально рассчитал реакцию атмосферы на суточные колебания, вызванные нагреванием водяного пара и озона. Его расчеты объясняют примерно $2/3$ наблюдаемой на поверхности Земли компоненты $S_1(p)$, а также проливают свет на многие особенности суточных колебаний ветра ниже 100 км. Линдзен нашел, что основную часть термической энергии получает главная удерживающая мода (т. е. мода с отрицательным значением h). Эта мода связана с заметной реакцией в области возбуждения; однако она препятствует распространению возмущений от области возбуждения. Фактически вне области локального возбуждения термических приливов суточное приливное

колебание происходит в основном благодаря главной распространяющейся моде, возбуждаемой нагреванием водяного пара в тропосфере.

Оказалось, что наиболее важный источник термического возбуждения – поглощение солнечной радиации озоном и водяным паром. Оценка нагревания за счет переноса колебаний температуры поверхности Земли в атмосферу путем турбулентности и излучения показала, что оно мало, особенно если рассматривать осредненную оценку нагревания над морем и сушей. Влияние суточного хода облачности и суточного хода выделения скрытой теплоты парообразования не оценивалось. Нагревание за счет колебаний температуры поверхности существенно различно над сушей и морем. Такое неравномерное нагревание должно вызывать термические приливы, которые не следуют за Солнцем.

Компонента L_2 была определена по данным атмосферного давления в тропических широтах [91,92] в 1847 г. Позднее Бергсма и Ван дер Сток [93] вычислили L_2 с помощью фотографических записей ежечасных барометрических показаний по результатам наблюдений за 40 лет.

Чепмен [94] определил L_2 по ежечасным данным за 64 г. для Гринвича. Две трети имеющегося количества данных не были использованы; рассматривались данные только за те дни, когда диапазон изменений давления не превышал 2,5 мм рт. ст. Это был первый действительно обоснованный результат, полученный для области, находящейся вне тропиков.

Можно выделить основные лунно-солнечные приливы: суточный лунный O_1 ; суточный солнечный P_1 ; суточный лунно-солнечный $K_{1m}+K_{1s}$; большой лунный эллиптический полусуточный N_2 ; полусуточный лунный M_2 ; полусуточный солнечный S_2 ; полусуточный лунно-солнечный $K_{2m}+K_{2s}$.

Гравитационное возбуждение в общем гораздо слабее, чем термическое. Лунные приливы выделить можно, поскольку они имеют отличающийся период. Несмотря на то, что их амплитуда мала, они представляют большой интерес, поскольку механизм их возбуждения хорошо известен.

Для гравитационных приливов энергия возбуждения сосредоточена только на одном уровне – поверхности Земли. В отличие от сол-

нечного полусуточного термического прилива, лунный полусуточный прилив в давлении у поверхности сильно зависит от распределения T_0 . Объяснить это можно только тем, что способы возбуждения этих двух приливов различны: для лунного полусуточного прилива возбуждение – когерентный источник на определенном уровне, а для солнечного полусуточного прилива оно распределено в довольно широком слое атмосферы [103].

Гравитационное воздействие Луны большое влияние оказывает на Землю. Движение лунных узлов по эклиптике происходит с периодичностью 18,6 лет. Периодичность обращения Луны вокруг Земли вызывает в ряде земных процессов месячные и более короткие периоды. Так, движение центра тяжести Земли вызывает в ряде земных процессов месячные и более короткие периоды. Движение центра тяжести Земли относительно центра тяжести системы Земля – Луна (барицентра) происходит с периодом 27,32 сут. Помимо этого, среди периодов один месяц и менее отмечаются периоды 5 – 7 и 13 сут, обусловленные сменой знака радиальной компоненты межпланетного магнитного поля; 9,9 и 27 – 30 сут, связанные с вращением Солнца [102].

Первые попытки использовать измерения приливных деформаций Земли для получения дополнительной информации о ее внутреннем строении имеют уже почти столетнюю давность. Классические работы В. Томсона и Дж. Дарвина относятся к последней четверти прошлого века. Около 1890 г. Ребер-Пашвиц в Потсдаме, а затем его преемник Иван Егорьевич Кортации в Николаеве провели первые успешные измерения приливных изменений наклонов [103].

А.Я. Орлов, очень много сделавший для развития наблюдений приливных изменений наклонов, в 1926 г. организовал в Полтаве специальную гравиметрическую обсерваторию. Основной задачей обсерватории было изучение движения полюса и приливных деформаций Земли. На этой обсерватории впервые в СССР были в 1948 г. измерены приливные изменения силы тяжести старым гравиметром Графа. Работы по измерению приливных изменений силы тяжести с помощью современных высокоточных гравиметров Аскания начаты широко в СССР только с Международного геофизического года Институтом физики Земли АН СССР. К этому же времени вступили в строй наклонометры с дистанционной регистрацией, разработанные в этом же институте А.Е. Островским.

Вклад русских и советских ученых в развитие теории приливных деформаций тела Земли и связи их с внутренним строением и вращением Земли также весьма существенен. Еще в 1895 г. Хаф в Англии и профессор Московского университета Ф.А. Слудский одновременно и независимо друг от друга показали, что наличие жидкого ядра Земли может вызвать появление свободной нутации земной оси с продолжительностью, близкой к суткам.

Сотрудники Института физики Земли АН СССР путем длительных наблюдений приливных измерений силы тяжести в Центральной Азии доказали влияние отмеченного выше резонанса на волну K_1 , а Мельхиор путем анализа наклономерных наблюдений нашел аналогичный эффект [103].

Каждая точка земной поверхности подвержена воздействию двух сил: силы тяготения, обусловленной притяжением всей массы Земли, и центробежной силы, вызываемой вращательным движением Земли. Результирующая этих двух сил является вектором, направленным внутрь Земли. Его длина представляет собой напряженность силы тяжести в рассматриваемой точке. Величина и направление этого вектора не могут, строго говоря, рассматриваться как постоянные, поскольку и Солнце и Луна притягивают эту же точку. Притяжение изменяется во времени вместе с положением обоих небесных тел. Это явление служит причиной океанических приливов, возникающих вследствие того, что свободная поверхность моря постоянно следует за уровневой поверхностью, перпендикулярной к направлению возмущенной отвесной линии.

Около 1876 г. Кельвин обратил внимание на влияние деформаций самой Земли, показав, что Землю нельзя больше рассматривать как абсолютно твердое тело [103]. И с этого времени принимается, что тело Земли деформируется в результате приливов так же, как и океаны, только в меньшей степени.

Кельвин далее показал, что амплитуды каждого явления, обусловленные приливным потенциалом (океанические приливы, уклонение отвесной линии, вариации силы тяжести) и наблюдаемые на поверхности Земли, искажены деформацией земной поверхности, на которой проводятся все наши измерения.

В настоящее время приливной эффект исследуется в гравиметрии, в колебательной структуре реализаций геофизических полей, в записях компонент магнитного поля Земли, в электрическом поле ионосферы и приземного слоя.

Примерно сто лет назад в геомагнитном поле был обнаружен слабовыраженный лунный суточный ход. Этот суточный ход возникает в основном над поверхностью Земли, однако эти «первичные» поля внешнего происхождения индуцируют электрические токи в проводящем теле Земли, отчасти вблизи ее поверхности, где эти токи могут быть зафиксированы и измерены. Анализ записей этих земных токов обнаруживает солнечный и лунный суточные ходы [85]. Магнитные записи содержат также лунную полусуточную компоненту L_2 , также и лунно-солнечные компоненты L_n [85].

Важный вклад в развитие теоретических представлений о моделях воздействия приливных сил на электрическое поле ионосферы внес Г. Волланд [104,105]. Термическое и гравитационное воздействие со стороны Луны и Солнца на Землю и ее атмосферу приводит к приливам, наблюдаемым как над океанами, так и в атмосфере.

Атмосферные приливы возникают вследствие изменения атмосферного давления. Исследовалось два типа приливов: солнечные приливы, обусловленные как неоднородным нагревом солнечным излучением, так и гравитационным взаимодействием с Землей; лунные приливы, обусловленные гравитационным взаимодействием Луны с земной атмосферой.

Приливы в земной атмосфере приводят вследствие изменения давления к формированию горизонтальных течений. Известно, что ионосферное динамо возникает вследствие движения нейтрального ветра, увлекающего за собой электроны и ионы через геомагнитное поле. Движение плазмы через магнитное поле создает силу Лоренца ($\vec{V} \times \vec{B}_0$), где \vec{V} – объемная скорость движения плазмы, \vec{B}_0 – напряженность магнитного поля. Благодаря амбиполярной диффузии электронов и ионов возникает разделение зарядов, которое создает электрическое поле поляризации \vec{E}_s . Под влиянием этого поля и силы Лоренца согласно уравнениям магнитной гидродинамики в динамо области течет электрический ток, который приводит к вариациям магнитного поля, известным

как S_q (солнечно-спокойные) и L (лунные) геомагнитные вариации. Кроме того, в динамо области вследствие конечной электрической проводимости возникает горизонтальная разность потенциалов, создающая горизонтальные электрические поля, которые могут проникать на тропосферные высоты.

В настоящее время в России проводятся исследования взаимосвязи приливных явлений с электрическими полями в приземном слое атмосферы в ряде научно-исследовательских институтов и высших учебных заведений: Объединенном институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ОИФЗ РАН), Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн (ИЗМИ РАН), Иркутском Институте солнечно-земной физики СО РАН (ИСЗФ СО РАН), Главной геофизической обсерватории (ГГО), Санкт-Петербург, Институте космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН (ИКИР ДВО РАН), Камчатском государственном педагогическом университете, Московском государственном университете, Казанском государственном университете, Владимирском государственном университете.

Одно из направлений исследования атмосферных приливов в настоящее время связано с важнейшей ролью приливов в формировании геодинамического режима во всех сейсмоактивных регионах Земли. В работах [106 – 118] сделан вывод, что энергия и информация из гелиосферного токового слоя передается в литосферу Земли через атмосферные приливы. Долгопериодные приливы наблюдались в спектрах выделившейся сейсмической энергии в районе Камчатского полигона, при этом выделены периоды: 13 – 14 сут, 2 – 3 сут [107 – 108]. В спектрах мощности вариаций геомагнитного поля выделены мощные спектральные максимумы 13 – 14 и 9 сут. В вариациях электрического поля приземного слоя атмосферы обнаруживается спектральный максимум с периодом 9 сут перед и во время землетрясений.

В работах [109 – 114] указывается, что естественные электромагнитные шумы атмосферы определяются рядом источников, в том числе и электрическими процессами в атмосфере и магнитосфере. В работе [109] измерения электромагнитных полей проводились с целью поиска в возмущениях атмосферного фона периодической составляющей, возникающей под действием приливных сил. В обзорной статье [112]

даны результаты исследования распределения числа землетрясений по фазам вертикальной компоненты приливного воздействия на различных гармониках. Проведенное исследование подтвердило существенную роль неупругого деформационного процесса, развивающегося при продолжительном воздействии, под действием приливных волн 27,55 и 13,66 сут по сравнению с более мощными суточными и полусуточными волнами.

По данным наблюдений на Камчатке, где в течение последних лет ведутся регулярные наблюдения квазистатического электрического поля в приземном слое атмосферы, выделены четко гармоники с периодами 8,12,24 ч и 1 – 5 ч. Отмечено, что наблюдается усиление в вариациях сейсмогравитационных колебаний Земли и одновременно в вариациях давления перед сильными землетрясениями [115 – 117]. Исследуются приливные вариации в электротеллурическом поле [118].

Таким образом, существует как теоретическая информация о моделях возникновения приливного эффекта в электрическом поле ионосферы, так и экспериментальная информация о наличии значительного приливного эффекта на ионосферных высотах. Экспериментальный и теоретический анализ особенностей воздействия приливного эффекта на электрическое поле в приземном слое атмосферы требует своего развития.

На основании аналитического обзора публикаций можно сформулировать основные проблемы и задачи, возникающие при анализе воздействия приливов на электрическое поле приземного слоя атмосферы: решение задачи проникновения электрического поля, возникающего на уровне ионосферы под действием приливов, в приземный слой атмосферы с учетом бесконечной проводимости земной коры; анализ статистических характеристик вариаций электрического поля приземного слоя атмосферы на больших массивах данных; оценка амплитуд электрического поля на частотах лунно-солнечных приливов; разработка системы мониторинга электрического поля приземного слоя в сети разнесенных в пространстве станций; осуществление длительных регистраций электрического поля в приземном слое атмосферы в сети разнесенных в пространстве на десятки и тысячи километров станций, обеспеченных временной синхронизацией.

Таким образом, в первой главе проанализированы: физические механизмы возбуждения вариаций электрических полей в приземном слое атмосферы, источники вариаций электрических полей в приземном слое атмосферы, условия приема в приземном слое атмосферы; все известные типы приливов: атмосферные приливы, термогравитационные солнечные приливы, гравитационные лунные приливы. Существует как теоретическая информация о моделях возникновения приливного эффекта в электрическом поле ионосферы, так и экспериментальная информация о наличии значительного приливного эффекта на ионосферных высотах. Экспериментальный и теоретический анализ особенностей воздействия приливного эффекта на электрическое поле в приземном слое атмосферы требует своего развития. Есть необходимость в разработке модели проникновения электрического поля, связанного с приливными эффектами, в приземный слой атмосферы с учетом конечной и бесконечной проводимости земной коры и получении оценок амплитуды E_z на частотах приливов по данным такой модели.

1.3. Выводы

Проведенная в настоящей главе систематизация механизмов генерации вариаций электрического поля в резонаторе Земля – ионосфера земными и космическими источниками, анализ известных результатов исследований приливов и реальных условий приема в приземном слое атмосферы позволяет сделать следующие основные выводы и наметить основные задачи исследований:

1. Закономерности поведения атмосферного электричества, а также природа флуктуаций электромагнитного поля в приземном слое атмосферы достаточно хорошо изучены. Установлена взаимосвязь атмосферного электричества с мировой грозовой активностью, а также с сейсмогравитационными колебаниями Земли. Вариации электрического поля в промежутке Земля – ионосфера могут возбуждаться двумя типами естественных источников – земными и космическими. Главный источник электромагнитной энергии в резонаторе – грозовые разряды. Средние за год вариации электростатического поля Земли связаны со средними за год суточными вариациями площади мировых грозовых очагов.

2. В колебательной структуре реализаций геофизических полей присутствуют квазирегулярные периодичности различной длительности. Они могут быть поняты как результат воздействий на геофизическую среду таких внешних колебательных процессов, как лунно-солнечные приливы, неравномерность угловой скорости вращения земли, сейсмогравитационные и собственные колебания Земли, вариации солнечной активности и других. Одна из причин появления периодичностей – результат воздействия на геофизическую среду таких внешних колебательных процессов, как лунно-солнечные приливы.

3. В литературе достаточно широко рассматриваются крупномасштабные колебания атмосферы, возникающие в результате а) действия сил притяжения Луны и Солнца и б) теплового воздействия Солнца. Экспериментальные и теоретические закономерности воздействия лунно-солнечных приливных эффектов на ионосферу детально исследованы. Физические механизмы, объясняющие закономерности взаимосвязи электрического поля приземного слоя с приливами исследованы далеко не полно. Не решена задача о распространении возмущений электрического поля, возникающих под действием лунно-солнечных приливов, из ионосферы в нижнюю атмосферу с учетом конечной и бесконечной электрической проводимости земной коры.

4. Экспериментальные исследования воздействия приливных эффектов на электромагнетизм приземного слоя атмосферы связаны с оценками амплитуды спектральных компонент на частотах приливов. Оценка степени воздействия лунно-солнечных приливов на электромагнитные поля в резонаторе Земля – ионосфера при этом играет важную роль. Необходимо провести исследование статистических характеристик анализируемых сигналов. Необходим метод, позволяющий проводить достоверную оценку амплитуды вертикальной составляющей электрического поля приземного слоя на каждой конкретной частоте прилива.

5. Для осуществления достоверной оценки амплитуды вертикальной составляющей электрического поля в приземном слое атмосферы необходима разработка и создание системы мониторинга электрического поля в сети разнесенных в пространстве станций и проведение длительных регистраций электрического поля в приземном слое атмосферы.

6. Сформулирована цель исследований: исследование радиофизическими методами вариаций амплитуды электрического поля приземного слоя атмосферы на частотах лунно-солнечных приливов на основе разработанной радиотехнической системы мониторинга в сети разнесенных в пространстве станций.

Контрольные вопросы

1. Перечислите основные характеристики резонатора Земля – ионосфера.
2. Записать формулу градиента потенциала электрического поля приземного слоя атмосферы и проанализировать связь с грозовой активностью на земном шаре.
3. С какими геофизическими процессами установлена достоверно взаимосвязь атмосферного электричества?
4. От чего зависит уровень естественных помех ИЗЧ диапазона?
5. Какие источники вариаций электрических полей в приземном слое атмосферы известны?
6. Перечислите известные механизмы возбуждения вариаций электрического поля в приземном слое атмосферы.
7. Какими причинами объясняется характер помеховой обстановки под поверхностью земли?
8. Записать закон изменения вертикальной составляющей напряженности электрического поля в приземном слое от расстояния в КНЧ диапазоне.
9. Что такое «шумановский фон»?
10. Объясните возникновение солнечного прилива в атмосфере Земли.

Библиографический список*

1. Блюх, П. В. Глобальные электромагнитные резонансы в полости Земля – ионосфера / П. В. Блюх, А. П. Николаенко, Ю. Ф. Филиппов. – Киев : Наук. думка, 1977. – 199 с.

* Публикуется в авторской редакции здесь и далее.

2. Френкель, Я. И. Теория явлений атмосферного электричества / Я. И. Френкель. – Л. : Гидрометеоиздат, 1949. – 155 с.
3. Тверской, П. Н. Атмосферное электричество / П. Н. Тверской, И. М. Тверской. – Л. : Гидрометеоиздат, 1949. – 252 с.
4. Имянитов, И. М. Электричество свободной атмосферы / И. М. Имянитов, Е. В. Чубарина. – Л. : Гидрометеоиздат, 1965. – 239 с.
5. Имянитов, И. М. Электричество облаков / И. М. Имянитов, Е. В. Чубарина, Я. М. Шварц. – Л. : Гидрометеоиздат, 1971. – 91 с.
6. Красногорская, Н. В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения / Н. В. Красногорская. – Л. : Гидрометеоиздат, 1972. – 323 с.
7. Морозов, В. Н. Модели глобальной атмосферно-электрической цепи / В. Н. Морозов // Гидрометеорология. Сер. : Метеорология. Обзорная информация. – Обнинск : ВНИГМИ МЦД, 1981. – Вып. 8. – 57 с.
8. Чалмерс, Дж. А. Атмосферное электричество / Дж. А. Чалмерс. – Л. : Гидрометеоиздат, 1974. – 420 с.
9. Матвеев, Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы / Л. Т. Матвеев. – Л. : Гидрометеоиздат, 1984. – 751 с.
10. Israel N., Atmospheric Electricity V. 1. 2 // Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations, 1973. – 316 p.
11. Лободин, Т. В. Результаты атмосферно-электрических измерений над океанами и в Антарктиде / Т. В. Лободин // Метеорологические исследования. Метеорология. – 1963. – № 5. – С. 89 – 99.
12. Имянитов, И. М. Сравнительные атмосферно-электрические измерения в свободной атмосфере над Арктикой / И. М. Имянитов, Ю. Ф. Пономарева, Е. В. Чубарина // Труды ГГО. – 1980. – Вып. 401. – С. 83 – 90.
13. Кочев, А. А. Прямые одновременные измерения концентрации ионов, электрической проводимости и вертикальной составляющей напряженности электрического поля атмосферы на высотах 0–85 км / А. А. Кочев, Л. К. Смирных, А. А. Тютин // Космические исследования. – 1976 – Т. 14 – Вып.1. – С. 148 – 151.
14. Maynard N.C., Grockey C.I., Mitchell J.D., Hale L.C., Measurement of voltmeter vertical electric fields in the middle atmosphere // Geophys. Res. Lett, 1981. – V.8. – P. 923 – 926.

15. Парамонов, Н. А. О годовом ходе градиента атмосферного электрического потенциала / Н. А. Парамонов // ДАН СССР. – 1950. – Т. 71. – № 1. – С. 120 – 136.
16. Schonland V.F.J., Atmospheric electricity // Methuen, London, 1932. – P. 100.
17. Марксон, Р. Атмосферное электричество и проблема связи между солнечной активностью и погодой / Р. Марксон // Солнечно-земные связи, погода и климат. – М. : Мир, 1982. – С. 242 – 264.
18. Wilson C.T.R., Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms // Phil. Trans. A, 221. – 1920. – P.73 – 115.
19. Парамонов, Н. А. Унитарная вариация градиента потенциала электрического поля атмосферы / Н. А. Парамонов // ДАН СССР. – 1950. – Т. 70. – №1. – С. 37 – 38.
20. Brawn J.G., The local variation of the earth's electric field // Terr. Magn. Atmos. Elect. 41, 1935, P. 85 – 279.
21. Israel H., The atmospheric electric field and its meteorological causes // Thunderstorm Electricity, 1953. – P. 4 – 23.
22. Kawano M., The influence of vertical distribution of the nuclei content on the vertical distribution of the air resistivity in exchange layer // J. Met. Soc., Japan 36, 1958. – P. 67 – 72.
23. Nichols E.H., Investigation of atmospheric electrical variations at sunrise and sunset // Proc. Roy. Soc. A, 92. – 1916. – P. 8 – 401.
24. Holzer R.E., A program of simultaneous measurement of air – earth current density // Wentworth Conf., 1995. – P. 96 – 100.
25. Kasemir H.W., Zur Stromungstheorie des luftelektrischen Felds III // Der Austauschgenerator, Arch. Met. Wien A, 9. – 1956. – P. 70 – 357.
26. Wait Y.R., Earth–ionosphere cavity resonances and the propagation of ELF radiowaves // Radio Sci., V. 69 D. – 1965. – P. 1057 – 1070.
27. Семенов, А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля / А. С. Семенов. – Л. : Недра, 1968. – 379 с.
28. Бернштейн, С. Дальняя связь на крайне низких частотах / С. Бернштейн, М. Барроуз // ТИИЭР. – 1974. – Т. 62. – С. 5 – 19.
29. Кашпровский, В. Е. Распространение средних радиоволн земным лучом / В. Е. Кашпровский, Ф. А. Кузубов. – М. : Связь, 1971. – 220с.

30. Краснушкин, П. Е. Теория распространения сверхдлинных волн / П. Е. Краснушкин, Н. А. Яблочкин. – М. : АН СССР, 1963. – 81 с.
31. Юман, М. Молния : пер. с англ. / М. Юман ; под ред. Н. В. Красногорской. – М. : Мир, 1972. – 327 с.
32. Wait A.D., VLE Radio Engineering // Pergaman Press, 1967. – P. 701.
33. Александров, М. С. Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ / М. С. Александров [и др.]. – М : Наука, 1972. – 195 с.
34. Колоколов, В. П. К происхождению электрического поля Земли / В. П. Колоколов // Труды главной геофизической обсерватории. – 1974. – Вып. 301. – С. 10 – 17.
35. Парамонов, Н. А. Выделение глобального суточного хода градиента потенциала электрического поля в атмосфере / Н. А. Парамонов // Метеорология и гидрология. – 1971. – № 12. – С. 89 – 91.
36. Колоколов, В. П. О характеристиках глобального распределения грозовой деятельности / В. П. Колоколов // Метеорология и гидрология. – 1961. – № 11. – С. 47 – 55.
37. Блюх, П. В. О снятии вырождения в сферическом резонаторе Земля – ионосфера / П. В. Блюх, В. Н. Бормотов // Препринт / ИРЭ АН УССР. – Харьков, 1971. – № 10. – 53 с.
38. Soderberg E.F., ELF noise in the sea at depths from 30 to 300 meters. // J.Geophys. Res., V. 74. – May 1. – 1969. – P. 2378 – 2387.
39. Степаненко, В. Д. Радиотехнические методы исследования гроз / В. Д. Степаненко, С. М. Гальперин. – Л. : Гидрометеиздат, 1983. – 204 с.
40. Лоч, Б. Р. Плотность молниевых разрядов в очагах атмосфериков / Б. Р. Лоч // Труды Главной геофизической обсерватории. – 1972. – Вып. 277. – С. 54 – 59.
41. Справочник по геофизике. – М. : Наука, 1968. – 463 с.
42. Morgan W.J., Stoner J.O., Dicke R.H., Periodicity of earthquakes and the invariance of the gravitational constant // J. Geophys. Res. 1961. V. 66. № 11. P. 73 – 125.
43. Rycroft M.Y. and Woumell T.W., The natural ELE electromagnetic noise in the band. 2–40 c/s; apparatus and some preliminary results // Propagation of Radio Waves Frequencies below 300 kc/s, Oxford–London–NY–Paris, 1964, P. 421 – 434.

44. Ogawa T., Tanaka Y., Miura T., Yausuhava M., Observations of Natural ELF and VLF Electromagnetic Noises by Using Ball Antennas // *J. Geomag., Geoelectr.*, 1966, 18, №4, P. 443 – 454.

45. Гульельми, А. В. К теории индукционного сейсмомагнитного эффекта / А. В. Гульельми, В. Ф. Рубан // *Изв. АН СССР. Сер. : Физика Земли.* – 1990. – № 5. – С. 47 – 54.

46. Гульельми, А. В. Электромагнитный импульс из очага землетрясения / А. В. Гульельми, В. Т. Левшенко // *Докл. РАН.* – 1996. – Т. 349. – № 5. – С. 676 – 678.

47. Гульельми, А. В. Электромагнитный сигнал из очага землетрясения / А. В. Гульельми, В. Т. Левшенко // *Физика Земли.* – 1997. – № 9. – С. 22 – 30.

48. Gulielmi A., Elastomagnetic waves in a porous medium // *Physica Scripta*, 1992. – V. 46.– P. 433 – 434.

49. Eleman F., The response of magnetic instruments to earth–quake waves // *J. Geomag. Geoelectr.*, 1966. – V. 16.– № 1. – P. 43 – 72.

50. Белов, С. В. Магнитный эффект сильных землетрясений на Камчатке / С. В. Белов, Н. И. Мигунов, Г. А. Соболев // *Геомагнетизм и астрономия.* – 1974. – Т. 14. – № 3.– С. 380 – 382.

51. Lyemori T., Kamei T., Tanaka Y., Takeda M., Hashimoto T., Araki T., Okamoto T., Watanabe K., Sumitomo N., Oshiman N., Co–seismic geomagnetic variations observed at the 1995 Hyogoken–Nanbu earthquake // *J. Geomag. Geoelectr.*, 1996. – V. 48. – P. 1059 – 1070.

52. *Биофизика.* – 1992. – Т. 37. – № 3.– С. 508.

53. *Геофизическая аппаратура* / Е. М. Линьков, С. Я. Типисев. – Л. : Изд-во Ленинград. ун-та, 1980.– Вып. 28. – С. 229.

54. Петрова, Л. Н. Динамические особенности сейсмогравитационных колебаний Земли / Л. Н. Петрова, В. А. Волков // *Докл. АН. Геофизика.* – 1996. – Т.351. – № 5. – С. 683 – 686.

55. Линьков, Е. М. Исследование длиннопериодных сейсмических волн / Е. М. Линьков, Л. Н. Петрова. – Минск : Наука и техника, 1976. – С. 51 – 57.

56. *Вести ЛГУ* / Л. Н. Петрова, Е. М. Линьков, Д. Д. Зурошвили. – ЛГУ, 1988. – Сер. 4. – № 25. – С. 21 – 26.

57. *ДАН.* – 1990. – Т. 313. – № 5. – С. 1095 – 1098.

58. Петрова, Л. Н. Корреляции, спектральный состав и характер взаимодействия сейсмического и атмосферного геофизических полей в диапазоне периодов 1 – 4 часа / Л.Н. Петрова // Биофизика. – 1955. – Т. 40. – Вып. 4. – С. 911 – 915.

59. Пекерис, Х. Л. Собственные колебания Земли / Х. Л. Пекерис, З. Альтерман, Х. Ярошин ; под ред. В. Н. Хвиритова. – М. : Мир, 1964. – 280 с.

60. Петрова, Л. Н. Сейсмогравитационные пульсации и их связь с сильными землетрясениями / Л. Н. Петрова [и др.] // Фундаментальные проблемы физики : тр. конф. – Саратов, 2000. – С. 145 – 146.

61. Копытенко, Ю. А. Обнаружение ультранизкочастотных излучений, связанных со Спитакским землетрясением и его афтершоковой активностью, по данным наблюдений геомагнитных пульсаций на обсерваториях Душети и Вардзия / Ю. А. Копытенко, Т. Г. Матиашвили, П. М. Воронов // Препринт / ИЗМИРАН. – 1990. – 25 с.

62. Hayakawa M., Kawate R., Molchanov O.A., Yumoto K., Results of ULF magnetic field measurements during the Guam earthquake of 8 August 1993 // Geophys. Res. Lett., 1996. – V.23. – № 3. – P. 241 – 244.

63. Dea J.Y., Boerner W.M., Observations of anomalous ULF signals preceding the Northridge earthquake of January 17, 1994 // Atmospheric and Ionosphere Phenomena Associated with Earthquakes / Ed. Hayakawa M. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), 1994. – P. 1465 – 1468.

64. Сурков, В. В. О природе УНЧ электромагнитного шума, предваряющего некоторые землетрясения / В. В. Сурков // Физика Земли. – 2000. – № 12. – С. 61 – 66.

65. Гульельми, А. В. Электромагнитные сигналы от землетрясений / А. В. Гульельми, В. Т. Левшенко // Физика Земли. – 1994. – № 5. – С. 65 – 70.

66. Гульельми, А. В. О наблюдении сейсмоэлектромагнитных сигналов / А. В. Гульельми, В. Т. Левшенко, В. Ф. Рубан // Физика Земли. – 1999. – № 4. – С. 91 – 93.

67. Церфас, К. А. Явления атмосферного электричества, предшествующие землетрясениям / К. А. Церфас // Ташкентское землетрясение 26.04.1966 г. – Ташкент : ФАН, 1971. – С. 184 – 187.

68. Моргунов, В. А. К природе литосферно-ионосферных связей / В. А. Моргунов // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1988. – № 5. – С. 80 – 87.

69. Иманкулов, А. Ч. Измерение напряженности электрического поля атмосферы во время землетрясения 27.10.1984 г. в Таджикской ССР / А. Ч. Иманкулов, В. И. Струменский, Н. А. Непеин // Атмосферное электричество : тр. 3-го Всесоюз. симп. – Л. : Гидрометеиздат, 1988. – С. 33 – 37.

70. Электромагнитные предвестники землетрясений / отв. ред. М. А. Садовский. – М. : Наука, 1982 – 88 с.

71. Крылов, С. М. О сверхнизкочастотном электромагнитном излучении литосферного происхождения / С. М. Крылов, В. Т. Левшенко // Докл. АН СССР. – 1990. – Т.311. – № 3. – С. 579 – 582.

72. Гохберг, М. Б. Современное состояние исследований электромагнитных предвестников землетрясений / М. Б. Гохберг, И. Л. Гуфельд, В. А. Линеровский // Дискретные свойства геофизической среды. – М., 1989. – С. 97 – 109.

73. Гохберг, М. Б. Поиск электромагнитных предвестников землетрясений / М. Б. Гохберг. – М. : ИФЗ АН СССР, 1988. – 244 с.

74. Гохберг, М. Б. Сейсмoeлектромагнитные явления / М. Б. Гохберг, В. А. Моргунов, О. А. Похотелов. – М. : Наука, 1988. – 174 с.

75. Левшенко, В. Т. Результаты и перспективы исследований сверхнизкочастотных литосферных электромагнитных сигналов / В. Т. Левшенко // Физика Земли. – 1998. – № 11. – С. 82 – 85.

76. Моргунов, В. А. Электрические и электромагнитные эффекты в эпицентральной зоне афтершоков Спитакского землетрясения / В. А. Моргунов, И. В. Матвеев // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1991. – № 11. – С. 124 – 128.

77. Моргунов, В. А. Электромагнитное излучение на афтершоках Спитакского землетрясения / В. А. Моргунов, И. В. Матвеев // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1990. – № 6. – С. 14 – 19.

78. Jones D.Li., Extremely Low Frequency (ELF) Ionospheric Radio Propagation Studies Using Natural Sources // IEEE Trans. 1974. – Com – 22. – № 4. – P. 447 – 483.

79. Гульельми, А. В. Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы / А. В. Гульельми, В. А. Троицкая. – М. : Наука, 1973. – 540 с.

80. Троицкая, В. А. Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы / В. А. Троицкая, А. В. Гульельми // УФН. – 1969. – № 3. – 453 с.
81. Николаенко, А. П. Об особенностях спектра СНЧ–шумов при возбуждении резонатора Земля–ионосфера из космоса / А. П. Николаенко // Геомагнетизм и аэрономия. – 1972. – 12. – № 3. – С. 458 – 463.
82. Flemming R.A., Investigation into Origin of an ELF Discrete Signals // JATP, 1973. – 35. – P. 187 – 189.
83. Гульельми, А. В. Нелинейное взаимодействие гидромагнитных волн / А.В. Гульельми // Геомагнетизм и аэрономия. – 1971. – 11. – № 3. – С. 358 – 360.
84. Frandsen A.M.A., Holzer R.E., Smith E.J., OGO Search Coil Magnetometer Experiments // IEEE Trans., 1969. – CE – 7. – № 2. – P. 61 – 73.
85. Чепмен, С. Атмосферные приливы / С. Чепмен, Р. Линдзен. – М. : Мир, 1972. – 285 с.
86. Ньютон, И. Математические начала натуральной философии / И. Ньютон ; пер. с лат. А. Н. Крылова, под ред. Л. С. Полака. – М. : Наука, 1989. – 687 с.
87. Sen H. K., White M.L., Thermal and gravitational excitation of atmospheric oscillations // J. Geophys. Res.60, 1955. – С. 483 – 495.
88. Siebert M., Analyse des Jahresganges der $1/n$ – tägigen Variationen des Luftdruckes und der Temperatur, Nachr. Akad. Wiss. // Göttingen Math. – phys. Kl, 1956. – №6. – С. 127 – 144.
89. Siebert M., Atmospheric tides, in Advances in Geophysics, vol. 7 // Academic Press, New York, 1961. – P. 105 – 182.
90. Lindzen R. S., Thermally driven diurnal tide in the atmosphere // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1967. – 93. – С. 18 – 42.
91. Eisenlohr O., Untersuchungen über das Klima von Paris und über die vom Monde bewirkte atmosphärische Ebbe und Fluth, Pogg. Ann. Phys // Chemie, 1843. – 60. – С. 161 – 212.
92. Sabine E., On the lunar atmospheric tide at St. Helena // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1847. – 137. – С. 45 – 50.
93. Bergsma P.A., Lunar Atmospheric Tide // Obsns. Magn. Meteor. Obs. Batavia, 1871. – 1. – С. 19 – 25.
94. Chapman S., The lunar atmospheric tide at Greenwich // Quart. J. Roy. Meteorol, 1918. – Soc. 44. – P. 271 – 280.

95. Кропоткин, П. Н. Сезонная периодичность землетрясений и принцип Ньютона – Маха / П. Н. Кропоткин, А. Е. Люстих // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 217. – № 5. – С. 1061 – 1064.
96. Гамбурцев, А. Г. Сейсмический мониторинг литосферы / А. Г. Гамбурцев. – М. : Наука, 1992. – 200 с.
97. Журавлев, В. И. Результаты спектрального анализа сейсмической активности Гармского района / В. И. Журавлев // Прогноз землетрясений. – Душанбе : Дониш, 1982. – С. 409 – 423.
98. Лукк, А. А. Анализ временных рядов параметров реконструируемого напряженно – деформированного состояния земной коры Гармского района / А. А. Лукк // Комплексные исследования по прогнозу землетрясений. – М. : Наука, 1991. – С. 51 – 69.
99. Нерсесов, И. Л. Закономерности временных изменений некоторых геофизических полей / И. Л. Нерсесов [и др.] // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 286. – № 1. – С. 77 – 79.
100. Атлас временных вариаций природных процессов // Порядок и хаос в литосфере и других сферах / отв. ред. А. В. Николаев, А. Г. Гамбурцев. – М. : ОИФЗ РАН, 1994. – 176 с.
101. Дещеревский, А. В. Скрытые периодичности и фликкер–шум в электротеллурическом поле / А. В. Дещеревский, А. Я. Сидорин. – М. : Объединенный институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, 1997. – С. 56 – 67.
102. Темурянц, Н. А. Сверхнизкочастотные электромагнитные сигналы в биологическом мире / Н. А. Темурянц, Б. М. Владимирский, О. Г. Тишкин. – Киев : Наук. Думка, 1992. – 188 с.
103. Мельхиор, П. Земные приливы / П. Мельхиор. – М. : Мир, 1968. – 482 с.
104. Volland H., Atmospheric Electrodynamics // Berlin, 1984. – 205 p.
105. Volland H., Global, Quasi–Static Electric Field in the Earth’s Environment – in: Electrical Processes in Atmosphere // Steinkopff Darmstadt, 1977. – P. 509 – 528.
106. Бузевич, А. В. Связь вариаций геомагнитного и атмосферного электрического поля Земли с сейсмической активностью на фоне атмосферных процессов / А. В. Бузевич [и др.] // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003 – С. 72 – 75.

107. Михайлов, Ю. М. Вариации различных атмосферно-ионосферных параметров в периоды подготовки землетрясений на Камчатке : предварительные результаты / Ю. М. Михайлов [и др.] // Геомагнетизм и аэрномия. – 2002. – Т.42. – № 6. – С. 805 – 813.

108. Руленко, О. П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы / О. П. Руленко // Вулканология и сейсмология. – 2000. – № 4. – С. 57 – 68.

109. Моргунов, В. А. Вариации интенсивности электромагнитных шумов атмосферы в цикле солнечной активности / В. А. Моргунов, М. В. Степанов // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – С. 61 – 64.

110. Моргунов, В. А. Пространственные неоднородности электрического поля как фактор лито-ионосферных связей / В. А. Моргунов // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек : сб. ст. / ред. В. А. Моргунов, В. А. Троицкая, С. В. Анисимов. – М. : ИФЗ РАН, 2000. – С. 106 – 113.

111. Моргунов, В. А. Электрические явления, предшествующие Шикотанскому землетрясению и его афтершокам / В. А. Моргунов // ДАН. – 1998. – Т. 359. – № 1. – С. 102 – 105.

112. Моргунов, В. А. Землетрясения и фазы прилива / В. А. Моргунов, Э. А. Боярский, М. В. Степанов // Физика Земли. – 2005. – С. 74 – 88.

113. Авсюк, Ю. Н. Приливные силы и природные процессы / Ю. Н. Авсюк. – М. : ОИФЗ РАН, 1966. – 188 с.

114. Моргунов, В. А. Реальности прогноза землетрясений / В. А. Моргунов // Физика Земли. – 1999. – №1. – С. 79 – 91.

115. Михайлов, Ю. М. Обнаружение атмосферных волн литосферной природы в спектрах мощности электрического поля приземной атмосферы / Ю. М. Михайлов, Г. А. Михайлова, А. В. Бузевич // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – С. 77 – 79.

116. Михайлов, Ю. М. Вариации различных атмосферно-ионосферных параметров в периоды подготовки землетрясений на Камчатке : предварительные результаты / Ю. М. Михайлов [и др.] // Геомагнетизм и аэрномия. – 2002. – Т.42. – № 6. – С. 805 – 813.

117. Смирнов, С. Э. Аномалии поведения напряженности электрического поля перед землетрясениями по наблюдениям магнитной об-

серватории Паратунка за 1997 – 2000 годы / С. Э. Смирнов // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений : тез. докл. II междунар. совещ. в с. Паратунка Камчатской обл., 2001 / ред. Ю. С. Шумилов, Г. И. Дружин. – Петропавловск-Камчатский : ИКИР ДВО РАН, 2001. – С. 48 – 49.

118. Кролевец, А. Н. Приливные составляющие в электротеллурическом поле / А. Н. Кролевец, Г. Н. Копылова // Физика Земли. – 2003. – № 5. – С.75–84.

Глава 2. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Проанализирована модель проникновения электрического поля, возникающего на уровне ионосферы под действием лунно-солнечных приливов, в приземный слой атмосферы с учетом конечной и бесконечной проводимости земной коры. Даны теоретические оценки воздействия приливных сил на вертикальную составляющую электрического поля приземного слоя атмосферы, подтвержденные в ходе экспериментальных исследований.

2.1. Влияние лунно-солнечных приливов на электрическое поле приземного слоя атмосферы (E_z)

Рассмотрим задачу о проникновении электрических ионосферных полей, обусловленных приливными процессами, в тропосферу [126].

Расчеты электрических полей, проникающих из ионосферы в тропосферу, основываются на следующих уравнениях:

$$\operatorname{div} \vec{j} = 0, \quad \vec{j} = \lambda \vec{E}, \quad \vec{E} = -\operatorname{grad} \varphi, \quad (2.1)$$

где \vec{j} – плотность тока проводимости, λ – электрическая проводимость атмосферы, \vec{E} – напряженность электрического поля, φ – потенциал электрического поля.

Поскольку для солнечных и лунных приливов характерные частоты $\omega \sim 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, то использование стационарных уравнений (2.1) для расчета электрических полей, проникающих из ионосферы в тропосферу, оправдано. Условие этого перехода имеет следующий вид:

$$\omega \ll c/L, \quad \omega \ll c^2/4\pi\lambda L^2, \quad \omega \ll 4\pi\lambda, \quad (2.2)$$

где L – характерные размеры системы, c – скорость света. Первое условие означает пренебрежение запаздыванием в уравнениях электродинамики, второе условие – пренебрежение токами индукции и третье – пренебрежение токами смещения.

Рассмотрим переход от системы уравнений Максвелла к квази-стационарному случаю.

$$\operatorname{rot}\vec{H} = \frac{4\pi\vec{j}}{c} + \frac{1}{c} \frac{\partial\vec{E}}{\partial t}, \quad \operatorname{div}\epsilon\vec{E} = 4\pi\rho \quad (2.3)$$

$$\operatorname{div}\mu\vec{H} = 0, \quad \operatorname{rot}\vec{E} = -\frac{1}{c}\mu \frac{\partial\vec{H}}{\partial t}, \quad (2.4)$$

где \vec{H}, \vec{E} – напряженность магнитного и электрического полей, ρ – плотность электрического заряда, μ, ϵ – магнитная диэлектрическая проницаемости атмосферы.

Далее полагаем $\mu = 1, \epsilon = 1$. Из первого и второго уравнений получим

$$\vec{H} = \operatorname{rot}\vec{A}, \quad \vec{E} = -\operatorname{grad}\varphi - \frac{1}{c} \frac{\partial\vec{A}}{\partial t}, \quad (2.5)$$

где \vec{A} – векторный потенциал магнитного поля, φ – потенциал электрического поля.

Далее полагаем $\vec{j} = \lambda(z)\vec{E}$, где \vec{j} – плотность электрического тока, $\lambda(z)$ – электрическая проводимость атмосферы. Подставим (2.5) в уравнение для $\operatorname{rot}\vec{H}$. В результате получим уравнение

$$\operatorname{rot}\operatorname{rot}\vec{A} = -\frac{4\pi}{c} \lambda(z) \left(\operatorname{grad}\varphi + \frac{1}{c} \frac{\partial\vec{A}}{\partial t} \right) - \frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} \left(\operatorname{grad}\varphi + \frac{1}{c} \frac{\partial\vec{A}}{\partial t} \right) \quad (2.6)$$

Используя равенство

$$\operatorname{rot}\operatorname{rot}\vec{A} = \operatorname{grad}\operatorname{div}\vec{A} - \nabla^2 \vec{A},$$

где $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$, получим вместо (2.6):

$$-\nabla^2 \vec{A} + \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{A}}{\partial t^2} + \operatorname{grad}(\operatorname{div}\vec{A} + \frac{1}{c} \frac{\partial\varphi}{\partial t} + \frac{4\pi\lambda}{c} \varphi) - \frac{4\pi}{c} \varphi \operatorname{grad}\lambda + \frac{4\pi\lambda}{c^2} \frac{\partial\vec{A}}{\partial t} = 0. \quad (2.7)$$

Для второго уравнения (2.3): $\operatorname{div}\vec{E} = 4\pi\rho$ имеем

$$\nabla^2 \varphi + \frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} \operatorname{div}\vec{A} = -4\pi\rho. \quad (2.8)$$

Пусть $\vec{A} = (A_x, A_y, A_z)$ и $\operatorname{grad}\lambda = \frac{\partial\lambda}{\partial z} \vec{e}_z$, выпишем уравнение (2.7) для

компонентов векторного потенциала

$$\begin{aligned}
-\nabla^2 A_x + \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 A_x}{\partial t^2} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\operatorname{div} \vec{A} + \frac{1}{c} \frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{4\pi\lambda\varphi}{c} \right) + \frac{4\pi\lambda}{c^2} \frac{\partial A_x}{\partial t} &= 0, \\
-\nabla^2 A_y + \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 A_y}{\partial t^2} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\operatorname{div} \vec{A} + \frac{1}{c} \frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{4\pi\lambda\varphi}{c} \right) + \frac{4\pi\lambda}{c^2} \frac{\partial A_y}{\partial t} &= 0, \\
-\nabla^2 A_z + \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 A_z}{\partial t^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\operatorname{div} \vec{A} + \frac{1}{c} \frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{4\pi\lambda\varphi}{c} \right) - \frac{4\pi}{c} \varphi \frac{\partial \lambda}{\partial z} + \frac{4\pi\lambda}{c^2} \frac{\partial A_z}{\partial t} &= 0.
\end{aligned} \tag{2.9}$$

Введем условие Лоренца:

$$\operatorname{div} \vec{A} + \frac{1}{c} \frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{4\pi\lambda\varphi}{c} = 0, \tag{2.10}$$

тогда вместо (2.8) и (2.9) получим

$$\begin{aligned}
-\nabla^2 A_x + \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 A_x}{\partial t^2} + \frac{4\pi\lambda}{c^2} \frac{\partial A_x}{\partial t} &= 0, \\
-\nabla^2 A_y + \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 A_y}{\partial t^2} + \frac{4\pi\lambda}{c^2} \frac{\partial A_y}{\partial t} &= 0, \\
-\nabla^2 A_z + \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 A_z}{\partial t^2} + \frac{4\pi\lambda}{c^2} \frac{\partial A_z}{\partial t} - \frac{4\pi}{c} \varphi \frac{\partial \lambda}{\partial z} &= 0, \\
\nabla^2 \varphi - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} - \frac{4\pi\lambda}{c^2} \frac{\partial \varphi}{\partial t} &= 4\pi\rho.
\end{aligned} \tag{2.11}$$

Введем гармоническое изменение A и φ :

$$A \approx e^{i\omega t}, \quad \varphi \approx e^{i\omega t}, \quad i = \sqrt{-1}. \tag{2.12}$$

Тогда для (2.11) получим

$$\begin{aligned}
-\nabla^2 \bar{A}_x - \frac{\omega^2}{c^2} \bar{A}_x + \frac{4\pi\lambda i\omega}{c^2} \bar{A}_x &= 0, \\
-\nabla^2 \bar{A}_y - \frac{\omega^2}{c^2} \bar{A}_y + \frac{4\pi\lambda i\omega}{c^2} \bar{A}_y &= 0, \\
-\nabla^2 \bar{A}_z - \frac{\omega^2}{c^2} \bar{A}_z + \frac{4\pi\lambda i\omega}{c^2} \bar{A}_z - \frac{4\pi}{c} \varphi \frac{\partial \lambda}{\partial z} &= 0, \\
-\nabla^2 \bar{\varphi} + \frac{\omega^2}{c^2} \bar{\varphi} - \frac{4\pi\lambda i\omega}{c^2} \bar{\varphi} &= 4\pi\rho.
\end{aligned} \tag{2.13}$$

Условие Лоренца преобразуем к виду

$$\operatorname{div} \vec{A} + \frac{1}{c} i\omega\varphi + \frac{4\pi\lambda\varphi}{c} = 0. \tag{2.14}$$

Из (2.14) выражение для φ , получим

$$\varphi = \frac{c \operatorname{div} \vec{A}}{i\omega + 4\pi\lambda}. \tag{2.15}$$

Используя (2.15), преобразуем уравнение для A_z к следующему виду:

$$-\nabla^2 \bar{A}_z - \frac{\omega^2}{c^2} \bar{A}_z + \frac{4\pi\lambda i\omega}{c^2} \bar{A}_z - \frac{4\pi \operatorname{div} \bar{A}}{i\omega + 4\pi\lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial z} = 0. \quad (2.16)$$

Сделаем порядковые оценки членов, входящих в уравнение для φ системы (2.13):

$$\nabla^2 \varphi \approx \frac{\varphi}{L^2}. \quad (2.17)$$

Этот член превосходит второй и третий члены при выполнении условий

$$\frac{\varphi}{L^2} \gg \frac{\omega^2}{c^2} \varphi, \quad \frac{\varphi}{L^2} \gg \frac{4\pi\lambda\omega}{c^2} \varphi, \quad (2.18)$$

откуда получим ограничение на частоту:

$$\omega \ll \frac{c}{L}, \quad \omega \ll \frac{c^2}{4\pi\lambda L^2}, \quad (2.19)$$

где L – характерный размер системы, λ – характерное значение электрической проводимости (можно взять на уровне ионосферы, т.е. при $z = 70 - 80$ км). Первое условие (2.18) означает пренебрежение запаздывания в уравнениях Максвелла, а второе – пренебрежение индукционными токами.

Условия (2.19) означают, что для расчета электрических полей возможно в нашей задаче представление $E = -\operatorname{grad} \varphi$, а поскольку величина ρ не задается, а является результатом решения самосогласованной токовой задачи, то для расчета нужно использовать уравнение, следующее из уравнения для $\operatorname{rot} \vec{H}$, если взять от него div :

$$\operatorname{div}(\lambda E + \frac{1}{4\pi} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}) = 0, \quad (2.20)$$

если $E \approx e^{i\omega t}$, то из (2.20) следует

$$\operatorname{div}(\lambda E + \frac{i\omega}{4\pi} E) = 0. \quad (2.21)$$

Токами смещения можно пренебречь, если $\omega \ll 4\pi\lambda$ и из (2.21) получим

$$\operatorname{div}(\lambda \vec{E}) = 0, \quad E = -\operatorname{grad} \varphi. \quad (2.22)$$

Уравнение (2.22) определяет распределение токов и полей при заданной λ в нашей квазистационарной задаче.

2.2. Электрическая структура приземного слоя атмосферы

При исследовании взаимодействия лунно-солнечных приливов с электромагнитным полем в земной атмосфере важное значение имеют задачи об ионном составе атмосферы и задача об электрической структуре приземного слоя атмосферы. Эти две задачи определяют распределение электрической проводимости и напряженности электрического поля в атмосфере с высотой.

Ионный состав нижней атмосферы довольно сложен. Легкие ионы, имеющие подвижность $b_+ = 1,36 \text{ см}^2 / \text{В} \cdot \text{с}$, $|b_-| = 1,56 \text{ см}^2 / \text{В} \cdot \text{с}$ [119,120] представляют собой заряженные молекулярные кластеры, существенное влияние на образование которых оказывает водяной пар, содержащийся в атмосфере. Примерами легких ионов являются следующие: $\text{H}_3\text{O}^+(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{O}^-(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{CO}_4^-(\text{H}_2\text{O})_n$, где $n = 4 - 8$. Для сравнения подвижность электронов равна $|b_e| = 7 \cdot 10^2 \text{ см}^2 / \text{В} \cdot \text{с}$, то есть почти в 500 раз больше подвижности легких ионов. Подвижность легких ионов зависит от давления $P(z)$ и температуры атмосферы $T(z)$ и определяется выражением [122]:

$$b_{\pm} = b_{\pm}^0 \cdot \frac{P(0)}{P(z)} \cdot \frac{T(z)}{T_0}, \quad (2.23)$$

где $P(0) = 1013$ мбар, $T_0 = 273^0$ К.

Схема образования легких ионов следующая: галактические космические лучи ионизируют молекулы кислорода и азота. Возникающие электроны присоединяются за время 10^{-7} с к нейтральным молекулам и создают отрицательные ионы. Затем отрицательные и положительные ионы, взаимодействуя с молекулами H_2O , образуют молекулярные кластеры – легкие ионы за несколько микросекунд.

Легкие ионы рекомбинируют друг с другом и присоединяются к аэрозольным частицам, образуя долгоживущие малоподвижные большие ионы (аэрозольные ионы). В стационарных условиях и при равных концентрациях положительных и отрицательных ионов, концентрация находится из уравнения баланса:

$$\frac{dn_{\pm}}{dt} = 0 = q - \alpha n_{\pm}^2 - \beta n_{\pm} Z, \quad (2.24)$$

где q – интенсивность ионообразования, α – коэффициент рекомбинации, β – коэффициент присоединения легких ионов к аэрозольным частицам, Z – концентрация аэрозольных частиц.

Наряду с ионизацией галактическими и космическими лучами, которые дают $q = 10^6 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ на уровне моря и $q = (4 - 5) \cdot 10^7 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ в умеренных широтах на высоте 15 км, важную роль могут играть радиоактивные газы, выделяющиеся из земной коры. В частности, газ радон может давать вблизи земной поверхности $q = 10^7 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Его действие может простираться до высоты ~ 100 м.

Табл. 3, составленная по данным, взятым из статьи Брикара [120], показывает сложность определения ионного состава атмосферы.

В работе [119] вводятся также конденсационные ионы, которые возникают при конденсации различных микропримесей воздуха на отрицательные и положительные ионы. Их подвижности находятся в интервале $0,3 - 0,5 \text{ см}^2 / \text{В} \cdot \text{с}$.

Электрическая проводимость в атмосфере определяется выражением

$$\lambda = \lambda_+ + \lambda_- = en_+ b_+ + e|b_-|n_- . \quad (2.25)$$

Для высот, лежащих выше приземного слоя, часто используется следующее представление для λ [122]:

$$\lambda = \lambda_0 e^{\alpha z} , \quad (2.26)$$

где $\alpha = (0,2 - 0,3) \text{ км}^{-1}$.

Таблица 3

Подвижности и радиусы ионов

Ионы	Подвижность [$\text{см}^2 / \text{В} \cdot \text{с}$]	Размеры [см], R
Легкие	$1,0 > b_{\pm} > 0,01$ $b_{\pm} > 1,0$	$6,6 \cdot 10^{-8} < R < 7,8 \cdot 10^{-8}$ $R < 6,6 \cdot 10^{-8}$
Легкие промежуточные ионы	$1,0 > b_{\pm} > 0,01$	$6,6 \cdot 10^{-8} < R < 80 \cdot 10^{-8}$
Средние	$0,01 > b_{\pm} > 0,001$	$7,8 \cdot 10^{-8} < R < 250 \cdot 10^{-8}$
Тяжелые (большие) промежуточные ионы	$0,01 > b_{\pm} > 0,001$	$80 \cdot 10^{-8} < R < 250 \cdot 10^{-8}$
Ланжевена	$0,001 > b_{\pm} > 0,00025$	$250 \cdot 10^{-8} < R < 570 \cdot 10^{-8}$
Ультротяжелые	$b_{\pm} < 0,00025$	$R > 570 \cdot 10^{-8}$

В то же время часто используется представление в виде нескольких экспоненциальных функций [122]:

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_0 e^{Z/0,82} , & 0 < Z < 3,6 \text{ км}, \\ \lambda_1 e^{Z/4,1} , & 3,6 < Z < 17,7 \text{ км}, \\ \lambda_2 e^{Z/7} , & 17,7 < Z < 40 \text{ км}, \end{cases} \quad (2.27)$$

где $\lambda_1 = \lambda_0(3,6)$, $\lambda_2 = \lambda_1(17,7)$.

Легкие ионы в основном и определяют электродинамику нижней атмосферы, т.е. распределение полей и токов.

Используя значение плотности электрического тока в атмосфере

$$j_0 = \lambda E , \quad (2.28)$$

равное $2 \cdot 10^{-12} \text{ А/м}^2$, можно оценить потенциал ионосферы, используя выражение

$$\varphi_\infty = j_0 R_c, R_c = \int_0^\infty \frac{dz}{\lambda(z)}, \quad (2.29)$$

где R – столбовое сопротивление, равное $1,3 \cdot 10^{17} \text{ Ом} \cdot \text{м}^2$. Значение φ_∞ при этом равно 278 кВ. Согласно оценкам, R_c приходится на слой до 2 км высоты.

В приземном слое в предположении горизонтальной однородности для описания электрических процессов рассматривается следующая одномерная, нестационарная система уравнений [121]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_+}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}(v_z n_+) + \frac{\partial}{\partial z}(b_+ n_+ E_z) - \frac{\partial}{\partial z}[D_T(z,t) \frac{\partial n_+}{\partial z}] &= q(z) - \alpha n_+ n_- - k_+, \\ \frac{\partial n_-}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}(v_z n_-) - \frac{\partial}{\partial z}(|b_-| n_- E_z) - \frac{\partial}{\partial z}[D_T(z,t) \frac{\partial n_-}{\partial z}] &= q(z) - \alpha n_+ n_- - k_-, \\ \frac{\partial E_z}{\partial z} &= 4\pi e(n_+ - n_-), \quad E = -grad\varphi, \end{aligned} \quad (2.30)$$

где n_\pm – концентрации легких ионов, E_z – вертикальная составляющая напряженности электрического поля, φ – потенциал электрического поля, k_+ , k_- – члены, описывающие взаимодействие легких ионов с аэрозольными частицами, $D_T(z,t)$ – коэффициент турбулентного обмена, v_z – вертикальная составляющая конвективных движений воздуха.

Система уравнений (2.30) записана для средних величин, характеризующих электрическое состояние приземного слоя [121].

Турбулентные процессы входят в коэффициент турбулентного обмена $D_T(z,t)$, который определяется равенством

$$\langle n'_+ v'_z \rangle = -D_T(z,t) \frac{\partial \langle n_+ \rangle}{\partial z}, \quad D_T(z,t) = \frac{1}{3} \langle v'^2 \rangle \tau_k, \quad (2.31)$$

где $\langle v'^2 \rangle$ – средний квадрат турбулентной скорости, τ_k – время корреляций (или время жизни вихря).

В метрологии приземного слоя для $D_T(z,t)$ используется представление [123]:

$$D_T(z,t) = D_m z^m, \quad (2.32)$$

где $m = 0$ соответствует устойчивой стратификации приземного слоя, $m = 1$ – нейтральной стратификации, $m = 4/3$ – термической неустойчивой стратификации.

Умножая первые два уравнения системы (2.30) на элементарный заряд электрона e и вычитая из первого уравнения второе, получим уравнение для плотности электрического заряда $\rho = e(n_+ - n_-)$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}(\lambda E_z) + \frac{\partial}{\partial z}(v_z \rho) - \frac{\partial}{\partial z}[D_T(z,t) \frac{\partial \rho}{\partial z}] &= 0, \\ \frac{dE_z}{dz} &= 4\pi\rho, \quad \lambda = e(b_+ n_+ + |b_-| n_-), \end{aligned} \quad (2.33)$$

где λ – электрическая проводимость приземного слоя.

В общем случае системы уравнений (2.30) и (2.33) применимы для описания электрических процессов в нижней атмосфере, но специфика приземного слоя определяется наличием процессов турбулентного обмена, характеризующихся коэффициентами турбулентного обмена $D_T(z,t)$. Вертикальная составляющая скорости v_z может появляться вследствие многих причин, одной из которых может явиться приливное воздействие со стороны Луны и Солнца.

Как показывается в [121], существует два предельных случая в описании электрического состояния приземного слоя, определяемого параметрами

$$\xi_{\pm} = \frac{|b_{\pm}| E_{\infty} \tau}{l_m}, \quad l_m = (D_m \tau)^{1/(2-m)}, \quad \tau = (q\alpha)^{-1/2}, \quad (2.34)$$

где τ – время жизни иона, E_{∞} – напряженность электрического поля за пределами приземного слоя. Первый случай $\xi_{\pm} \gg 1$ соответствует при-

ближению сильного поля или классическому электродному эффекту. Второй случай $\xi_{\pm} \ll 1$ соответствует приближению сильного турбулентного перемешивания или турбулентному электродному слою.

Классический электродный эффект был предметом многочисленных исследований [121,122]. Как следует из теории этого эффекта, характерная толщина электродного приземного слоя

$$l = b_0 E_{\infty} \tau, \quad b_0 = \max\{b_+, |b_-|\}, \quad (2.35)$$

при $E_{\infty} = 100$ В/м, $\alpha = 1,6 \cdot 10^{-12}$ м³/с, $b_0 = 1,5$ см² / В·с, $l = 3,8$ м.

Критерием для классического электродного эффекта в приземном слое является выполнение неравенства:

$$l_0 E_{\infty} \tau \gg l_m. \quad (2.36)$$

Во втором случае, используя разложение решения системы (2.30) по малому параметру ξ_{\pm} , получим, что система уравнений (2.30) в стационарном случае сводится к системе уравнений:

$$\begin{aligned} -\frac{d}{dz} (D_m z^m \frac{dn_{\pm}^0}{dz}) &= q - \alpha n_{\pm}^{02} - k_{\pm}, \\ -D_m z^m \frac{d^2 E_z}{dz^2} + \lambda(z) E_z 4\pi &= 4\pi j_0, \quad \lambda = e(b_+ n_+^0 + |b_-| n_+^0) \end{aligned} \quad (2.37)$$

с граничными условиями:

$$\begin{aligned} n_{\pm}^0|_{z=z_0} &= 0, \quad n_{\pm}^0|_{z \rightarrow \infty} = \sqrt{\frac{q}{\alpha}}, \\ \frac{dE_z}{dz}|_{z=z_0} &= 0, \quad E_z|_{z \rightarrow \infty} = \frac{j_0}{\lambda_{\infty}}, \end{aligned} \quad (2.38)$$

где j_0 – плотность электрического тока.

Характерные масштабы задачи в этом случае – масштаб турбулентного переноса ионов $l_m = (D_m \tau)^{1/(2-m)}$ и масштаб изменения напряженности электрического поля $L_m = (D_m / 4\pi \lambda_{\infty})^{1/(2-m)}$.

Физический смысл полученного приближения состоит в том, что основную роль в формировании высотного профиля электрической проводимости λ играет турбулентный обмен и рекомбинация ионов, а высотный профиль напряженности электрического поля определяется турбулентным обменом и градиентом электрической проводимости.

Критерий реализации случая сильного турбулентного перемешивания в приземном слое – выполнение неравенства

$$l_m \gg b_0 E_\infty \tau. \quad (2.39)$$

В случае нейтральной стратификации приземного слоя $D_T = D_1 z$ имеем

$$D_1 \gg 1,5 \cdot 10^{-4} E_\infty \text{ м/с}, \quad (2.40)$$

где E_∞ измеряется в В/м.

Результаты расчетов профилей n_+ , λ , E_z приведены в [121]. Напряженность электрического поля убывает с высотой до значения $E_\infty = j_0 / \lambda_\infty$. В отсутствии аэрозольных частиц в приземном слое $E_\infty = 100$ В/м, $L_1 = 15$ м, $l_1 = 50$ м, при $D_1 = 0,2$ м/с.

Из этих расчетов можно сделать вывод, что для исключения электродного эффекта необходимо проводить измерения напряженности электрического поля за пределами электродного слоя: $z > l$, $z > L_m$. При этом необходимо контролировать метеорологические параметры (скорость ветра, температуру, давление).

В связи с проведением исследований термогравитационных солнечных приливов в приземном слое атмосферы необходимо рассмотреть задачу об эффекте, связанном с восходом Солнца [125].

Рассмотрим уравнение (2.33) при $D_T = \text{const}$, $\lambda = \text{const}$. При этих предположениях получим уравнение для ρ :

$$-D_T \frac{d^2 \rho}{dz^2} + 4\pi\lambda\rho = 0. \quad (2.41)$$

Решение уравнения (2.41) при граничном условии

$$\rho|_{z=0} = \rho_0 \quad (2.42)$$

записывается в следующем виде:

$$\rho = \rho_0 e^{-z/L}, \quad L = \sqrt{\frac{D_T}{4\pi\lambda}}. \quad (2.43)$$

Используя второе уравнение системы (2.33), получим для E_z

$$E_z = \frac{j_0}{\lambda} - 4\pi\rho_0 \sqrt{\frac{D_T}{4\pi\lambda}} e^{-z/L}, \quad j_0 < 0. \quad (2.44)$$

Плотность электрического заряда ρ_0 определяется электродным эффектом и оценивается как $\rho_0 = 200 \text{ e/см}^3$ и $\rho_0 > 0$. Из выражения (2.44) следует, что $j_0 < 0$, абсолютная величина $|E_z|$ или градиент потенциала при $z = 0$ растет с ростом D . В этом состоит эффект восхода Солнца. Этот

эффект связан с нагревом земной поверхности солнечным излучением, приводящим к появлению вертикальных турбулентных движений, то есть к появлению турбулентного обмена. Плотность тока проводимости также увеличивается с ростом D , так как:

$$j|_{z=0} = -(|j_0| + 4\pi\rho_0\lambda L) \quad (2.45)$$

при $\lambda = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ ($\tau_\lambda = 612 \text{ с}$), $D = 0,2 \text{ м}^2/\text{с}$, $L = (D/4\pi\lambda)^{1/2} = 11 \text{ м}$.

В отсутствии аэрозольных частиц, меняющих электрическую проводимость приземного слоя $\tau_\lambda = 75 \text{ с}$ при $q = 10^7 \text{ м}^{-3} \text{ с}^{-1}$, $\alpha = 1,6 \cdot 10^{-12} \text{ м с}^{-1}$, $L = 3,9 \text{ м}$.

Более строгое решение самосогласованной задачи [121] дает аналогичный результат, то есть с ростом турбулентного обмена происходит рост напряженности электрического поля.

Таким образом:

- при исследовании взаимодействия лунно-солнечных приливов с электромагнитным полем в земной атмосфере важное значение имеют задачи об ионном составе атмосферы и задача об электрической структуре приземного слоя атмосферы; легкие ионы в основном определяют электродинамику нижней атмосферы, т.е. распределение полей и токов;

- проанализирована система уравнений, применимых для описания электрических процессов в нижней атмосфере, с учетом специфики приземного слоя, определяемой наличием процессов турбулентного обмена;

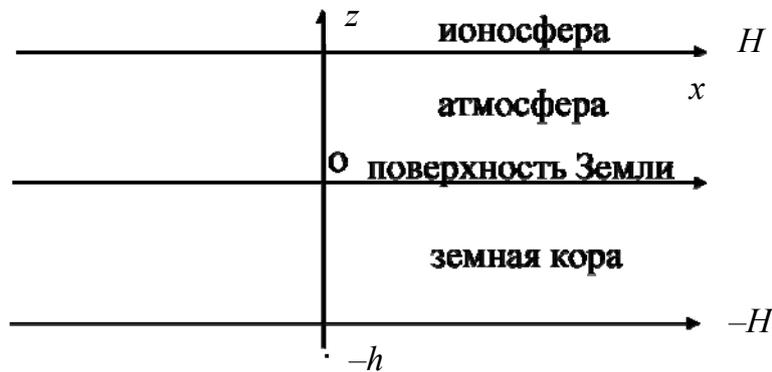
- в связи с проведением исследований термогравитационных солнечных приливов в приземном слое атмосферы рассмотрена задача об эффекте, связанном с восходом Солнца;

- при постановке экспериментальных работ, предполагающих размещение датчиков напряженности электрического поля вблизи поверхности земли, следует учитывать градиент напряженности поля, обусловленный турбулентным обменом.

2.3. Решение задачи проникновения электрического поля, возникающего на уровне ионосферы под действием приливов, в приземный слой атмосферы с учетом конечной и бесконечной электрической проводимости земной коры

Рассмотрим задачу для двухслойной среды, состоящей из земной

атмосферы с проводимостью $\lambda = \lambda_0 e^{\alpha z}$, $\alpha = (0,2 - 0,3) \text{ км}^{-1}$ и земной коры с проводимостью λ_1 (рисунок).



Задача для двухслойной среды

Будем предполагать, что задача о распространении возмущений электрического поля из ионосферы с высотой $z = H$, в нижнюю атмосферу и земную кору описывается уравнениями

$$\text{div}(\text{grad}\varphi) = 0, \quad E = -\text{grad}\varphi. \quad (2.46)$$

На нижней границе ионосферы при $z = H$ потенциал электрического поля φ зададим в следующем виде:

$$\varphi(z = H, x) = \varphi_0 e^{ikx}, \quad i = \sqrt{-1}, \quad (2.47)$$

где $k = \frac{2\pi}{L}$ – волновое число, описывающее распределение электрического потенциала вдоль горизонтальной оси x ; L – характерный масштаб длины для возмущения потенциала φ_0 .

Тогда в двумерном случае (x, z) получим для уравнения (2.46):

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \varphi_1}{\partial z^2} + \alpha \frac{\partial \varphi_1}{\partial z} + \frac{\partial^2 \varphi_1}{\partial x^2} &= 0, \quad 0 < z < H, \\ \frac{\partial^2 \varphi_2}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \varphi_2}{\partial x^2} &= 0, \quad -h < z < 0, \\ E_{x,1,2} &= -\frac{\partial \varphi_{1,2}}{\partial x}, \quad E_{z,1,2} = -\frac{\partial \varphi_{1,2}}{\partial z}. \end{aligned} \quad (2.48)$$

Граничные условия для решения уравнений (2.48) имеют вид

$$\begin{aligned} E_{x1} = E_{x2} \quad \text{при } z = 0, \quad \lambda_0 \frac{\partial \varphi_1}{\partial z} &= \lambda_1 \frac{\partial \varphi_2}{\partial z} \quad \text{при } z = 0 \\ \varphi_2(-h, x) = 0, \quad \varphi_1(z = H, x) &= \overline{\varphi_0} e^{ikx}. \end{aligned} \quad (2.49)$$

Решение системы уравнений (2.48) будем искать в следующем виде:

$$\varphi_1 = \overline{\varphi}_1(z)e^{ikx}, \quad \varphi_2 = \overline{\varphi}_2(z)e^{ikx}. \quad (2.50)$$

Тогда решение для $\overline{\varphi}_1(z)$ и $\overline{\varphi}_2(z)$ при граничных условиях

$$\begin{aligned} \overline{\varphi}_1(0) = \overline{\varphi}_2(0), \quad \lambda_0 \frac{\partial \overline{\varphi}_1}{\partial z} \Big|_{z=0} = \lambda_1 \frac{\partial \overline{\varphi}_2}{\partial z} \Big|_{z=0}, \\ \overline{\varphi}_2(-h) = 0, \quad \overline{\varphi}_1(H) = \overline{\varphi}_0 \end{aligned} \quad (2.51)$$

записывают в виде

$$\begin{aligned} \overline{\varphi}_1 = e^{-\frac{\alpha}{2}z} \left[c_1 e^{\frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}z} + c_2 e^{-\frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}z} \right], \\ \overline{\varphi}_2 = \overline{c}_1 e^{kz} + \overline{c}_2 e^{-kz}, \end{aligned} \quad (2.52)$$

где $c_1, c_2, \overline{c}_1, \overline{c}_2$ – постоянные.

Постоянные $c_1, c_2, \overline{c}_1, \overline{c}_2$ находятся из решения системы алгебраических уравнений, составленных с использованием условий (2.51) и представляются в виде выражений

$$\begin{aligned} c_1 = \frac{\overline{\varphi}_0 e^{\frac{\alpha}{2}H} - (\overline{c}_1 + \overline{c}_2) e^{-\frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H}}{2Sh \frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H}, \\ c_2 = -\frac{\overline{\varphi}_0 e^{\frac{\alpha}{2}H} + (\overline{c}_2 + \overline{c}_1) e^{-\frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H}}{2Sh \frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H}, \quad \overline{c}_2 = -\overline{c}_1 e^{-2kh}, \\ \overline{c}_1 = \frac{\overline{\varphi}_0 e^{-\frac{\alpha}{2}H} \sqrt{\alpha^2+4k^2}}{(1-e^{-2kh}) \left[\sqrt{\alpha^2+4k^2} ch \frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H + 2Sh \frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H \right]} + 2 \frac{\lambda_1}{\lambda_0} \frac{k(1+e^{-2kh})}{Sh^{-1} \frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H}. \end{aligned} \quad (2.53)$$

В условиях земных твердых пород отношение электрической проводимости λ_1 к электрической проводимости атмосферы вблизи земной поверхности $\lambda_0: \lambda_1/\lambda_0 \gg 1$ [124]. Поэтому при $\lambda_1/\lambda_0 \gg 1$ получим для \overline{c}_1 и \overline{c}_2 :

$$\begin{aligned} \overline{c}_1 = \frac{\overline{\varphi}_0 e^{-\frac{\alpha}{2}H} \sqrt{\alpha^2+4k^2}}{2 \frac{\lambda_1}{\lambda_2} k(1+e^{-2kh}) Sh \frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H}, \\ \overline{c}_2 = -\frac{\overline{\varphi}_0 e^{-\frac{\alpha}{2}H} \sqrt{\alpha^2+4k^2} e^{-2kh}}{2 \frac{\lambda_1}{\lambda_2} k(1+e^{-2kh}) Sh \frac{1}{2}\sqrt{\alpha^2+4k^2}H}, \end{aligned}$$

$$\bar{c}_1 + \bar{c}_2 = \frac{\bar{\varphi}_0 e^{\frac{\alpha}{2}H} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} Shkh}{2 \frac{\lambda_1}{\lambda_0} kchkhSh \frac{1}{2} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} H}. \quad (2.54)$$

Подставляя (2.54) в (2.52), используя (2.53), получим, учитывая малость параметра λ_0/λ_1 :

$$\varphi_1 = \frac{\bar{\varphi}_0 e^{-\frac{\alpha}{2}(z-H)} e^{ikx}}{2Sh \frac{1}{2} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} H} \left[Sh \frac{1}{2} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} z - \frac{\sqrt{\alpha^2 + 4k^2} Shkhsh \frac{1}{2} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} (z-H)}{2 \frac{\lambda_1}{\lambda_0} kchkhSh \frac{1}{2} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} H} \right],$$

$$\varphi_2 = \frac{\bar{\varphi}_0 e^{\frac{\alpha}{2}H} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} Shk(z+h)}{2 \frac{\lambda_1}{\lambda_0} kchkhSh \frac{1}{2} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} H}. \quad (2.55)$$

Ввиду большого отношения λ_1/λ_0 из (2.55) следует, что

$$\varphi_1 = \frac{\bar{\varphi}_0 e^{-\frac{\alpha}{2}(z-H)} e^{ikx} Sh \frac{1}{2} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} z}{2Sh \frac{1}{2} \sqrt{\alpha^2 + 4k^2} H},$$

$$\varphi_2 = 0, \quad E_{2x} = 0 \quad \text{при} \quad 0 > z > -h, \quad E_{1x}|_{z=0} = 0. \quad (2.56)$$

Рассмотрим некоторые предельные случаи выражения для φ_1 . Пусть выполнено условие $\alpha^2 \gg 4k^2$, означающее, что характерный масштаб длины для распределения электрической проводимости с высотой $\alpha^{-1} = (3,3-5)$ км меньше характерного масштаба распределения вариаций потенциала ионосферы L ($L \sim 100$ км). Тогда из (2.56) получим

$$\varphi_1 = \frac{\bar{\varphi}_0 e^{ikx} (1 - e^{-\alpha z})}{1 - e^{-\alpha H}}. \quad (2.57)$$

Составляющие напряженности электрического поля E_x и E_z :

$$E_{x1} = -\frac{\partial \varphi_1}{\partial x} = -\frac{\bar{\varphi}_0 i k e^{ikx} (1 - e^{-\alpha z})}{1 - e^{-\alpha H}},$$

$$E_{z1} = -\frac{\partial \varphi_1}{\partial z} = -\frac{\bar{\varphi}_0 \alpha e^{ikx} e^{-\alpha z}}{1 - e^{-\alpha H}}. \quad (2.58)$$

Из (2.58) видно, что горизонтальная составляющая E_x вблизи земной поверхности много меньше E_z . Проведенное рассмотрение подтверждает результаты оценок влияния лунно-солнечных приливов на электрическое поле атмосферы, полученные в разд. 2.2 [126].

В случае высокой проводимости земной коры такой, что $\lambda_1/\lambda_0 \gg 1$ ее можно считать проводящей средой, а земную поверхность эквипотенциальной поверхностью с $\varphi_1 = 0$. Для электрической проводимости λ в нижней атмосфере используется представление [126]:

$$\lambda = \lambda_0 e^{\alpha z}, \quad \alpha = (0,2-0,3) \text{ км}^{-1}, \quad (2.59)$$

где λ_0 – электрическая проводимость атмосферы вблизи земной поверхности.

Из уравнений (2.1) следует уравнение для потенциала электрического поля

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} + \alpha \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0, \quad (2.60)$$

решение которого при граничных условиях

$$\varphi|_{z=0} = 0, \quad \varphi|_{z=H} = \varphi_0(x, y) \quad (2.61)$$

и выполнении условий $L_x, L_y \gg \alpha^{-1}$, где L_x, L_y – характерные размеры в горизонтальной плоскости области динамо, имеет следующий вид:

$$\varphi(x, y, z) = \varphi_0(x, y) \frac{1 - e^{-\alpha z}}{1 - e^{-\alpha H}}, \quad (2.62)$$

где x, y – горизонтальные декартовы координаты, z – вертикальная координата, H – высота ионосферы ($H = 80$ км), $\varphi_0(x, y)$ – распределение электрического потенциала, создаваемого приливами на ионосферных высотах.

Используя (2.61), получим для компонент напряженности электрического поля выражения

$$\begin{aligned} E_z &= -\frac{\partial \varphi}{\partial z} = -\varphi_0(x, y) \frac{\alpha e^{-\alpha z}}{1 - e^{-\alpha H}}, \\ E_x &= -\frac{\partial \varphi}{\partial x} = -\frac{\partial \varphi_0(x, y)}{\partial x} \frac{1 - e^{-\alpha z}}{1 - e^{-\alpha H}}, \\ E_y &= -\frac{\partial \varphi}{\partial y} = -\frac{\partial \varphi_0(x, y)}{\partial y} \frac{1 - e^{-\alpha z}}{1 - e^{-\alpha H}}. \end{aligned} \quad (2.63)$$

Дадим некоторые численные оценки величины E_z вблизи земной поверхности. Различные модели дают $L_x, L_y \sim 100 - 1000$ км. Принимая для солнечных приливов $\varphi_0(x, y) \cong 25$ кВ, получим, что при $z = 0$ $E_z \cong (10 - 15)$ В/м с учетом электродного приземного слоя. Лунные

приливы создают 3 % величины E_z для солнечных приливов, поэтому в этом случае $E_z \cong (0,3 - 0,5)$ В/м.

Нужно отметить, что в рассматриваемой модели воздействия приливов на ионосферу важную роль играют электрические токи, приводящие к вариациям геомагнитного поля. Формулы (2.62), (2.63) с учетом суточного вращения Земли должны быть домножены на величину $e^{i\omega t}$, где t – время, ω – угловая частота вращения Земли.

Таким образом, решена задача проникновения электрических ионосферных полей, обусловленных приливными процессами, в тропосферу. Задача решена с учетом конечной и бесконечной проводимости земной коры. Полученные теоретические оценки амплитуд спектральных компонент на частотах приливов позволяют сравнить их с экспериментальными данными.

2.4. Выводы

1. При исследовании воздействия лунно-солнечных приливных явлений на электромагнитные процессы важное значение имеют задачи об ионном составе атмосферы и задача об электрической структуре приземного слоя атмосферы. Эти две задачи определяют распределение электрической проводимости и напряженности электрического поля в атмосфере с высотой и проанализированы в данном разделе. В основном электродинамику нижней атмосферы определяют легкие ионы, т.е. распределение полей и токов.

2. Решена задача проникновения электрических ионосферных полей, обусловленных приливными процессами, в тропосферу. Задача решена с учетом конечной и бесконечной проводимости земной коры. Из модельных расчетов получено, что для солнечных приливов $\varphi_0(x,y) \cong 25$ кВ и при $z = 0$ $E_z \cong (10 - 15)$ В/м с учетом электродного приземного слоя. Лунные приливы создают 3 % величины E_z для солнечных приливов: $E_z \cong (0,3 - 0,5)$ В/м. Полученные теоретические оценки амплитуды спектральных компонент на частотах приливов позволяют сравнить их с экспериментальными оценками.

3. С целью выяснения взаимосвязи электрического поля приземного слоя с лунно-солнечными приливами рассмотрена задача об эф-

фекте, связанном с восходом Солнца. Решение самосогласованной задачи позволяет сделать вывод о том, что с ростом турбулентного обмена происходит рост напряженности электрического поля в приземном слое.

4. Из результатов теоретического моделирования электрических процессов в приземном слое атмосферы можно сделать вывод, что для исключения электродного эффекта необходимо проводить измерения напряженности электрического поля вблизи поверхности земли за пределами электродного слоя. При этом необходимо контролировать метеорологические параметры (скорость ветра, температуру, давление). При постановке экспериментальных работ, предполагающих размещение датчиков напряженности электрического поля, следует учитывать градиент напряженности поля, обусловленный турбулентным обменом.

Контрольные вопросы

1. Записать уравнения электродинамики, на которых основываются расчеты полей, проникающих из ионосферы в тропосферу.
2. Каков ионный состав нижней атмосферы?
3. Запишите компоненты напряженности электрического поля приземного слоя атмосферы и дайте их численные оценки.
4. Записать выражение для изменения электрической проводимости в атмосфере Земли с высотой.
5. Что такое «электродный слой» и почему измерения электрического поля должны осуществляться за его пределами?

Библиографический список

119. Таммет, Х. Ф. Спектр подвижностей аэроионов в приземном воздухе. Атмосферное электричество / Х. Ф. Таммет [и др.] // Труды III Всесоюзного симпозиума. Тарту, 1986. – Л. : Гидрометеиздат, 1988. – С. 46 – 50.
120. Брикар, Дж. Влияние радиоактивности и загрязнения на элементы атмосферного электричества. Проблемы электричества атмосферы / Дж. Брикар // Труды III международной конференции по электри-

честву атмосферы и космического пространства. Монтре, Швейцария, 1969. – Л. : Гидрометеиздат, 1969. – С. 68 – 105.

121. Куповых, Г. В. Теория электродного эффекта в атмосфере / Г. В. Куповых, В. Н. Морозов, Я. М. Шварц. – Таганрог : ТРТУ, 1998. – С. 122.

122. Атмосфера : справочник. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – С. 509. – (Справочные данные, модели)

123. Лайтхман, Д. Л. Теория пограничного слоя атмосферы / Д. Л. Лайтхман. – Л. : Гидрометеиздат, 1970. – 341 с.

124. Акасофу, С. И. Солнечно-земная физика / С. И. Акасофу, С. Чепмен. – М. : Мир, 1974. – Ч.1. – 382 с.

125. H.W. Kasemir, Zür Strömungs theorie des luftelektrischen Feldes III Der Austauschgenerator // Archiv für Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie ser A., B.9. – 3 – 4 Heft. – 1956. – P. 356 – 370.

126. Морозов, В. Н. Лунно-солнечные приливы в электрическом поле Земли / В. Н. Морозов, Л. В. Грунская // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – Т2. – С. 38 – 40.

Глава 3. ВОЗДЕЙСТВИЕ ЛУННО-СОЛНЕЧНЫХ ПРИЛИВОВ НА ВЕРТИКАЛЬНУЮ СОСТАВЛЯЮЩУЮ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

3.1. Классификация методов спектрального оценивания

В последние десятилетия наблюдается взаимосвязь между техническим прогрессом в радиотехнике и радиоэлектронике и развитием теории случайных процессов и теории решений. Успешное решение ряда трудных технических задач обусловлено эффективным использованием статистических методов. В данной работе удалось эффективно применить методы статистической теории для решения ряда геофизических задач.

Математические основы современных методов спектрального оценивания берут свое начало в XVII в. в работах Исаака Ньютона, который в результате наблюдений установил, что солнечный свет, прошедший через стеклянную призму, разлагается на многоцветную полосу, что каждому цвету соответствует своя длина волны и что белый солнечный свет содержит все длины волн. Именно Ньютон был первым, кто применил в 1671 г. слово spectrum («спектр») в качестве научного термина для описания полосы цветов солнечного света.

В 1927 г. английским статистиком Дж. Юлом был предложен существенно отличный метод анализа. Для отыскания одной-двух периодичностей в исследуемых данных Юл прибег к моделированию временного ряда, основанному на линейном регрессионном анализе [127]. Юл заложил основу именно того, что впоследствии стало называться параметрическим подходом к спектральному анализу: иными словами, подходом, при котором данные измерений рассматриваются как выход некоторой модели временного ряда.

Методы, использованные Юлом, напоминают одну гораздо более старую процедуру подгонки данных, применявшуюся в конце XVIII в. бароном де Прони. Прони исследовал метод аппроксимации с

помощью экспоненциальной модели некоторой совокупности данных, характеризующих соотношение между давлением и объемом газов, причем в его процедуре использовалась точная регрессионная подгонка данных, лучшая чем в методе наименьших квадратов. Коэффициенты регрессии использовались в качестве коэффициентов некоторого полинома, корни которого являлись модельными экспонентами. Амплитуда каждой экспоненциальной компоненты отыскивалась в результате повторного прохода по данным.

1930 г. явился поворотным для спектрального анализа: в этом году Н. Винер опубликовал свою классическую статью «Обобщенный гармонический анализ» [129], в которой спектральный анализ трактовался на основе теории случайных процессов и был заложен твердый статистический фундамент. В этой статье изложен ряд важных результатов, к которым относятся точные статистические определения автокорреляции и спектральной плотности мощности (СПМ) для стационарных случайных процессов. Показано, что эти две функции, характеризующие случайный процесс, связаны непрерывным преобразованием Фурье; это соотношение базируется на широко известной сейчас теореме Винера – Хинчина, названной так в честь Н. Винера и А. Я. Хинчина, советского математика, независимо получившего этот результат.

Использование преобразования Фурье, а не ряда Фурье, применяемого в традиционном гармоническом анализе, позволило Винеру определить спектры в виде некоторого континуума частот, а не в виде набора частот дискретных гармоник. Белый шум, как было показано Винером, имеет равномерную спектральную плотность, то есть содержит равновеликие компоненты на всех частотах. К этому результату он пришел на основе исследования броуновского движения и шустеровских оптических аналогов.

К другим ранним статистическим подходам к спектральному анализу относятся работы Бартлетта [130] и Кендалла [131].

В рамках вероятностного подхода, разработанного Хинчиным и Слуцким, шведский математик Х. Вольд предложил унифицированную модель на основе стохастического линейного разностного уравнения для дискретно-временных рядов. Х. Вольд ввел в употребление термины «скользящее среднее» для моделей временного ряда, первоначально описанных Слуцким (который использовал термин «скользя-

щее суммирование»), и «линейная авторегрессия» для моделей временного ряда, первоначально описанных Юлом. Он также первым назвал соотношение между авторегрессионными параметрами и автокорреляционной последовательностью «уравнением Юла-Уолкера».

В своей монографии, вышедшей в 1938 г., Вольд приводит также очень важную теорему разложения для стационарного временного ряда, согласно которой любой стационарный случайный процесс можно записать в виде суммы детерминированной компоненты и одностороннего процесса скользящего среднего, порождаемого белым шумом. Эта теорема позволила советскому математику А. Н. Колмогорову [132] сформулировать и решить задачу линейного предсказания.

Вычислять спектр по коэффициентам авторегрессии в 1948 г. было предложено Бартлеттом [130], который использовал спектральную плотность мощности авторегрессии второго порядка. Уравнения, возникающие в задаче линейного предсказания, и уравнения Юла-Уолкера имеют специальную структуру, которую первым изучал немецкий математик О. Теплиц. Эта структура исследовалась Н. Левинсоном, коллегой Н. Винера, который разработал весьма эффективную вычислительную процедуру решения уравнения Юла-Уолкера [133].

Развитие концепции линейного предсказания применительно к цифровым сейсмическим данным было предложено группой геофизического анализа (GAG) Массачусетского технологического института (MIT) в 1950-х гг. Эта работа и в особенности то, что было сделано Эндерсом Робинсоном [134], оказали глубокое воздействие на развитие современных цифровых методов спектрального анализа и обработки сигналов. Норберта Винера можно считать пионером современного теоретического спектрального анализа, а Джона Тьюки пионером современного экспериментального спектрального анализа. В статье, написанной в 1949 г. в Вудс-Холе, шт. Массачусетс, Тьюки использовал оценки корреляции, получаемые по конечным временным последовательностям, заложив тем самым экспериментальные основы спектрального анализа.

Последующий существенный вклад в развитие цифровых методов спектрального анализа представлял собой алгоритмы, предназначенные для вычисления дискретного преобразования Фурье, являющегося версией преобразования Фурье, применимого при цифровой обработке данных [135].

Статья Джима Кули и Джона Тьюки [136] была посвящена практике эффективного вычисления преобразования Фурье. Именно БПФ более чем какие-либо другие методы существенно расширило область применения методов спектрального анализа как средства обработки сигналов.

Главный интерес к методам спектрального оценивания, обеспечивающим высокое разрешение при использовании временных или пространственных последовательностей ограниченной длины, можно связать с работами Джона Берга. Полученная им спектральная оценка высокого разрешения, описанная в контексте формального математического аппарата метода максимальной энтропии, стали тем инструментом, который был положен в основу разработки параметрических, или модельных, подходов к спектральному оцениванию с высоким разрешением.

Метод максимальной энтропии тесно связан с авторегрессионным спектральным анализом. Использовать авторегрессионные методы спектрального оценивания независимо предлагали еще Бартлетт [130] и Парзен [137], но лишь после публикации работы Берга был проявлен заметный интерес к этому методу спектрального оценивания [138].

Развитие теории спектрального оценивания можно отсчитывать от трудов Ньютона, в которых впервые стали возникать понятия, которые со временем превратились в понятия спектральной теории. Данная теория в дальнейшем создавалась усилием многих математиков и физиков, которые развивали некоторые частные и общие вопросы этой теории в связи с текущими задачами развития различных разделов естествознания и экономики.

Достаточно полный обзор развития теории спектрального оценивания приведен в обзорной статье [139], где можно подробно ознакомиться со всей историей развития спектрального оценивания. Этап, о котором идет речь, относится к более позднему этапу развития этой теории, который связан с обработкой экспериментальных данных на основе идей спектрального оценивания. Этот этап можно отсчитывать с работы А. Шустера [140], появившейся в печати в 1898 г.

Прежде чем излагать эволюцию методов спектрального оценивания необходимо дать в современном изложении основные опреде-

ления и идеи, лежащие в основе методов спектрального оценивания стационарных в широком смысле случайных процессов и процессов такого типа, но содержащих детерминированные гармонические сигналы.

Общая задача оценивания спектральной плотности случайного процесса имеет несколько основных постановок. Приведем некоторую классификацию таких задач и формулировок их постановки. В первую очередь следует указать на то, что понятие спектральной плотности тесно связано с понятием о процессах стационарных в широком смысле [141 – 147]. Случайный процесс считается стационарным в узком смысле, если его функция распределения (плотность распределения) не зависит от времени. Для процесса стационарного в узком смысле от времени не зависят и все моменты и другие параметры распределения. Математическое ожидание процесса стационарного в широком смысле и его дисперсия не зависят от момента времени, в который они вычисляются, а ковариация зависит лишь от интервала между моментами времени и не зависит от момента времени, в который вычисляется.

Стационарный в широком смысле процесс $\xi(t)$ обладает спектральным разложением:

$$\xi(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{i\nu t} \Phi(d\nu), \quad (3.1)$$

где $\Phi(\nu)$ – спектральная функция процесса, то есть для любого стационарного в широком смысле процесса существует функция $\Phi(\nu)$ такая, что выполняется равенство (3.1). Если исключить некоторые допустимые структурные элементы в спектральной плотности случайных в широком смысле процессов, то соотношение (3.1) можно переписать в более простой форме:

$$\xi(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{i\nu t} a(\nu) d\nu, \quad (3.2)$$

где $a(\nu)$ – комплексная функция, называемая Фурье-компонентой процесса на частоте ν : $a(\nu) = a^*(-\nu)$. Для стационарных в широком смысле процессов выполняется следующее соотношение:

$$\begin{aligned} M[a(\nu)a^*(\nu')] &= S(\nu)\delta(\nu - \nu'), \\ Ma(\nu) &= 0. \end{aligned} \quad (3.3)$$

Функция $S(\nu)$ – называется спектральной плотностью стационарного в широком смысле процесса. Используя (3.2), легко получить формулу Винера – Хинчина, которая связывает спектральную плотность с автоковариационной функцией процесса. Именно:

$$S(\nu) = \int_{-\infty}^{\infty} C(\tau) e^{i\nu\tau} d\tau. \quad (3.4)$$

Физический смысл спектральной плотности состоит в том, что величина $S(\nu)\Delta\nu$ есть величина энергии колебательного процесса в данном диапазоне частот. Таким образом, задача распределения энергии по частотам (по спектру частот) сводится к оцениванию функции $S(\nu)$. Из этих соотношений следует так же, что оценивание спектральной плотности и автоковариационной функции стационарных в широком смысле процессов тесно связано.

В реальности требование стационарности в широком смысле (не говоря уже о стационарности в узком смысле) является жестким. Чаще всего приходится иметь дело с процессами, у которых среднее значение, ковариационная функция и спектральная плотность меняются в той или иной степени со временем. Если такие изменения происходят не слишком быстро, так, что на некоторых сравнительно больших интервалах времени можно считать спектральную плотность неизменной, то задача ее оценивания не будет слишком сильно отличаться от этой же задачи для процесса стационарного в широком смысле. Однако при этом интервал, на котором необходимо получить оценку спектральной плотности, уже ограничен периодом относительной стационарности процесса. Это усложняет задачу оценивания, поставленную, в частности, в данной работе, так как необходимое разрешение по частоте требует временных рядов большой длительности.

Еще один важный фактор, влияющий на получение оценок спектральной плотности в рамках определений стационарности в широком смысле, – присутствие детерминированных составляющих в процессе. Такими детерминированными составляющими могут быть: а) различные достаточно регулярные и относительно медленно меняющиеся составляющие, которые принято называть трендами; б) быстрые скачкообразные изменения составляющих процесса (средних, дисперсий, ковариаций и т.п.); в) конечное число гармонических сигналов.

Наличие детерминированных составляющих нарушает условие стационарности процесса в широком смысле, поскольку приводит к изменению средних значений и ковариаций, а, следовательно, и спектральной плотности, со временем. Однако детерминированность составляющих часто позволяет разложить процесс на аддитивные составляющие, часть из которых детерминирована, а оставшаяся представляет собой стационарный в широком смысле процесс. Такая аддитивная модель наиболее часто используется в задачах спектрального оценивания.

Задачи выделения гармонических составляющих в случайном процессе – одни из наиболее важных вариантов задач, которые решаются с помощью спектрального оценивания. Многие специальные методы спектрального оценивания нацелены непосредственно на задачу выделения именно детерминированных составляющих процесса и оценивания их характеристик в зависимости от размерности протекающего процесса. Например, задача может ставиться как задача оценивания частоты, амплитуды и фазы колебательного процесса, а может ставиться и как задача определения частоты, амплитуды, волнового числа и направления прихода гармонического сигнала в многомерном оценивании. Если первый тип задач характерен в основном для анализа сосредоточенных систем, то задачи второго сорта относятся к задачам исследования волновых процессов в различных средах, к задачам локации. Рассмотрим некоторые специальные свойства процессов, состоящих из аддитивных компонент: детерминированной в форме гармоник и случайной в форме стационарного в широком смысле процесса.

Рассмотрим процесс, имеющий следующий вид:

$$x(t) = \sum_{a=1}^M A_a \cos(\Omega_a t + \Phi_a) + \xi(t) = \sum_{k=1}^M A_a \cos(\Omega_a t + \Phi_a) + \int_{-\infty}^{\infty} a(\nu) e^{i\nu t} d\nu, \quad (3.5)$$

где $\xi(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{i\nu t} a(\nu) d\nu$ – стационарный в широком смысле процесс, а величины A_a, Φ_a, Ω_a – детерминированные параметры гармонических составляющих исследуемого процесса, соответственно – амплитуда, начальная фаза, частота k -й составляющей. Нетрудно видеть, что

$$\begin{aligned}
M[x(t)x(t+\tau)] &= M[\xi(t)\xi(t+\tau)] + \sum_{a=1}^M A_a \cos(\Omega_a t + \Phi_a) \sum_{b=1}^M A_b \cos(\Omega_b(t+\tau) + \Phi_b) = \\
&= C(\tau) + \sum_{a=1}^M \sum_{b=1}^M A_a A_b \cos(\Omega_a t + \Phi_a) \cos(\Omega_b(t+\tau) + \Phi_b),
\end{aligned} \tag{3.6}$$

то есть автоковариационная функция такого процесса зависит от t и τ , и, следовательно, такой процесс не является стационарным в широком смысле. Отсюда следует, что если бы реальная процедура оценивания строилась на статистическом осреднении (осреднении по ансамблю), то возникла бы необходимость исследовать процессы нестационарные в широком смысле. Однако реальная процедура оценивания требует изменения взгляда на природу изучаемых процессов с помощью введения в рассмотрение осреднения не по ансамблю, а по времени. Такая процедура лежит в основе практически всех современных статистических методов в физике, начиная с термодинамики и статистической физики в целом.

Общие принципы оценивания спектральной плотности стационарных процессов по экспериментальным данным сводятся к следующим. Обычно процедура получения информации о процессе состоит в измерении значений исследуемой величины в некоторые дискретные моменты времени t_1, t_2, \dots, t_n . В результате непрерывный во времени процесс $\xi(t)$ заменяется дискретным процессом $\xi_1 = \xi(t_1), \xi_2 = \xi(t_2), \dots, \xi_n = \xi(t_n)$. Для того чтобы не вносить в дискретный ряд изменчивости, не свойственной самому процессу, за счет неравномерности распределения моментов времени t_1, t_2, \dots, t_n , обычно (если это возможно) измерения проводят в моменты времени через одинаковые интервалы времени $\Delta t = t_{i+1} - t_i$, для любого значения i .

Переход от непрерывного процесса к дискретному во времени процессу сопровождается частичной потерей информации. Это связано с исчезновением информации об изменениях исследуемой величины, имеющих период, меньший Δt . Кроме этого при анализе свойств дискретного процесса во многих задачах приходится иметь дело не с самим случайным процессом, а лишь с одной его конкретной реализацией x_1, x_2, \dots, x_n . Второй фактор частичной потери информации – это конечность конкретной реализации во времени. Это означает, что теряется информация об изменениях исследуемой величины с периодами, большими длины реализации. Но теряется информация и другого

рода, связанная со статистическими свойствами самого процесса из-за единственности реализации. В этой ситуации приходится рассчитывать на то, что сама эта реализация содержит достаточно информации о статистических свойствах процесса, которая позволяет оценить их. Это требование обычно связывают со свойством эргодичности процесса.

Случайный процесс – эргодический, если за достаточно большое время система подходит сколь угодно близко к любому из своих возможных состояний. Это свойство обеспечивает возможность замены осреднения по ансамблю (по всем возможным реализациям процесса) осреднением по времени, т.е.:

$$Mf(\xi) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T f(\xi(t)) dt. \quad (3.7)$$

Как хорошо известно, условие эргодичности практически никогда не выполняется. Однако для нас важна не сама эргодичность, а возможность заменять осреднение по ансамблю осреднением по времени для тех величин, для которых строятся оценки. Такое условие – гораздо более слабое и, по всей видимости, очень часто реализуется на практике. Свидетельством этого служат успехи статистического подхода к различным физическим задачам. Мы так же будем предполагать, что это условие выполнено.

В этом случае для стационарного в широком смысле процесса имеет место соотношение

$$C(\tau) = M[\xi(t)\xi(t+\tau)] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T \xi(t)\xi(t+\tau) dt. \quad (3.8)$$

Важным свойством осреднения по времени, а не по ансамблю, является то, что процессы, имеющие вид процесса стационарного в широком смысле с детерминированными гармоническими составляющими, оказываются эквивалентными стационарному процессу в широком смысле. Действительно:

$$\begin{aligned} & \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)x(t+\tau) dt = C_0(\tau) = \\ & = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T \xi(t)\xi(t+\tau) dt + \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T \sum_{a=1}^M \sum_{b=1}^M A_a A_b \cos(\Omega_a t + \Phi_a) \cos(\Omega_b(t+\tau) + \Phi_b) dt = \\ & = C(\tau) + \frac{1}{2} \sum_{a=1}^M A_a^2 \cos(\Omega_a \tau). \end{aligned} \quad (3.9)$$

Для удобства в дальнейшем будем обозначать

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)x(t+\tau)dt = \langle x(t)x(t+\tau) \rangle_t. \quad (3.10)$$

Таким образом, автоковариационная функция процесса $x(t)$ зависит только от τ . Это позволяет применять к таким процессам общие процедуры оценивания, как и для процессов стационарных в широком смысле. Заметим одно важное отличие ковариационной функции $C_0(\tau)$ от функции $C(\tau)$. В силу того, что для стационарного в широком смысле процесса выполняется формула Винера – Хинчина, функция $C(\tau)$ должна достаточно быстро убывать при $\tau \rightarrow \infty$. В то же время функция $C_0(\tau)$ не убывает при $\tau \rightarrow \infty$. Формула же Винера – Хинчина (3.4) дает для спектральной плотности процесса $x(t)$ следующую формулу:

$$S_0(\nu) = S(\nu) + \frac{1}{4} \sum_{a=1}^M A_a^2 [\delta(\nu - \Omega_a) + \delta(\nu + \Omega_a)]. \quad (3.11)$$

Таким образом, спектральная плотность процесса $x(t)$ содержит δ – функции Дирака на частотах детерминированных компонент. Именно это резкое повышение спектральной плотности в окрестности частоты детерминированного сигнала позволяет выделять их на фоне случайного процесса $\xi(t)$.

Необходимо проанализировать эффекты дискретизации и конечности выборки исследуемого процесса. Рассмотрим основные особенности построения оценок для дискретного случая. Как уже говорилось выше, замена непрерывного процесса на дискретный влечет за собой потерю информации о высокочастотных спектральных составляющих процесса. Это иллюстрируется простыми соображениями, которые обычно связывают с теоремой Котельникова.

Для дискретного стационарного в широком смысле процесса автоковариационная функция будет представлять собой функцию, заданную лишь на дискретном числе сдвигов:

$$C_k = M[\xi_i \xi_{i+k}] = \langle \xi_i \xi_{i+k} \rangle_t; \quad C_{0k} = \langle \xi_i \xi_{i+k} \rangle_t + \frac{1}{2} \sum_{a=1}^M A_a^2 \cos(\Omega_a k \Delta t), \quad (3.12)$$

где

$$\langle \xi_i \xi_{i+k} \rangle_t = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \xi_i \xi_{i+k}.$$

В этом случае приходится заменять формулу Винера – Хинчина (3.4) ее дискретным аналогом. Именно

$$S_0(\nu) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} C_{0k} e^{i\nu k \Delta t}. \quad (3.13)$$

Однако последняя формула представляет собой дискретный ряд Фурье, который в общем случае является периодической функцией частоты ν с периодом $T = 1/\nu$. Если учесть, что спектральная плотность – четная вещественная функция частоты, то есть $S(\nu) = S(-\nu)$, то отсюда следует, что вся доступная для исследования информация, полученная при построении спектральной плотности по дискретному бесконечному ряду, содержится на спектральном интервале $[0, \nu_N]$, где частота $\nu_N = \frac{1}{2\Delta t}$ называется частотой Найквиста. В силу обратной теоремы Фурье для дискретного ряда Фурье имеем

$$C_{0k} = \frac{1}{4\pi\nu_N} \int_{-\nu_N}^{\nu_N} S_0(\nu) \exp\{-i\nu k \Delta t\} d\nu. \quad (3.14)$$

Чтобы формулы дискретного преобразования Фурье не содержали в явном виде шаг дискретизации Δt , обычно вводят нормированную частоту $f = \nu \Delta t / 2\pi$. В этом случае нормированная частота Найквиста $f_N = \frac{1}{2}$. Последний интеграл принимает в этом случае вид:

$$C_{0k} = \int_{-1/2}^{1/2} S_0(f) \exp\{-i2\pi f k\} df.$$

Полученные формулы дают представление о характере потери информации при дискретизации непрерывного процесса. Обратим внимание также на еще один эффект, связанный с дискретизацией. Предположим, что исследуемый процесс представляет собой гармонический процесс с некоторой фиксированной частотой Ω . Соответствующий период гармонического процесса равен $T = 2\pi / \Omega$. Пусть период дискретизации немного больше периода гармонического процесса. Тогда измеренные значения процесса вместо исходной гармоники с периодом T определяют гармонику значительно большего периода с практически той же амплитудой. Этот эффект называют элайзингом. Фактически любая высокочастотная гармоника из области периодов, меньших шага дискретизации, за счет эффекта элайзинга превращается в

низкочастотную по правилу зеркального отражения относительно частоты Найквиста. Эффект элайзинга требует перед процедурой дискретизации сигнала обязательно проводить высокочастотное сглаживание во избежание ложной интерпретации высокочастотных составляющих процесса как низкочастотных. Эффекты конечности ряда в основном состоят в том, что низкочастотные составляющие процесса с периодом большим, чем длина выборки (временного ряда), не могут быть надежно оценены и воспринимаются как тренды, подлежащие исключению из исследуемого ряда с помощью предварительной фильтрации.

Теперь можно сформулировать общую постановку задачи спектрального оценивания процесса, анализируемого в данной работе и состоящего из процесса помехового фона и частично детерминированного гармонического процесса (лунно-солнечные приливные эффекты): необходимо по данным дискретных измерений вертикальной составляющей напряженности электрического поля приземного слоя на конечном интервале времени получить достоверную оценку амплитуды спектральных компонент на известных частотах лунно-солнечных приливов, оценить отношение сигнал/шум и вероятности ошибок для приливных компонент.

Было осуществлено исследование методов спектрального оценивания с точки зрения решаемой задачи.

3.2. Анализ законов распределения экспериментальных временных рядов E_z в приземном слое атмосферы

В условиях, характеризующихся разнообразием помеховой обстановки, разработка достаточно совершенных методов оценки параметров сигналов возможна на базе современных методов оптимальной обработки принимаемой информации.

В настоящее время в технике наблюдения сигналов и оценки их параметров достигнуты значительные успехи. Направление развития радиотехники, связанное с методами оптимального обнаружения и различения сигналов на фоне помех, методами оценки неизвестных параметров сигнала получило название «оптимальный прием сигналов». Научно-прикладные работы, связанные с применением методов мате-

математической статистики в радиотехнике, существенно расширили радиотехническую проблематику.

Впервые на возможность использования статистических методов в радиотехнике непосредственно указали работы А. Н. Колмогорова [132] и Н. Винера [12], В. А. Котельникова [2]. Теория оптимального обнаружения, различения и оценки параметров сигналов различной природы была развита в работах [144,160,162,163 – 169].

В соответствии с целевым назначением разных радиотехнических систем и применяемыми математическими методами в теории оптимального приема сигналов условно можно выделить несколько направлений: оптимальное обнаружение и различение сигналов на фоне помех, оценка неизвестных параметров сигнала и помех, разрешение нескольких сигналов и оптимальная фильтрация сообщений, содержащихся в принимаемых сигналах [162]. При оптимальном приеме сигналов в условиях априорно известных некоторых характеристик полезного сигнала нужно получить оптимальное приемное или решающее устройство, которое бы наилучшим образом воспроизводило или принимало решение с наименьшими ошибками. При синтезе оптимальных приемных устройств важен выбор критерия оптимальности в соответствии с содержанием решаемой практической задачи и четкая математическая формулировка задачи, учитывающая все априорные сведения. В результате синтеза (оптимизации) должен быть получен оптимальный алгоритм обработки принятого сигнала, который реализуется в виде соответствующих структурных или функциональных схем.

Для того чтобы задача поиска оптимальных правил различения сигналов обрела математическую содержательность, прежде всего, задаются некоторым формальным показателем (критерием) качества различения. В тех задачах, которые удается свести к проверке простых гипотез, продуктивным оказывается критерий минимума среднего риска, называемый также критерием Байеса [162], при котором средний риск:

$$\Pi = \sum_{i,k} \Pi_{i,k} p_i p_{i,k}, \quad (3.15)$$

где $\Pi_{i,k}$ – риск от перепутывания i -го с k -м сигналом; $p_{i,k}$ – условная вероятность перепутывания i -го с k -м сигналом; p_i – вероятность присутствия сигнала в данной реализации.

Критерий Байеса, или минимального среднего риска, требует добиваться минимума (3.15). При отсутствии данных для рисков можно добиться того, чтобы различитель как можно реже ошибался, то есть, чтобы полная вероятность ошибки

$$P_{\text{ош}} = \sum_{i=0}^{M-1} \sum_{k=0, k \neq i}^{M-1} p_i p_{i,k} \quad (3.16)$$

была минимальной. Такой критерий качества называется критерием идеального наблюдателя, или критерием Котельникова.

При отсутствии возможности задания не только рисков, но и априорных вероятностей определить полную вероятность ошибки нельзя, но можно предложить вполне удовлетворительный критерий качества – критерий минимума суммы условных вероятностей ошибок:

$$P_{\text{ош. усл}} = \sum_{i=0}^{M-1} \sum_{k=0, k \neq i}^{M-1} p_{i,k} . \quad (3.17)$$

При обнаружении часто применяют критерий Неймана – Пирсона, предписывающий добиваться минимума вероятности пропуска p_{nc} при ограничении сверху на вероятность ложной тревоги $p_{л.т} \leq p_{л.т0}$. Стратегия различителя, минимизирующего (3.17), сводится к использованию правила максимума правдоподобия (МП), т. е. к подстановке принятой реализации $y(t)$ в выражение для ФП, известное в силу детерминированности сигналов и статистической определенности помех, и подбору i , максимизирующего ФП. В случае обнаружения детерминированного сигнала ($M=2$, $s_0(t) = 0$):

$$P_0 \prod_{01} W(y(t)|H_0) \underset{H_2}{\langle \rangle} \underset{H_1}{\langle \rangle} (1-p_0) \prod_{10} W(y(t)|H_1), \quad (3.18)$$

где P_0 – априорная вероятность отсутствия $S_1(t)$ в $y(t)$; \prod_{01} – риск, связанный с ложной тревогой; \prod_{10} – риск, связанный с пропуском цели; $W(y(t)|H_0)$ – условная плотность вероятности при условии, что вероятность гипотезы H_0 (отсутствия сигнала $S_1(t)$ в $y(t)$); $W(y(t)|H_1)$ – условная плотность вероятности при условии, что верна гипотеза H_1 ($S_1(t)$ содержится в $y(t)$).

Правило (3.18) представляют в виде

$$l = \frac{W(y(t)|H_1)}{W(y(t)|H_0)} \underset{H_2}{\langle \rangle} \underset{H_1}{\langle \rangle} l_n = \frac{p_0 \prod_{01}}{(1-p_0) \prod_{10}}, \quad (3.19)$$

называя отношение l двух значений ФП отношением (коэффициентом) правдоподобия (ОП). Байесовский обнаружитель детерминированного сигнала должен для полученной реализации $y(t)$ вычислить ОП l и сравнить его с порогом $l_{\text{п}}$, зависящим от рисков и априорных вероятностей отсутствия и наличия сигнала.

Обнаружители, оптимальные по любому из рассмотренных критериев, должны выполнять одни и те же действия: вычислять ОП и сравнивать его с порогом. От конкретного критерия зависит лишь значение порога и поэтому обнаружитель, наилучший по одному критерию, трансформируется в оптимальный по другому простым изменением порога $l_{\text{п}}$.

Для дальнейшего использования ФП удобно представить в форме

$$W(y(t) | H_i) = c_y \exp\left(\frac{2z_i - E_i}{N_0}\right), \quad (3.20)$$

где $E_i = \int s_i^2(t) dt$ – энергия i -го сигнала; $z_i = \int_0^T y(t)s_i(t) dt$ – корреляционный интеграл (или просто корреляция) принятой реализации i -го сигнала; $c_y = c \exp\left[-\frac{1}{N_0} \int_0^T y^2(t) dt\right]$ – коэффициент, зависящий от $y(t)$, но не от l , и потому не влияющий на решения, принимаемые по результатам сравнения значений соответствующих функций l (условного среднего риска, апостериорной вероятности, ФП), вычисленных для конкретной наблюдаемой реализации $y(t)$.

Исходя из сформулированной в работе задачи: необходимо по данным дискретных измерений на конечном интервале времени анализируемого сигнала, состоящего из процесса помехового фона и частично детерминированного периодического процесса (лунно-солнечные приливные эффекты) получить несмещенную оценку амплитуды спектральных компонент на известных частотах лунно-солнечных приливов, оценить отношение сигнал/шум и вероятности ошибок для приливных компонент.

Оценка параметров сигналов есть разновидность оптимальных правил различения сигналов, поэтому алгоритм оценки максимума правдоподобия (ОМП) – это разновидность полученного для задачи различения сигналов. В практических задачах оценки параметров должны

выполняться с высокой точностью, для достижения которых обеспечивается достаточно длительное время наблюдения, и правило оценки должно гарантировать ее несмещенность при неограниченном увеличении интервала анализа или уровня сигнала. Именно такими оптимальными свойствами обладает оценка по максимуму правдоподобия. ОМП в условиях надежных измерений обладает практически наилучшими характеристиками, в том числе и в байесовском смысле.

Данная работа связана с оценкой амплитуды спектральных компонент электрического поля приземного слоя атмосферы на частотах лунно-солнечных приливов, значения которых известны, а фаза считается неизвестным параметром. Рассмотрим сигнал, который не может считаться детерминированным, так как содержит случайный параметр – фазу φ : $s(t; \vartheta) = s(t; \varphi)$. В общем виде модель такого сигнала можно записать как

$$s(t; \varphi) = S(t) \cos[2\pi f_0 t + \gamma(t) + \varphi] = \operatorname{Re}\{S'(t) \exp[j(2\pi f_0 t + \varphi)]\}, \quad (3.21)$$

где $S(t)$ и $\gamma(t)$ – известные законы амплитудной и угловой модуляции; f_0 – известная центральная частота; φ – случайная начальная фаза с априорной ПВ $W_0(\varphi)$; $S'(t) = S(t)e^{j\gamma(t)}$ – комплексная огибающая сигнала $s(t)$, являющегося реализацией $s(t; \varphi)$ при $\varphi = 0$: $s(t) = s(t; 0)$. Оптимальный приемник должен формировать усредненное ОП (3.22) и сравнивать его с порогом. Поскольку начальная фаза φ сигнала является неэнергетическим параметром, т.е. $E(\varphi) = E = (1/2) \int_0^T S^2(t) dt$, выражение (3.22) примет вид

$$l = \int_{-\pi}^{\pi} \exp\left[\frac{2z(\varphi) - E}{N_0}\right] W_0(\varphi) d\varphi, \quad (3.22)$$

где $z(\varphi) = \int_0^T y(t)s(t; \varphi) dt$. Пользуясь тем, что для любых функций $u(t)$, $v(t)$

$\int_{-\infty}^{\infty} u(t)v(t) dt = \int_{-\infty}^{\infty} u_{\perp}(t)v_{\perp}(t) dt$, выражение для $z(\varphi)$ можно представить в виде

$$z(\varphi) = \operatorname{Re}\left[\frac{1}{2} \int_0^T y'(t)s'^*(t; \varphi) dt\right], \quad (3.23)$$

где $y'(t)$ и $s'(t; \varphi)$ – аналитические сигналы, соответствующие $y(t)$ и $s(t; \varphi)$; * – знак комплексного сопряжения.

Так как $y'(t) = Y'(t) \exp(j2\pi f_0 t)$, $s'(t; \varphi) = S'(t) \exp(j2\pi f_0 t + \varphi)$, где $Y'(t)$ – комплексная огибающая входной реализации $y(t)$, то:

$$z(\varphi) = \operatorname{Re}[z' \exp(-j\varphi)] = Z \cos(\varphi - \arg z'). \quad (3.24)$$

В последнем равенстве

$$z' = \frac{1}{2} \int_0^T Y'(t) S'^*(t) dt; \quad Z = |z'|. \quad (3.25)$$

Во многих задачах начальную фазу сигнала φ можно считать равномерно распределенной на интервале $[-\pi; \pi]$: $W_0(\varphi) = 1/(2\pi)$, $|\varphi| \leq \pi$.

При этом интеграл (3.24) с учётом (3.25) имеет вид

$$l = \exp\left(-\frac{E}{N_0}\right) \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \exp\left[\frac{2Z}{N_0} \cos(\varphi - \arg z')\right] d\varphi. \quad (3.26)$$

Воспользовавшись интегральным представлением модифицированной функции Бесселя нулевого порядка

$$I_0(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \exp[x \cos(\varphi - \theta)] d\varphi, \quad (3.27)$$

имеем

$$l = \exp\left(-\frac{E}{N_0}\right) I_0\left(\frac{2Z}{N_0}\right). \quad (3.28)$$

Так как $I_0(x)$ при $x \geq 0$ монотонно зависит от своего аргумента, то соотношение (3.55) позволяет решающее правило $l \underset{H_2}{=} \underset{H_1}{<} l_n$ записать так:

$$Z \underset{H_2}{\geq} \underset{H_1}{Z_n} = \frac{N_0}{2} I_0^{-1}[\exp(E/N_0) l_n]. \quad (3.29)$$

Выражение для Z можно записать следующим образом: $Z = \sqrt{(z_1^2 + z_2^2)}$,

где

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\operatorname{Re}}{\operatorname{Im}} \left[\frac{1}{2} \int_0^T Y'(t) S'^*(t) dt \right] = \int_0^T y(t) S(t) \frac{\cos}{\sin} [2\pi f_0(t) + \gamma(t)] dt. \quad (3.30)$$

Оптимальный обнаружитель сигнала со случайной начальной фазой должен вычислять длину Z вектора с декартовыми составляющими z_1 и z_2 . Как следует из (3.26), Z является абсолютным значением корреляции z' комплексных огибающих принятого колебания $Y'(t)$ и сигнала $S'(t)$. При этом, согласно (3.30), z_1 и z_2 есть корреляции

принятой реализации $y(t)$ с квадратурными составляющими сигнала $s(t) = S(t) \cos[2\pi f_0 t + \gamma(t)]$ и $s_{\perp}(t) = S(t) \sin[2\pi f_0 t + \gamma(t)]$ – детерминированными колебаниями, несущие которых сдвинуты по фазе на угол $\pi/2$. Структура такого преобразователя показана на рисунке 3.1. Инвариантность Z к начальной фазе сигнала $s(t; \varphi)$ объясняется тем, что значение φ влияет только на аргумент корреляции (3.26) комплексных огибающих $Y'(t)$ и $S''(t)$, тогда как Z есть модуль L [162]. Структура, приведенная на рис. 3.1., сохраняет оптимальность и в том случае, когда у сигнала случайна не только фаза, но и амплитуда, причем конкретный вид ПВ $W_0(A)$ может влиять только на пороговые значения Z_n [162]. Проанализированная структура была взята за основу при построении корреляционного приемника для решения поставленной в данной работе задачи достоверной оценки амплитуды E_z приземного слоя атмосферы на частотах лунно-солнечных приливов.

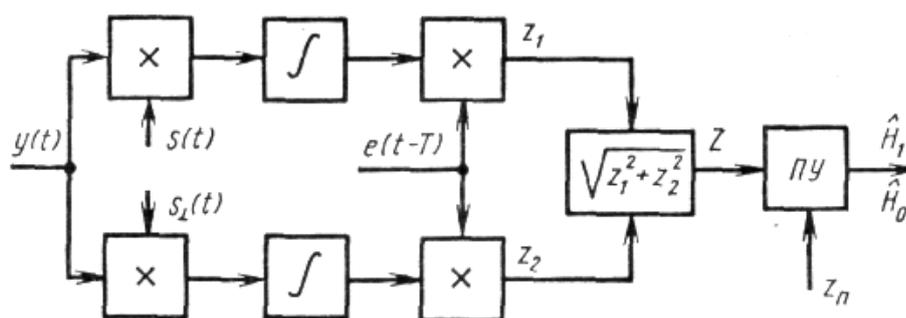


Рис. 3.1. Структурная схема обнаружения сигнала известной частоты со случайной

Для формирования структуры оптимального приемника важную роль играют априорные сведения о характере сигнала и помехи в анализируемом частотном диапазоне. Был проведен статистический анализ полученных регистраций вариаций напряженности электрического поля приземного слоя атмосферы с целью идентификации закона распределения экспериментальных вариаций электрического поля в ИЗЧ диапазоне [176 – 179].

Статистическому анализу подвергались регистрации вариаций напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы, полученные на экспериментальном полигоне ВлГУ с помощью многоканального приемного комплекса, станции в радиофизическом корпусе ВлГУ, станции в ГГО НИЦ ДЗА. Исходные данные – эксперимен-

тальные записи электрического поля приземного слоя атмосферы по приемным каналам за 1997 – 2003 гг. полигона ВлГУ; станции ВлГУ за 2003 г., данные ГГО НИЦ ДЗА за 2003 г. Каждый массив был представлен серией выборок – произвольно взятый интервал длительностью в 1 сут, разбитый на 12 отрезков по 2 ч; произвольный интервал в 25 ч, разбитый на 5 часовых отрезков; и каждый полный массив был разбит соответственно на интервалы по 24 ч, 10 сут, 30 сут, 3 мес. На каждом из интервалов построена гистограмма распределения амплитуды, проверенная по критерию согласия Пирсона на согласованность с нормальным законом распределения. Для проверки законов распределения использовалась программа, которая идентифицирует закон распределения реализации в классе 45 различных функций распределения. В качестве оптимального закона распределения выбирается такое распределение, которое находится на минимальном расстоянии от теоретического закона распределения, где мерой расстояния может быть статистика Пирсона, Колмогорова и других. На рис. 3.2; 3.3, *а*, *б*, *в* приведены примеры гистограмм распределения амплитуды электрического поля приземного слоя по экспериментальным данным полигона. Амплитуды сигнала, приведенные в относительных единицах – горизонтальная ось, а число попаданий в интервал – вертикальная ось. Для каждой гистограммы была построена аппроксимирующая кривая на основании наиболее близкого закона распределения. При сравнении форм гистограмм было выявлено, что при увеличении длины временного отрезка форма гистограммы стремится к форме гистограммы данных по всему периоду регистрации. Это отчетливо проявляется уже на 10-е сутки. Значительная часть гистограмм не являются одномодальными, они представляют собой линейную комбинацию различных законов. Наиболее часто встречающиеся – нормальный закон распределения, закон распределения Коши, а также закон распределения Лапласа. Нестационарный характер регистрируемых сигналов потребовал привлечение нетрадиционных для геофизики методов оценки параметров сигналов, в частности теории оптимального приема.

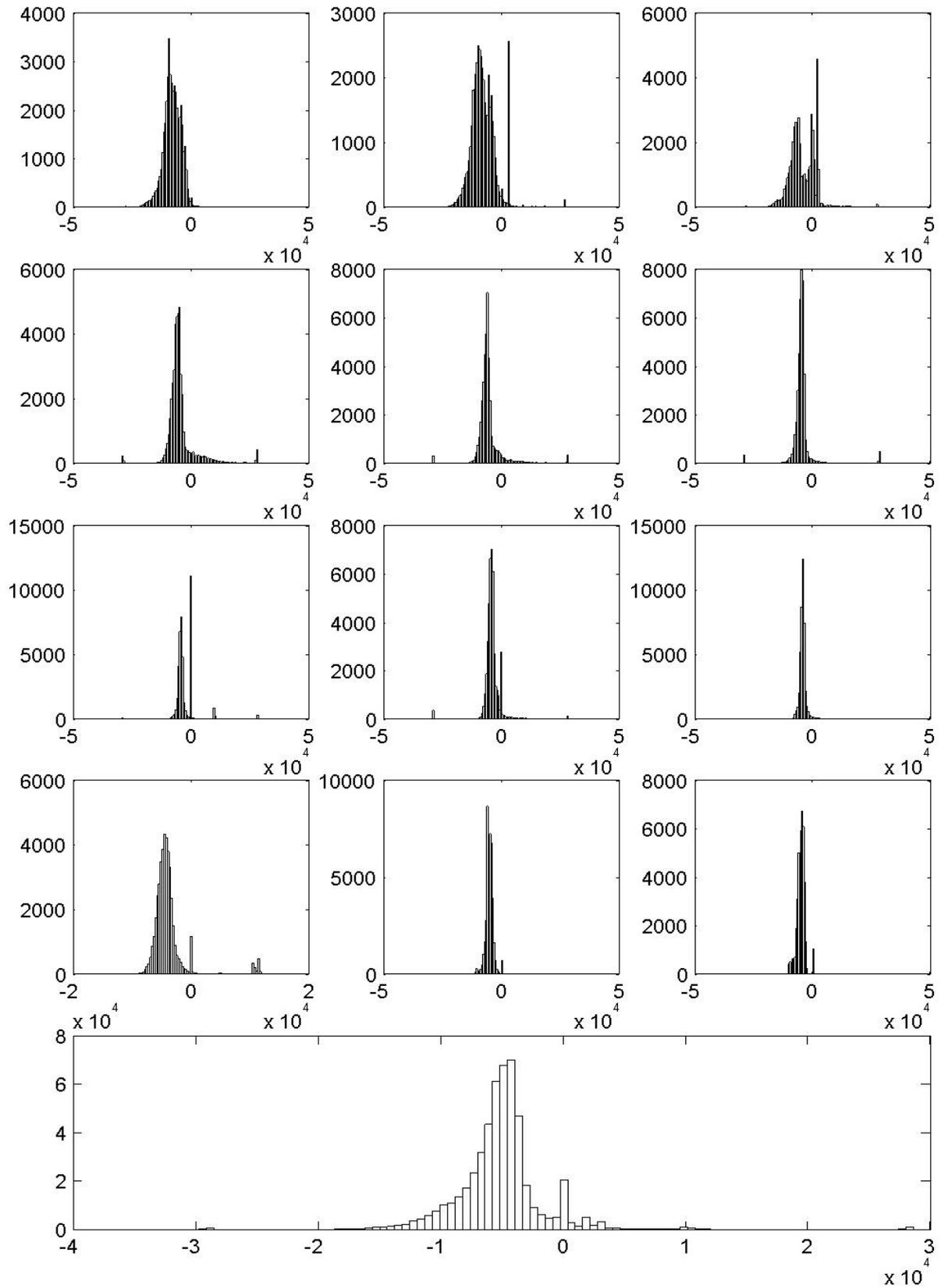


Рис. 3.2. Гистограммы распределения амплитуд E_z : 2003 г., годовая запись флюксметра, станция ВлГУ, интервал по 30 сут.

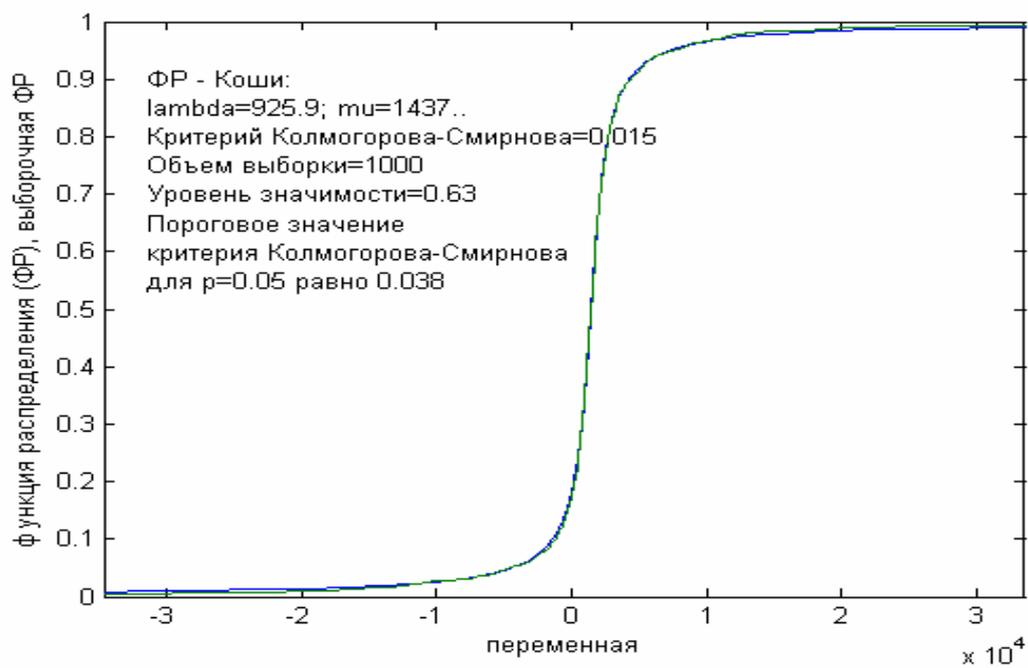
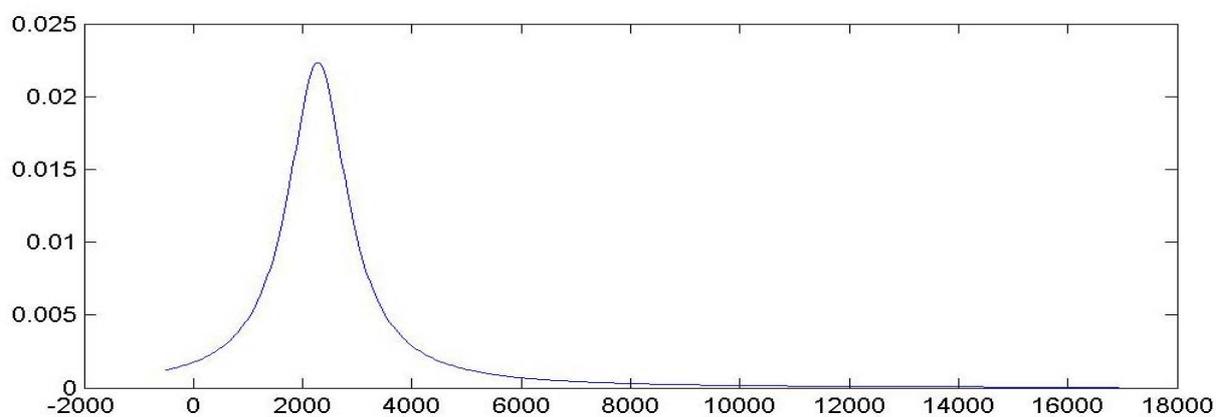
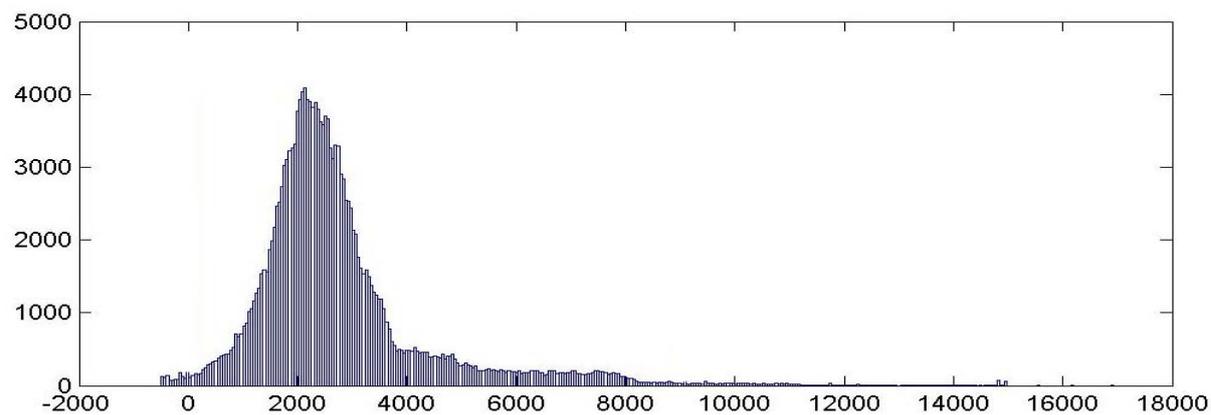


Рис. 3.3, а. Гистограммы распределения амплитуд E_z : 2002 г., 30 сут, флюксметр полигона

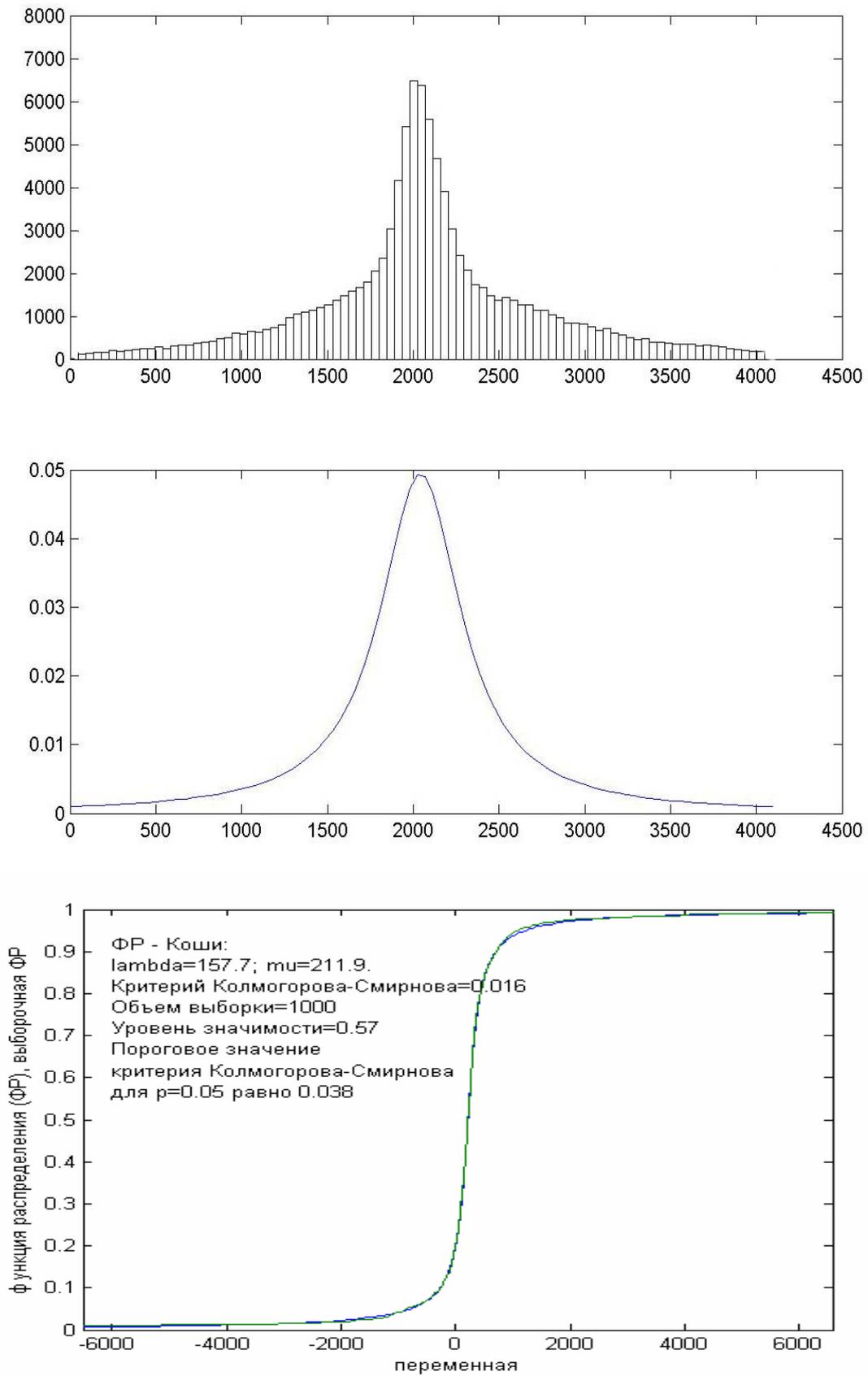


Рис. 3.3, б. Гистограммы распределения амплитуд E_2 : 1998 г., 30 сут., флюксметр полигона

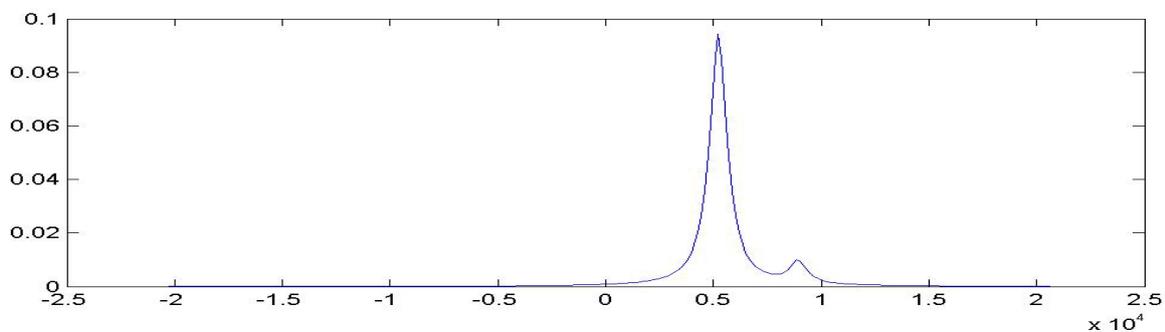
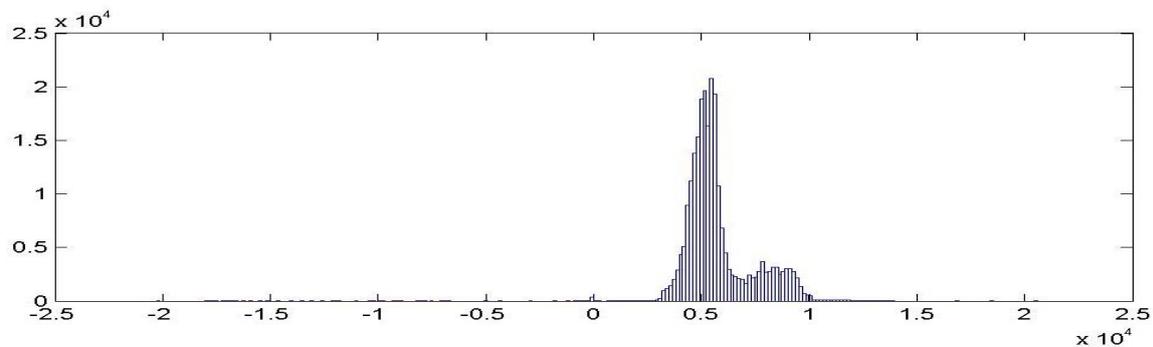
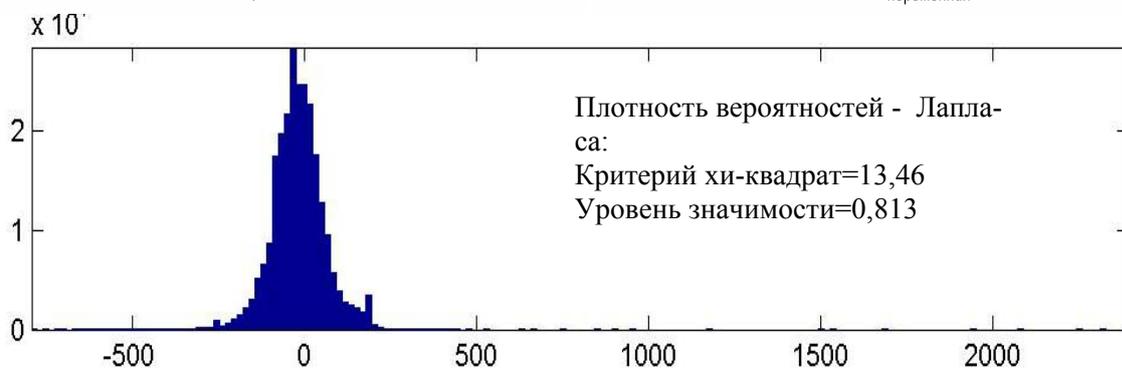
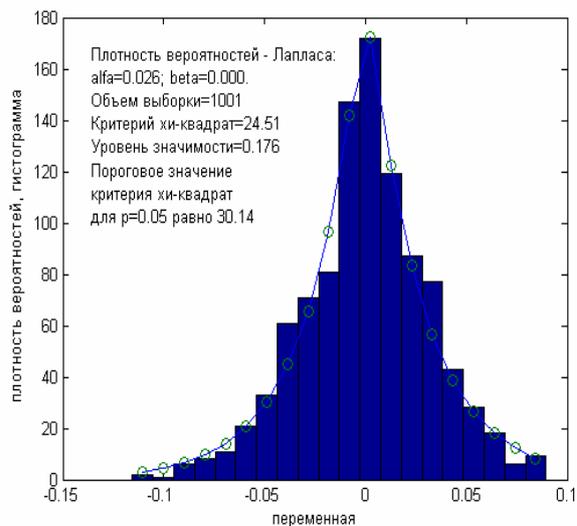
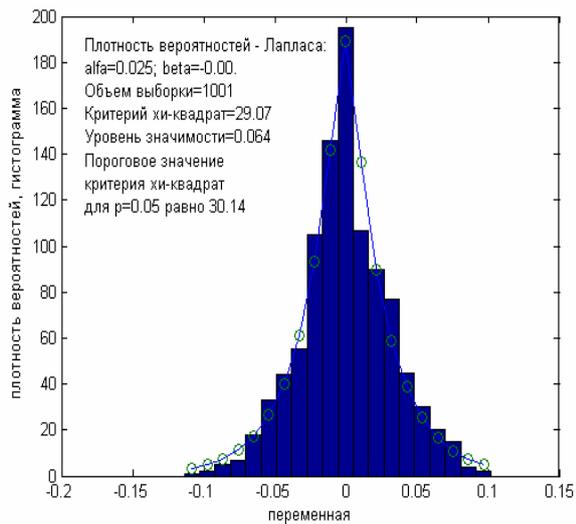


Рис. 3.3, в. Гистограммы распределения амплитуд E_z : 2004 г., выборка по 30 сут., флюксметр полигона

3.3. Использование корреляционного квадратурного приемника для оценки амплитуды спектральных компонент E_z приземного слоя атмосферы на частотах лунно-солнечных приливов

Для решения поставленных задач был использован вариант корреляционного квадратурного приемника с включением в его структуру как фильтра низких частот, так и косинусоидального окна с целью наиболее достоверной оценки амплитуды спектральных компонент вертикальной составляющей напряженности электрического поля приземного слоя атмосферы на частотах, соответствующих лунно-солнечным приливам.

В соответствии со [162] оптимальная оценка уровня сигнала известной частоты со случайной начальной фазой осуществляется по формуле

$$\frac{Z_1}{Z_2} = \frac{Re}{Im} \left[\frac{1}{2} \int_0^T Y^*(t) \times S^*(t) dt \right] = \int_0^T Y(t) \times S(t) \frac{\cos [2\pi f_0 t + \varphi_0]}{\sin [2\pi f_0 t + \varphi_0]} dt, \quad (3.31)$$

$$Z = \sqrt{Z_1^2 + Z_2^2}, \quad (3.32)$$

где $Y(t)$ – входная реализация обрабатываемого сигнала, $S(t)$ – опорный (обнаруживаемый) сигнал в виде гармонического колебания на частоте f_0 с постоянной амплитудой и начальной фазой φ_0 , Z – абсолютное значение корреляции комплексных принятого сигнала и выделяемого (рис. 3.4).

Были проведены исследования [180, 181], которые показали, что такой приёмник имеет частотную характеристику типа $\sin(x)/x$ (рис. 3.5). Эта функция имеет главный максимум (главный лепесток) на частоте f_0 . Ширина главного лепестка: $2/N$, где N – число входных отсчётов. Уровень первого бокового лепестка функции $\sin(x)/x$ равен 23 % от уровня главного и не зависит ни от диапазона частот, ни от числа входных отсчётов. За разрешающую способность такого устройства можно принять ширину главного лепестка. Для устройства, осуществляющего достоверную оценку амплитуд спектральных компонент напряженности электрического поля приземного слоя, желательно иметь ширину главного лепестка как можно меньше при малом уровне боковых лепестков.

На выходе множителя сигнал имеет две составляющие: на суммарных $(f+f_0)$ и разностных $(f-f_0)$ частотах. Интегратор подавляет суммарные частоты и подчеркивает разностные. Его реализация в дискретном виде есть в первом приближении сумматор. Однако, для подчеркивания разностных частот лучше использовать фильтр низких частот (ФНЧ), чем сумматор. При этом наблюдается улучшение частотных характеристик приемника. Ширина полосы пропускания такого ФНЧ должна быть не менее $1/N\Delta T$.

Существующие дискретные ФНЧ позволяют добиться сколь угодно узкой полосы пропускания, если число входных отсчетов сигнала больше длительности его переходной характеристики.

Отсюда следует ограничение на длительность переходной характеристики фильтра: $L < N\Delta T$, что не позволяет получить сколь угодно малую его полосу пропускания. Естественно, чем выше ослабление ФНЧ вне полосы пропускания, тем лучше будут подавляться боковые лепестки в частотной характеристике корреляционного квадратурного приемника (ККП).

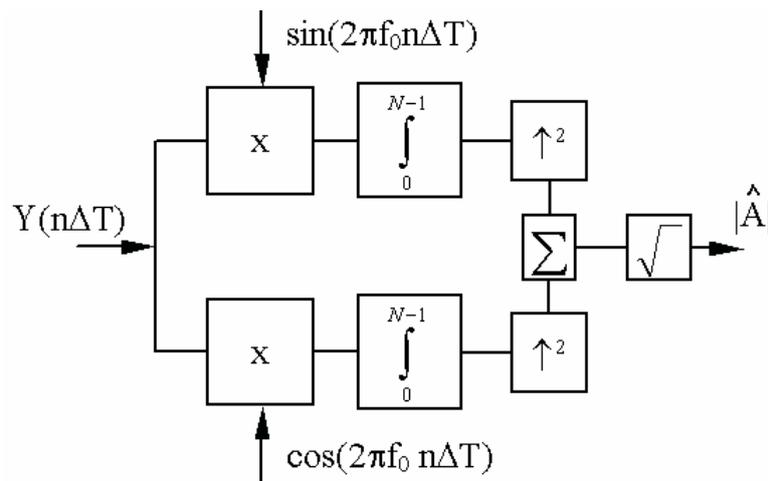


Рис. 3.4. Структура корреляционного квадратурного приёмника: n – номер отсчёта; N – общее количество отсчётов; ΔT – время дискретизации входного сигнала; f_0 – опорная частота.

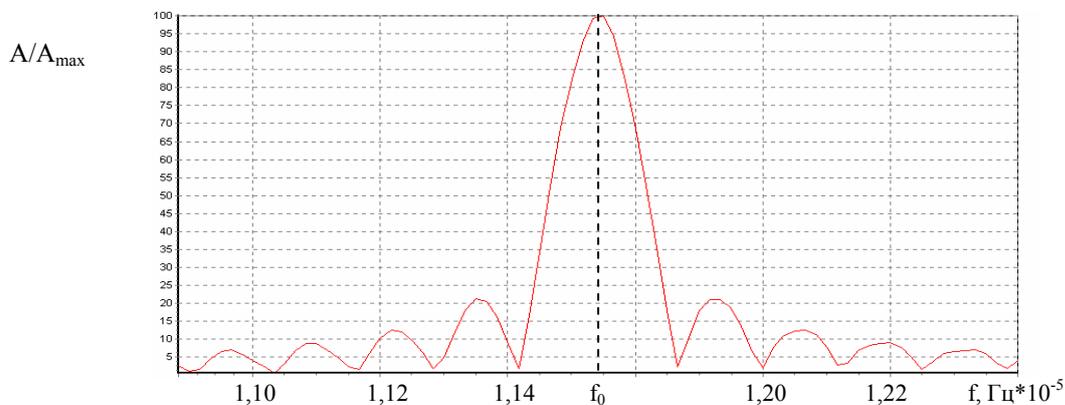


Рис. 3.5. Частотная характеристика ККП

Если использовать ФНЧ вместо интегратора в ККП, то можно улучшить его характеристики. Структурная схема такого приемника приведена на рис. 3.6.

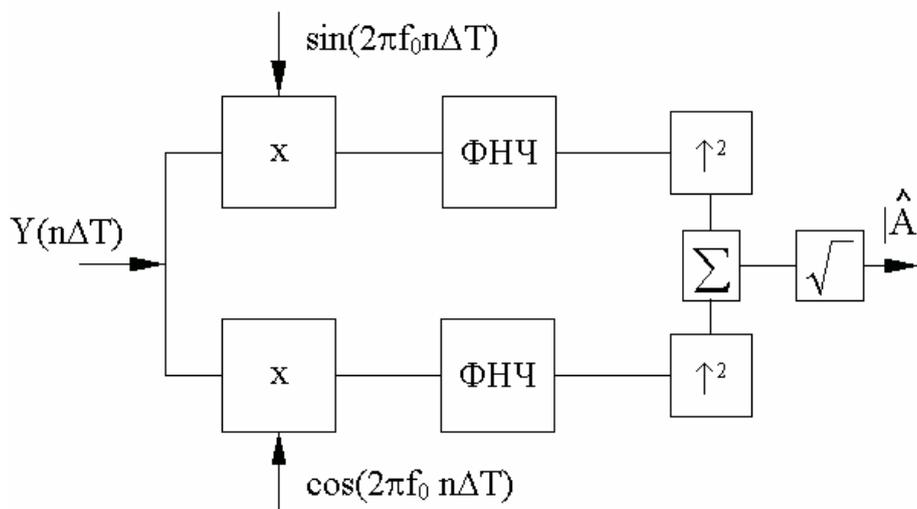


Рис. 3.6. Структурная схема ККП с фильтром низких частот

Для подбора оптимальных параметров ФНЧ использовался инструмент Filter Design & Analysis Tool (FDATool) из пакета MATLAB 6.5. Исследования показали, что при заданных условиях подходящим является ФНЧ наименьших квадратов с конечной импульсной характеристикой (КИХ). Этот фильтр имеет нерекурсивную структуру, с длиной переходного процесса $L = N\tau$, где N – порядок ФНЧ, τ – длина линии задержки. При увеличении длины линии задержки пропорционально уменьшается полоса пропускания. Это позволяет «масштабировать» фильтр к данной разностной частоте. Фильтр имеет почти плоскую характеристику в полосе пропускания и быстро падающую со скоростью 2,3 дБ/мГц характеристику в переходной полосе.

Первый боковой лепесток находится на уровне 22 дБ. Частотная характеристика фильтра приведена на рис. 3.7.

Применение в ККП фильтра низких частот вместо интегратора позволило улучшить его частотную характеристику при незначительном расширении главного лепестка. Если уровень сигнала в полосе подавления ФНЧ будет не менее 20 дБ, то уровень боковых лепестков снизится в 2 раза. Это обстоятельство позволяет повысить достоверность результатов оценки амплитуды при спектральном анализе входных временных рядов. Однако, такое решение не вполне удобно: при

обработке на каждой опорной частоте, соответствующей частоте конкретного прилива, необходимо изменять порядок применяемого фильтра.

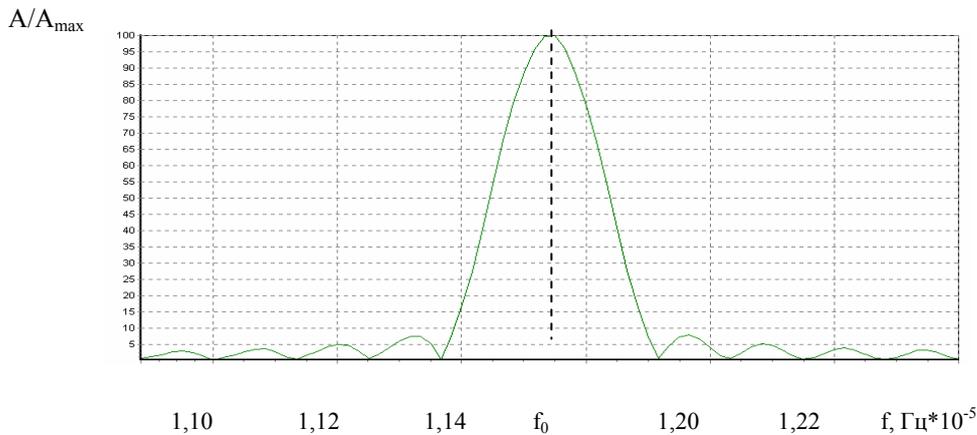


Рис. 3.7. Частотная характеристика ККП с использованием ФНЧ

Более того, на инфранизких частотах требуется использование фильтров высокого порядка, что увеличивает объём памяти и время обработки.

Альтернативный вариант решения этой задачи – взвешивание исходных данных окном вида (3.33), где T – длина входной реализации. Выбор формы окна обусловлен линейностью его фазочастотной характеристики:

$$g(t) = \frac{1 - \cos\left(\frac{2\pi}{T} \cdot t\right)}{2}. \quad (3.33)$$

При обработке входных данных взвешивающим окном уровень боковых лепестков в частотной характеристике ККП был снижен до 7 % от высоты главного при его незначительном расширении. Вид АЧХ приведён на рис. 3.8. Данная структура была применена для решения задачи оценки уровня спектральных компонент, соответствующих частотам лунно-солнечных приливов в спектрах экспериментальных регистрациях электрического поля приземного слоя атмосферы (рис. 3.9) [173 – 175, 180 – 182].

Оценка амплитуды сигнала, отношения сигнал/шум и вероятности ошибки при анализе лунно-солнечных приливов в электрическом поле приземного слоя осуществлялась следующим образом.

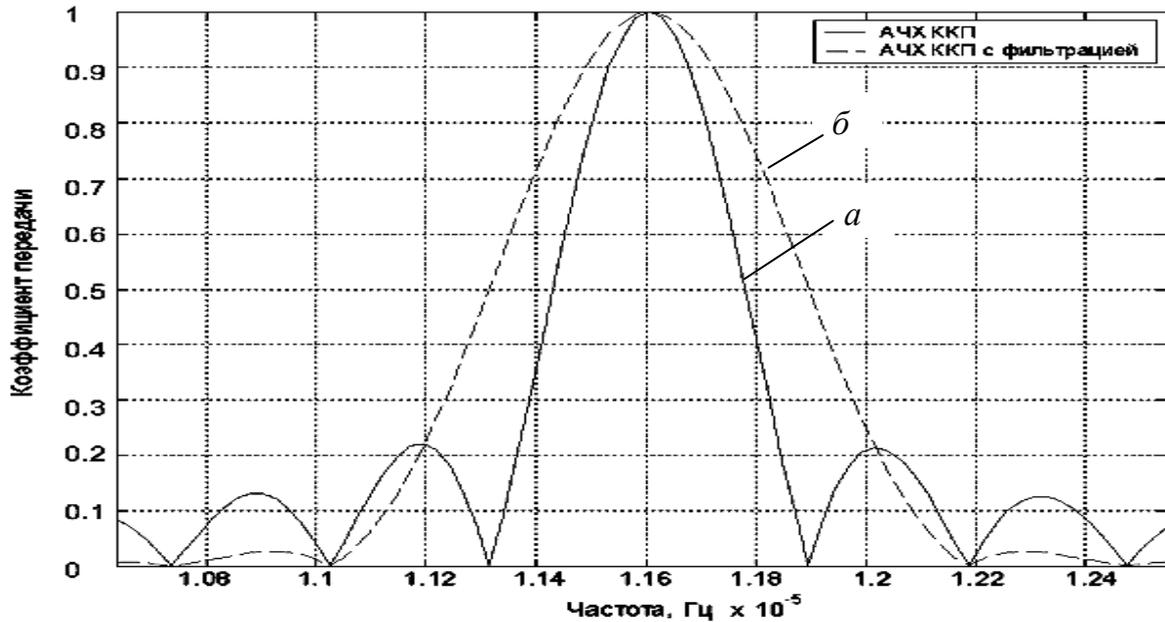


Рис. 3.8. Частотные характеристики: *a* – со взвешиванием исходных данных; *b* – без взвешивания исходных данных

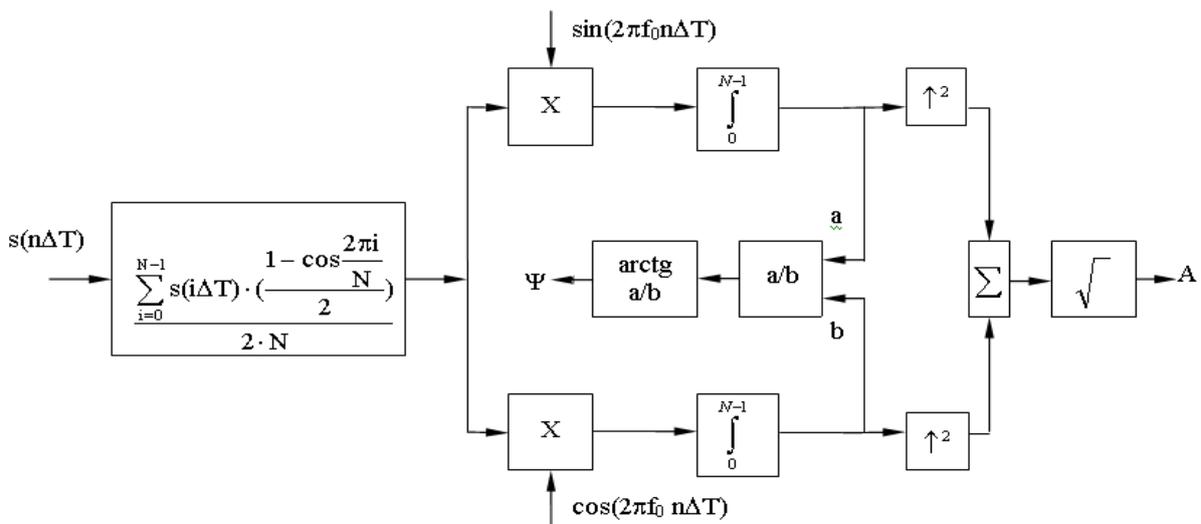


Рис. 3.9. Корреляционный квадратурный приемник с взвешивающим окном

Для сигнала вида: $s(t; A) = A s_0(t)$, где A – амплитуда, подлежащая измерению и являющаяся неизвестным параметром сигнала $s(t; A)$; $s_0(t)$ – множитель, задающий форму сигнала и имеющий единичную энергию ($E_0 = \int s_0^2(t) dt = 1$). Для структуры, реализующей ОМП для соответствующего параметра (в данном случае A), рассчитывают потенциальную точность измерения. Поскольку A – энергетический параметр, для решения первой из поставленных задач используют правило ОМП, в котором

$$E(\lambda) = E(A) = \int s^2(t; A) dt = A^2 E_0 = A^2, \quad z(\lambda) = z(A) = Az, \quad (3.34)$$

где $z = \int_0^T y(t) s_0(t) dt$.

Тогда оценкой максимума правдоподобия \hat{A} будет точка максимума по A функции $Az - A^2/2$. Единственный максимум этого квадратного двучлена соответствует значению $A = z$, так что $\hat{A} = z$.

Таким образом, ОМП амплитуды сигнала, не содержащего мешающих параметров, можно получить как отсчет на выходе коррелятора с опорой $s_0(t)$ или фильтра, согласованного с $s_0(t)$ при подаче на входы названных устройств реализации $y(t)$.

Расчет потенциальной точности при измерении амплитуды возможен, так как равенство $\hat{A} = z$ означает, что дисперсия ОМП $D\{\hat{A} | A\}$ совпадает с дисперсией корреляции z и вычислять дисперсию ОМП по общей методике не нужно. Из $D\{z\} = N_0 E_0 / 2$ следует, что $D\{\hat{A} | A\} = N_0 / 2$ [162]. Данное равенство точное и не связано с асимптотическими свойствами ОМП. Кроме того, измерение амплитуды – редкий пример существования строго эффективной оценки, которой и служит ОМП. После учета (3.34) в (3.20)

$$\frac{d \ln W(y(t) | A)}{dA} = \frac{2}{N_0} (z - A) = \frac{2}{N_0} (\hat{A} - A). \quad (3.35)$$

Это свидетельствует о выполнении необходимого и достаточного условия существования строго эффективной оценки.

Более информативным показателем точности ОМП амплитуды, чем $D\{\hat{A} | A\}$, служит дисперсия относительной ошибки $(\hat{A} - A)/A$: $D\{\hat{A} | A\} / A^2 = N_0 / (2A^2) = N_0 / [2E(A)] = 1/[q^2(A)]$, где $q^2(A) = 2E(A)/N_0$ [36].

Таким образом, модифицированный вариант корреляционного квадратурного приемника со взвешиванием исходных данных косинусоидальным окном позволяет получить оценку средней амплитуды на частотах анализируемых сигналов, а так как ККП – узкополосный фильтр, то оценка на выходе ККП получается на фоне гауссовых помех (выбеливание входного сигнала), а следовательно, она соответствует правилам оптимальной оценки. Программа, реализующая такой приемник, была применена для решения задачи оптимальной оценки амплитуды спектральных компонент, соответствующих частотам лун-

но-солнечных приливов в спектрах экспериментальных регистраций электрического поля приземного слоя атмосферы. Оценка средней амплитуды вертикальной составляющей напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы, а также расчеты дисперсии относительной ошибки оценки были осуществлены по данным станций ВлГУ и ГГО, а также по данным станций Гидрометеорологической службы.

3.4. Выводы

1. Анализ существующих методов классического спектрального оценивания с точки зрения использования их для получения несмещенной оценки амплитуды спектральных компонент на частотах лунно-солнечных приливов позволяет сделать следующий вывод. Проанализированные методы спектрального оценивания: периодограмма Шустера, модели авторегрессии, корреляционные методы, метод максимальной энтропии (ММЭ) не смотря на достижение высокого разрешения не позволяют получить оценку амплитуды на каждой конкретной частоте, соответствующей лунно-солнечным приливам. Указанные выше методы спектральной оценки применимы только на участках стационарности сигнала, не эффективны при наличии высокого уровня помехового фона и не могут быть использованы для анализа нестационарных сигналов.

2. Сформулирована общая постановка задачи: необходимо по данным дискретных измерений нестационарного сигнала на конечном интервале времени получить оценку амплитуды спектральных компонент на заранее известных частотах анализируемых источников.

3. Проанализированы законы распределения амплитуды электрического поля приземного слоя атмосферы. Наиболее часто встречающимися являются нормальный закон распределения, закон распределения Коши, а также закон распределения Лапласа. Подтвержден нестационарный характер анализируемых сигналов.

4. Разработан модифицированный вариант корреляционного квадратурного приемника с включением в его структуру фильтра низких частот или с взвешиванием исходных данных косинусоидальным окном, что позволило повысить достоверность результатов оценки ам-

плитуды на частотах лунно-солнечных приливов. При обработке входных данных взвешивающим окном уровень боковых лепестков в частотной характеристике ККП снижен до 7 % от высоты главного при его незначительном расширении. Разработанный метод позволяет получать несмещенную оценку уровня каждой спектральной компоненты анализируемого временного ряда по критерию максимального правдоподобия.

5. Полученные каталоги спектров по результатам экспериментальных исследований 1997 – 2004 гг. позволили проанализировать воздействие лунно-солнечных приливных эффектов на электрическое поле приземного слоя.

6. Достоверно выделены эффекты воздействия солнечных термогравитационных приливов на электрическое поле приземного слоя атмосферы и получены оценки амплитуд, отношения сигнал/шум и вероятностей ошибок на частотах термогравитационных солнечных приливов по результатам анализа электрического поля приземного слоя атмосферы с помощью радиотехнического метода корреляционного приемника. Диапазон изменения средней амплитуды на частотах термогравитационных приливов составил: 16 В/м (S1), 8 В/м (S2), 3 В/м (S3) по экспериментальным данным станций ВлГУ и ГГО. Отношения сигнал/шум и вероятность ошибки на частотах термогравитационных приливов составили: отношение сигнал/шум на S1 – с/ш $7.5 \div 3$; на S2 – с/ш $5.2 \div 3$; на S3 – с/ш $3 \div 2$; на S4 – с/ш $2.5 \div 2$.

7. Для физической интерпретации результатов использовался широкий комплекс наземных геофизических данных. Были проанализированы экспериментальные данные по электрическому полю приземного слоя атмосферы по станциям Гидрометеослужбы: Воейково – 1966 – 1995 гг.; Верхнее Дуброво – 1974 – 1995 гг.; Душети – 1967 – 1980 гг. Среднее значение амплитуды электрического поля на частотах приливов S1, S2, S3 по указанным станциям составило соответственно: S1 (15В/м, 10В/м, 12В/м); S2 (10 В/м, 7В/м, 10В/м); S3 (3В/м, 4В/м, 6В/м). Большой массив данных (29 лет, 21 год, 14 лет) позволил получить необходимую разрешающую способность для разделения близких по частоте приливов P1 и S1 (10^{-9} Гц). В спектрах электрического поля выявлена годовая модуляция на основных термогравитационных приливах: S1, S2, S3. Годовая модуляция диктуется пе-

риодическим изменением взаимного расположения магнитных силовых линий Земли в точке наблюдения и направления на источник термогравитационных приливов – Солнце.

8. Сравнение полученных оценок амплитуды электрического поля на частотах солнечных приливов по станциям полигона ВлГУ, станции в ВлГУ, станции в Воейково (ГГО НИЦ ДЗА), станции Верхнее Дуброво и станции Душети показывает их сопоставимость и одинаковый порядок результатов с полученными теоретическими оценками.

9. Оценки амплитуды спектральных компонент на частотах термогравитационных приливов по результатам экспериментальных данных оказались того же порядка, что и теоретические оценки, полученные в результате разработки модели электрических процессов в приземном слое атмосферы. Результат сравнения теоретических и экспериментальных оценок абсолютных значений электрического поля в приземном слое на частотах термогравитационных приливов позволяет сделать вывод об адекватности разработанной модели реальным условиям.

Контрольные вопросы

1. Перечислите основные методы спектрального оценивания.
2. В чьих работах берут свое начало математические основы современных методов спектрального оценивания?
3. В чем основное отличие авторегрессионных методов спектрального оценивания от дискретного преобразования Фурье?
4. В чем заключается условие стационарности процесса в широком смысле?
5. Перечислите три основных направления теории оптимального обнаружения.
6. Какими критериями оптимальности оперирует теория оптимального приема?
7. Запишите уравнение, в соответствии с которым осуществляется оптимальная оценка уровня сигнала известной частоты со случайной начальной фазой.
8. Для чего необходима идентификация закона распределения экспериментальных вариаций анализируемых процессов в теории оптимального приема?
9. Какую задачу решает корреляционный квадратурный приемник?

Библиографический список

127. Yule G.U., On a Method of Investigation Periodicities in Disturbed Series, with Special Reference to Wolfer's Sunspot Numbers // *Philos. Trans. R. Soc. London, ser. A*, vol. 226. – 1927. – P. 267 – 298.

128. Котельников, В. А. Теория потенциальной помехоустойчивости / В. А. Котельников. – М. : Госэнергоиздат, 1956. – 152 с.

129. Wiener N. Generalized Harmonic Analysis. // *Acta Math.*, vol. 55, 1930, P.117-258.

130. Bartlett M. S., Periodogram Analysis and Continuous Spectra // *Biometrika*, vol. 37. – June 1950. – P. 1 – 16.

131. Kendall M. G., On the Analysis of Oscillatory Time Series. // *J. R. Stat. Soc.*, vol. 108. – 1945. – p. 93.

132. Колмогоров, А. Н. Интерполирование и экстраполирование стационарных последовательностей / А. Н. Колмогоров // *Изв. АН СССР. Сер. Математика*. – 1941. – № 5. – С. 3 – 14.

133. Levinson N., The Wiener (Root Mean Square) Error Criterion in Filter Design and Prediction. // *J. Math. Phys.*, vol. 25. – 1947. – P. 261 – 278.

134. Robinson E.A., Predictive Decomposition of Time Series with Applications to Seismic Exploration. // MIT Geophysical Analysis Group (GAG), Cambridge, Mass., 1954; *Geophysics*, vol. 32. – 1967. – P. 418 – 484.

135. Heideman M.T., Johnson D.H., Burrus C.S. Gauss and the History of the Fast Fourier Transform. // *IEEE Acoust. Speech, and Signal Process. Magazine*, vol. 1, October 1984. – P. 14 – 21.

136. Cooley J.W., Tukey J.W. An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series. // *Math. Comput*, vol. 19. – April 1965. – P. 297 – 301.

137. Parzen E., On Consistent Estimates of the Spectrum of a Stationary Time Series. // *Ann. Math. Stat*, vol. 28. – 1957. – P. 329 – 348.

138. Марпл, С. Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения / С. Л. Марпл. – М. : Мир, 1990. – 584 с.

139. Робинсон, Э. А. История развития теории спектрального оценивания / Э. А. Робинсон // *ТИИЭР*. – 1982. – Т. 70. – № 9. – 1982. – С. 6 – 33.

140. Schuster A., On the investigation of hidden periodicities with application to a supposed 26-day period of meteorological phenomena. // Terr. Magnet. 1898. – Vol. 3. – P. 13 – 41.
141. Розанов, Ю. А. Введение в теорию случайных процессов / Ю. А. Розанов. – М. : Наука, 1982. – 128 с.
142. Гмурман, В. Е. Теория вероятностей и математическая статистика / В. Е. Гмурман. – М. : Высш. шк., 2004. – 479 с.
143. Тутубалин, В. Н. Теория вероятностей и случайных процессов / В. Н. Тутубалин. – М. : Изд-во МГУ, 1992. – 170 с.
144. Ван Трис, Г. Теория обнаружения, оценок и модуляции : пер. с англ. / Г. Ван Трис; под ред. В. Т. Горяинова. – М. : Сов. радио, 1977. – Т. 3. – 662 с.
145. J. P. Burg Maximum entropy spectral analysis // presented at the 37th Int. Meet. Soc. Explor. Geophys. 1968.
146. Кендалл, М. Дж. Статистические выводы и связи / М. Дж. Кендалл, А. Стюарт. – М. : Наука, 1973. – 899 с.
147. Кендал, М. Дж. Теория распределений / М. Дж. Кендалл, А. Стюарт; пер. с англ. В. В. Сазонова; под ред. А. Н. Колмогорова. – М. : Наука, 1966. – 587 с.
148. Дженкинс, Г. Спектральный анализ и его приложения / Г. Дженкинс, Д. Ваттс. – М. : Мир, 1972. – Т. 2. – 283 с.
149. Бокс, Дж. Анализ временных рядов. Прогноз и управление / Дж. Бокс, Г. Дженкинс. – М. : Мир, 1974. – 197 с.
150. Слуцкий, Е. Е. Избранные труды / Е. Е. Слуцкий. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – 457 с.
151. Журавлев, В. М. Оценивание взаимных спектральных матриц методом максимальной энтропии / В. М. Журавлев, А. В. Прусов; МГИ АН УССР. – Севастополь, 1986. – 11 с. – Деп. в ВИНТИ, 86, № 1604.
152. Журавлев, В. М. Метод максимальной энтропии в многомерном спектральном анализе : дис. канд. физ.-мат. наук / В. М. Журавлев. – Севастополь : МГИ АН УССР, 1987. – 320 с.
153. Стратанович, Р. А. Теория информации / Р. А. Стратанович. – М. : Сов. радио, 1975. – 424 с.
154. Фриден, Б. Р. Оценки, энтропия, правдоподобие / Б. Р. Фриден // ТИИЭР. – 1985. – Т. 73. – № 12. – С. 78 – 86.

155. Кейпон, Н. Пространственно-временной спектральный анализ с высоким разрешением / Н. Кейпон // ТИИЭР. – 1969. – Т.51. – № 12. – С. 78 – 86.

156. Журавлев, В. М. Многомерный метод максимальной энтропии в одномерном спектральном анализе / В. М. Журавлев, Р. А. Валентюк. – М., 1987. – 10 с. – Деп. в ВИНТИ, 87, № 1804.

157. Тематический выпуск. Спектральное оценивание // ТИИЭР / пер. под общ. ред. Э. Л. Наппельбаума. – 1982. – Т. 70. – № 9. – С. 3 – 298.

158. Королюк, В. С. Справочник по теории вероятностей и математической статистике / В. С. Королюк, Н. И. Портенко, А. В. Скороход. – М. : Наука, 1987. – 640 с.

159. Дворянинов, Г. С. Метод максимальной энтропии в многомерном спектральном анализе / Г. С. Дворянинов, В. М. Журавлев, А. В. Прусов // Препринт / МГИ АН УССР. – 1986. – Ч. 1 – 45 с.; Ч. 2 – 23 с.

160. Серебренников, М. Г. Выявление скрытых периодичностей / М. Г. Серебренников, А. А. Первозванский. – М. : Наука, 1965. – 244 с.

161. Akaike H., A new looks at the statistical model identification. // IEEE Trans. Automat. Control., 1974. – AC – 19. – P. 227 – 236.

162. Гришин, Ю. П. Радиотехнические системы / Ю. П. Гришин, В. П. Ипатов, Ю. М. Казаринов; под ред. Ю. М. Казаринова. – М. : Высш. шк., 1990. – 496 с.

163. Тихонов, В. И. Оптимальный прием сигналов / В. И. Тихонов. – М. : Радио и связь, 1983. – 319 с.

164. Тихонов, В. И. Статистический анализ и синтез радиотехнических устройств и систем / В. И. Тихонов, В. Н. Харисов. – М. : Радио и связь, 1991. – 608 с.

165. Левин, Б. Р. Теоретические основы статистической радиотехники / Б. Р. Левин. – М. : Сов. радио, 1976. – 284 с.

166. Макс, Ж. Методы и техника обработки сигналов при физических измерениях. В 2 т. / Ж. Макс; под ред. Н. Г. Волкова; пер. А. Ф. Горюнова. – М. : Мир, 1983. – 567 с.

167. Стратонович, Р. Л. Оптимальный прием сигналов в негауссовом шуме / Р. Л. Стратонович, Ю. Г. Сосулин // Радиотехника и электроника. – 1966. – Т. 11. – № 4. – С. 497 – 507.

168. Куликов, Е. И. Оценка параметров сигналов на фоне помех / Е. И. Куликов, А. П. Трифонов. – М. : Сов. радио, 1978. – 291 с.

169. Трифонов, А. П. Совместное различение и оценка параметров сигналов на фоне помех / А. П. Трифонов, Ю. С. Шинаков. – М. : Радио и связь, 1986. – 260 с.

170. Грунская, Л. В. Лунно-солнечные приливы в электрическом поле атмосферы Земли / Л. В. Грунская, В. Н. Морозов // Изв. вузов. Физика. – 2003. – № 12. – С. 71 – 77.

171. Грунская, Л. В. Экспериментальные и теоретические исследования вариаций напряженности электрического поля, обусловленных солнечными и лунными приливами в приземном слое атмосферы / Л. В. Грунская, В. Н. Морозов // Изв. вузов. Физика. – 2005. – № 8. – С. 33 – 39.

172. Грунская, Л. В. Повышение достоверности спектральной оценки, получаемой с помощью корреляционного квадратурного приёмника / Л. В. Грунская [и др.] // Проектирование и технология электронных средств. – 2004. – Спец. вып. – С. 66 – 71.

173. Грунская, Л. В. Оптимальная обработка информации в системе многоканального синхронного мониторинга электромагнитного поля приземного слоя атмосферы / Л. В. Грунская // Перспективные технологии в средствах передачи информации : тр. VI Междунар. науч.-техн. конф. – Владимир, 2005. – С. 228 – 230.

174. Грунская, Л. В. Оптимальная обработка информации при анализе характеристик электрического поля приземного слоя атмосферы на частотах геофизических источников / Л. В. Грунская [и др.] // Международная конференция по гравитации, космологии и астрофизике : тез. докл. 12-й Рос. гравитац. конф. – Казань, 2005. – С. 162.

175. Грунская, Л. В. Оптимальная обработка информации в системе многоканального мониторинга электромагнитного поля приземного слоя атмосферы / Л. В. Грунская, В. В. Исакевич // Информационно-телекоммуникационные технологии : тез. докл. Всерос. науч.-техн. конф. – Сочи, 2004. – С. 203 – 204.

176. Грунская, Л. В. Экспериментально-методический комплекс для изучения изменчивости электромагнитного поля Земли в крайне-низкочастотном диапазоне, связанной с глобальными геофизическими явлениями / Л. В. Грунская, В. Н. Журавлев, И. Н. Гаврилов // Ученые

записки Ульяновского государственного университета. Сер. : Физическая. – 2002. – № 1(12). – С. 29 – 37.

177. Гаврилов, И. Н. Статистический и спектральный анализ экспериментальных вариаций электрического поля приземного слоя в КНЧ диапазоне / И. Н. Гаврилов, Л. В. Грунская, В. В. Исакевич // Проектирование и технология электронных средств. – 2003. – № 2. – С. 53 – 58.

178. Grunskaya L.V., Efimov V.A., Gavrilov I.N. Intercommunication of electromagnetism of the surface lower layer geophysical and astrophysical processes // Spacetime and Substance. – 2002. – N1(12). – P. 69 – 75.

179. Методы спектрального оценивания в задаче исследования степени воздействия геофизических процессов на электрическое поле приземного слоя атмосферы / Л. В. Грунская [и др.] // Изв. вузов. Поволжский регион. – 2009. – № 4. – С. 105 – 119. – (Сер. физическая).

180. Грунская, Л. В. Оптимальный приемник в системе мониторинга электрического поля приземного слоя атмосферы / Л. В. Грунская [и др.] // Проектирование и технология электронных средств. – 2005. – № 3. – С. 56 – 60.

181. Грунская, Л. В. Модифицированный вариант корреляционного квадратурного приемника / Л. В. Грунская, В. А. Мишин // Радиоп физика : тез. 10-й Междунар. науч.-техн. конф. – М., 2004. – С. 527.

182. Грунская, Л. В. Методика обработки регистраций электромагнитного поля Земли КНЧ диапазона / Л. В. Грунская // Методы и средства измерений физических величин : материалы шестой Всерос. науч.-техн. конф. – Нижний Новгород, 2002. – С. 5.

183. Грунская, Л. В. Электромагнетизм приземного слоя и его взаимосвязь с геофизическими и астрофизическими процессами : монография / Л. В. Грунская. – Владимир : Посад, 2003. – 103 с.

184. Оценка степени воздействия лунно-солнечных приливов на электрическое поле приземного слоя атмосферы / Л. В. Грунская [и др.] // Изв. вузов. Физика. – 2007. – Т. 50. – № 8. – С. 69 – 73.

185. Грунская, Л. В. Взаимосвязь электромагнетизма приземного слоя с геофизическими и астрофизическими процессами / Л. В. Грунская // Математические методы, информационные технологии и физический эксперимент в науке и производстве : материалы науч.-техн. конф. ВлГУ. – Владимир, 2003. – С. 26 – 27.

186. Грунская, Л. В. Экспериментальные исследования реакции атмосферного электричества на лунно-солнечные приливы / Л. В. Грунская [и др.] // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – С. 40 – 42.

187. Грунская, Л. В. Электромагнетизм приземного слоя и его взаимосвязь с геофизическими и астрофизическими процессами / Л. В. Грунская // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – С. 17 – 20.

188. Грунская, Л. В. Экспериментальные исследования электрического и магнитного поля Земли крайненизкочастотного диапазона / Л. В. Грунская [и др.] // Перспективные технологии в средствах передачи информации : тр. IV Междунар. науч.-техн. конф. – Владимир, 2001. – С. 42 – 46.

189. Грунская, Л. В. Интерпретация квазирегулярных периодичностей в электромагнитном поле Земли в приземном слое / Л. В. Грунская, В. В. Исакевич, И. Н. Гаврилов // Геофизика и математика : тр. второй Всерос. конф. – Пермь, 2001. – С. 327 – 335.

190. Grunskaya L.V., Fedotov M.Yu., The continuous synchronic recording of the geophysical fields ELF variations by the multiplex receiving system // Abstract 5-th international conference “Problems of geocosmos”. Sankt-Peterburg. – may 24 – 28, 2004. – P. 252 – 253.

191. Грунская, Л. В. Термогравитационные солнечные приливы в электрическом поле атмосферы Земли / Л. В. Грунская, В. А. Ефимов, А. Н. Золотов // Труды Международного форума по проблемам науки, техники и образования; 4 – 6 дек. 2006 г. – М., 2006. – С. 119 – 121.

192. Грунская, Л. В. Взаимосвязь электромагнитных полей крайненизкочастотного диапазона с глобальными геофизическими процессами / Л. В. Грунская [и др.] // Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей : тез. докл. Междунар. шк.-семинара. – Апатиты, 2002. – С. 29 – 31.

193. Грунская, Л. В. Геодинамические процессы и вариации электрической составляющей электромагнитного поля Земли КНЧ диапазона / Л. В. Грунская, Д. В. Виноградов // Тезисы докладов X Российской гравитационной конференции. – Владимир, 1999. – С. 265.

194. Грунская, Л. В. Эксперимент лета 1998 года по регистрациям электрической составляющей электромагнитного поля Земли КНЧ диапазона / Л. В. Грунская [и др.] // Тезисы докладов X Российской гравитационной конференции. – Владимир, 1999. – С. 271.

195. Grunskaya L.V., Efimov V.A., Gavrilov I.N., Experimental investigations of the interaction between the ELF Earth electromagnetic field and the gravitational fields of geophysical origin // Abstracts of International Summer school–seminar on recent problems in theoretical and mathematical physics. The 14 Petrov school–2002. Kazan. – June22 –July3. – 2002. – P. 22.

196. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующий комплекс мониторинга электрического поля приземного слоя атмосферы на сети станций / Л. В. Грунская, В. А. Ефимов // Труды VI Российской конференции по атмосферному электричеству; 1 – 7 окт. 2007 г. – Н. Новгород, 2007. – С. 25 – 27.

197. Грунская, Л. В. Разработка программно-аппаратного комплекса для исследования воздействия геофизических и техногенных факторов на электрическое поле приземного слоя атмосферы / Л. В. Грунская, В. В. Исакевич, В. А. Ефимов // Биомедицинская радиоэлектроника. – 2008. – № 6. – С. 87 – 93.

198. Грунская, Л. В. Исследование корреляционных связей между электрическим и магнитным полем Земли и глобальными геофизическими процессами / Л. В. Грунская [и др.] // Актуальные проблемы современной науки : тез. докл. конф. – Самара, 2002. – С. 41 – 42.

199. Исследование проявлений геофизических процессов в электрическом поле пограничного слоя атмосферы / Л. В. Грунская [и др.] // Физика и радиоэлектроника в медицине и экологии : тр. VIII Междунар. науч.-техн. конф.; 21 – 23 мая 2008 г. – Суздаль : ФРЭМЭ, 2008. – С. 208 – 212.

200. Грунская, Л. В. Экспериментальные исследования КНЧ электромагнитного поля Земли / Л. В. Грунская [и др.] // Фундаментальные проблемы физики : тез. докл. второй науч. конф. – Саратов, 2000. – С. 67.

201. Грунская, Л. В. Экспериментальные исследования крайне-низкочастотных вариаций электромагнитного поля Земли / Л. В. Грунская, В. В. Исакевич, Д. В. Виноградов // Распространение радиоволн : тез. докл. VI регион. конф. – СПб, 2000. – С. 17.

202. Теория передачи дискретных сообщений. – М. : Сов. радио, 1970. – 728 с.

203. Калашников, Б. А. Исследование атмосферных помех радиоприему / Б. А. Калашников, Ю. К. Попов // Радиопомехи КНЧ диапазона и их природа : межвуз. сб. науч. тр. – Рязань, 1976. – С. 3 – 10.

204. Ионов, В. В. Оптимальное совместное обнаружение двух коррелированных помех / В. В. Ионов, В. Н. Кунин, А. Н. Лапин // Повышение эффективности и надежности радиоэлектронных систем : межвуз. сб. науч. тр. – Л., 1976. – С. 117 – 120.

205. Бару, Н. В. Радиопеленгаторы – дальномеры ближних гроз / Н. В. Бару, И. И. Кононов, М. Е. Соломник. – Л. : Гидрометеиздат, 1976. – 142 с.

206. Бормотов, В. Н. Экспериментальное наблюдение расщепления первого мода шумановского резонанса / В. Н. Бормотов, Б. В. Лазебный, В. Ф. Шульга // Геомагнетизм и аэрономия. – 1973. – 13. – № 2. – С. 297 – 301.

207. Fellman E., Analyse des Resonances de Schumann Energistree Simultanement en Deux Station Tres Eloignees. Ph. D. Dissertation. on. Saarbucken, 1973. – 35. – P. 187 – 189.

208. Ogawa T., Tanaka Y., Miura T., Yasuhara M., Observations of Natural ELF and VLF Electromagnetic Noises by Using Ball Antennas // J. Geomag, Geoelectr., 1966. – 18. – № 4. – P. 443 – 454.

209. Ogawa T., Tanaka Y., Fraser-Smith A.C. Gendrin R., Worldwide Simultaneity of a Q-Type ELF Bust in the Schumann Resonance Frequency Range // J. Geomag, Geoelectr., 1967. – 19. – №4. – P. 377 – 384.

210. Грунская, Л. В. Эффекты, возникающие при приеме электромагнитного поля вблизи мощной тепловой струи / Л. В. Грунская, В. Н. Кунин, М. С. Александров // Геомагнетизм и аэрономия. – 1986. – Т.2. – С. 359 – 361.

211. Грунская, Л. В. Об измерении разности потенциалов в проводящих средах / Л. В. Грунская, В. П. Терещенков // Вопросы низкотемпературной плазмы : межвуз. сб. науч. тр. – Рязань, 1978. – С. 52 – 54.

212. Грунская, Л. В. Исследование помеховой обстановки под землей и под водой / Л. В. Грунская, В. Н. Кунин // Радиопомехи КНЧ диапазона и их природа : межвуз. сб. науч. тр. – Рязань, 1976. – С. 53 – 62.

213. Грунская, Л. В. Анализ спектров электрического поля Земли при работе тепловой установки / Л. В. Грунская ; ВПИ. – Владимир, 1984. – 8 с. – Деп. в ВИНТИ 24.01.84, № 827-85.

214. Грунская, Л. В. Обострение диаграммы направленности приемной антенны с помощью кепстрального анализа / Л. В. Грунская, В. Н. Кунин, В. В. Ионов ; ВПИ. – Владимир, 1986. – 6 с. – Деп. в ВИНТИ 06.02.86, № 862-В86.

215. Грунская, Л. В. Методика обработки результатов синхронной регистрации поля КНЧ диапазона наземными и подземными каналами / Л. В. Грунская ; ВПИ. – Владимир, 1991. – 5 с. – Деп. в ВИНТИ, № 2052-В91.

216. Грунская, Л. В. Селективные свойства подземного приемного канала при регистрации грозových разрядов / Л. В. Грунская ; ВПИ. – Владимир, 1991. – 6 с. – Деп. в ВИНТИ, № 2051-В91.

217. Грунская Л. В. О слабой корреляции естественных флуктуаций КНЧ поля над и под границей раздела воздух – земля / Л. В. Грунская; ВПИ. – Владимир, 1992. – 6 с. – Деп. в ВИНТИ, № 3323-В92.

218. Грунская, Л. В. Регистрация электрической составляющей поля Земли КНЧ диапазона с помощью подземных антенн / Л. В. Грунская, В. Н. Кунин // Распространение радиоволн : тез. докл. на Межведомств. семинаре. – Красноярск, 1986. – С. 90 – 91.

219. Грунская, Л. В. Анализ характеристик антенн КНЧ, помещенных в проводящую среду / Л. В. Грунская, В. Н. Кунин, В. В. Ионов // Прием и анализ СНЧ колебаний : тез. докл. Всесоюз. конф. – Воронеж, 1987. – С. 102.

220. Грунская, Л. В. Об измерении электрического поля Земли КНЧ диапазона / Л. В. Грунская // Прием и анализ СНЧ колебаний : тез. докл. Всесоюз. конф. – Владимир, 1980. – С. 14 – 15.

221. Пат. 2078400 Российская Федерация, кл. 6 Н 04 В1/10. Способ устранения местных помех при регистрации сверхнизкочастотных сигналов / Грунская Л. В.; заявитель и патентообладатель Грунская Л. В. – № 93030230/09; заявл. 25.05.93; опубл. 27.04.97, Бюл. № 12. – 3 с.: ил.

222. А.с. 1385111 СССР, кл. 4 G 01 S 11/00, G 01 W 1/16. Устройство для измерения дальности до молниевых разрядов / Л. В. Грунская (СССР). – № 3986513/24-09 ; заявл. 02.12.85 ; опубл. 30.03.88, Бюл. № 12. – 3 с. : ил.

223. Зимин, Е. Ф. Измерение параметров электрических и магнитных полей в проводящих средах / Е. Ф. Зимин, Э. С. Кочанов. – М. : Энергоиздат, 1985. – 92 с.
224. Лавров, Г. А. Приземные и подземные антенны / Г. А. Лавров, А. С. Князев. – Сов. радио, 1965. – 472 с.
225. Ogawa T., Tanaka Y., Yasuhava M., Schumann Resonances and World wide T. A. // *Y. Geomag, Seocieetr.*, 1969. – № 1. – P. 447 – 452.
226. Карнишин, В. В. Антенны в проводящих средах / В. В. Карнишин, В. В. Акиндинов // *Радиотехника и электроника*. – 1982. – Т. 27. – № 11. – С. 2065 – 2071.
227. Soderberg E.F., ELF noise in the sea at depths from 30 to 300 meters, *J.Geophys. Res.*, V. 74. – May 1. – 1969. – P. 2378 – 2387.
228. Дроздов, К. И. Подземные антенны – средство избавиться от помех / К. И. Дроздов // *Техника связи*. – 1934. – № 2. – С. 51 – 52.
229. Уилер. Длинноволновые антенны на подводных лодках / Уилер // *Распространение длинных и сверхдлинных радиоволн* : сб. ст. ; под ред. В. В. Пестрякова. – М. : Изд-во иностр. лит., 1960. – С. 256 – 260.
230. Щукин, А. Н. Распространение радиоволн / А. Н. Щукин. – М. : Связь, 1949. – 370 с.
231. Имянитов, И. М. Приборы и методы для излучения электричества атмосферы / И. М. Имянитов. – М. : Гостехиздат, 1957. – 483 с.
232. Имянитов, И. М. Приборы для длительных измерений напряженности электрического поля атмосферы в сложных метеорологических условиях / И. М. Имянитов [и др.] // *Изв. АН СССР. Сер. Геофизика*. – 1956. – № 9. – С. 1121 – 1127.
233. Михайловская, В. В. Приборы для измерения напряженности электрического поля / В. В. Михайловская, О. М. Назаренко // *Труды ГГО*. – 1977. – Вып. 442. – С. 96 – 102.
234. Гордюк, В. П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы / В. П. Гордюк // *Труды ГГО* ; Л., 1981. – Вып. 442. – С. 96 – 102.
235. Harnwell G.P., van Voorhis S.N., Electrostatic generating voltmeter. // *Rev. Sci. Instrum.* 4. – 1933. – С. 54.
236. Lueder H., Elektrische Registrierung von heranziehenden Gewittern und die Feinstruktur des Luftelektrischen Gewitterfeldes. // *Met.Z.* 60. – 1943. – 340 – 51.

237. Trump J.G., Safford E.J., van de Graaff R.J., Generating voltmeter for pressure. // insulated H.V. sources, Rev. Sci. Instrum. 11. – 1940. – 54 – 6.

238. Waddel R.C., An electric field meter for use on aeroplanes. // Rev. Sci. Instrum. 19. – 1948. – 31 – 5.

239. Шварц, Я. М. Возможности и опыт создания электрического флюксметра вибрационного типа / Я. М. Шварц, С. И. Андреева, В. Г. Бородулина // Труды ГГО ; Л., 1967. – Вып. 204. – С. 18 – 27.

240. Гапонов, М. Л. Регистрация быстрых вариаций вертикальной компоненты электрического поля у поверхности Земли / М. Л. Гапонов, В. Г. Кобзев // Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. – М. : ИЗМИРАН, 1983. – С. 142 – 145.

241. Авторское свидетельство № 623163 // СССР Б.И. № 33, 1978.

242. Авторское свидетельство № 873162 // СССР Б.И. № 38, 1981.

243. Анисимов, С. В. Измеритель напряженности электрического поля / С. В. Анисимов, Н. Н. Русаков // Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. – М. : ИЗМИРАН, 1983. – С. 9 – 10.

244. Ярошенко, А. Н. К вопросу об измерениях вертикальной составляющей геоэлектрического поля / А. Н. Ярошенко // Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. – М. : ИЗМИРАН, 1983. – С. 127 – 130.

245. А.с. 830256 СССР. Датчик электрического поля / В. И. Струминский (СССР). – 1981. – Бюл. № 18. – 210 с.

246. Струминский, В. И. Струнный электростатический флюксметр / В. И. Струминский, С. П. Татаринев // Атмосферное электричество : тр. II Всесоюз. симп. – М. : Гидрометеиздат, 1984. – С. 72 – 74.

247. Франк-Каменецкий, А. В. Некоторые характеристики вариаций вертикальной компоненты атмосферного электрического поля по данным ст. Восток / А. В. Франк-Каменецкий // Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. – М. : ИЗМИРАН, 1983. – С. 91 – 97.

248. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующая аппаратура для исследования взаимосвязи электрического поля приземного слоя атмосферы с геофизическими процессами / Л. В. Грунская, В. А. Ефимов // Проектирование и технология электронных средств. – 2006. – № 1. – С. 69 – 74.

249. Грунская, Л. В. Мобильный приемно-регистрирующий комплекс для мониторинга электромагнитного поля приземного слоя атмосферы / Л. В. Грунская [и др.] // Проектирование и технология электронных средств. – 2005. – № 2. – С. 69 – 74.

250. Грунская, Л. В. Система многоканального синхронного мониторинга электромагнитных полей КНЧ диапазона приземного слоя / Л. В. Грунская [и др.] // Проектирование и технология электронных средств. – 2004. – Спец. вып. – С. 38 – 45.

251. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующий комплекс для изучения атмосферного электрического поля / Л. В. Грунская [и др.] // Проектирование и технология электронных средств. – 2002. – № 1. – С. 44 – 48.

252. Грунская, Л. В. Мониторинг электромагнитного поля приземного слоя в УНЧ диапазоне / Л. В. Грунская, В. А. Ефимов // Физика и радиоэлектроника в медицине и экологии : тр. 6-й Междунар. науч.-техн. конф. – Владимир, 2004. – С. 219 – 222.

253. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующая система КНЧ диапазона / Л. В. Грунская [и др.] // Перспективные технологии в средствах передачи информации : тр. V Междунар. науч.-техн. конф. ПТСПИ-2003. – Владимир, 2003. – С. 196 – 199.

254. Федотов, М. Ю. Разработка цифровой метеостанции для регистрации атмосферных параметров / М. Ю. Федотов, Л. В. Грунская // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – С. 156 – 159.

255. Грунская, Л. В. Система многоканального синхронного мониторинга электромагнитных полей КНЧ диапазона приземного слоя / Л. В. Грунская [и др.] // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – С. 119 – 121.

256. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующий комплекс для изучения атмосферного электрического поля / Л. В. Грунская [и др.] // Чкаловские чтения : сб. материалов четвертой Междунар. науч.-техн. конф. – Егорьевск, 2002. – С. 220 – 221.

257. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующая система КНЧ диапазона / Л. В. Грунская // Перспективы технологии в средствах передачи информации ПТСПИ : тр. Междунар. конф. – Владимир, 2003. – С. 196 – 199.

258. Грунская, Л. В. Система аналого-цифрового преобразования многоканального приемного комплекса / Л. В. Грунская, Ю. А. Апполонов // Радиоэлектроника : тез. 10-й Междунар. науч.-техн. конф. – Москва, 2004. – С. 109.

259. Грунская, Л. В. Система многоканального синхронного мониторинга электромагнитных полей / Л. В. Грунская, С. В. Елисеева // Радиофизика : тез. 10-й Междунар. науч.-техн. конф. – Москва, 2004. – С. 528.

260. Фрадин, А. З. Измерение параметров антенно-фидерных устройств / А. З. Фрадин, Е. В. Рыжков. – М. : Связь, 1972. – 352 с.

261. Валитов, Р. А. Радиотехнические измерения / Р.А. Валитов. – М. : Сов. радио, 1963. – 632 с.

262. Роткевич, В. Техника измерений при радиоприеме / В. Роткевич, П. Роткевич. – М. : Связь, 1969. – 496 с.

263. Кондаков, В. П. Методика градуировки приемников КНЧ диапазона / В. П. Кондаков, Л. В. Грунская // Радиопомехи КНЧ диапазона и их природа : Межвуз. сб. науч. тр. – Рязань. – 1976. – С. 24 – 26.

264. Wipple E.J.W., On the association of the diurnal variation of electric potential gradient in fine weather with the distribution of thunderstorms over the globe // Quart. J. R. Met. Soc. 55, 1929. – P. 1 – 17.

Глава 4. СИСТЕМА МОНИТОРИНГА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ В СЕТИ РАЗНЕСЕННЫХ В ПРОСТРАНСТВЕ СТАНЦИЙ

В данной главе описана структура приемно-измерительного комплекса на экспериментальном полигоне ВлГУ, на станции во ВлГУ и на станции в ГГО НИЦ ДЗА. Приведены основные параметры аппаратуры, использованной для экспедиционных и стационарных исследований напряженности атмосферного электрического поля. Проанализирована методика измерения и восстановления абсолютных значений вертикальной составляющей напряженности электрического поля приземного слоя атмосферы.

4.1. Приемно-регистрирующий комплекс экспериментального полигона для исследования лунно-солнечных приливов

Для осуществления данного метода был обеспечен режим синхронных регистраций на трех станциях: станция полигона ВлГУ, станция в радиофизическом корпусе ВлГУ и станция в ГГО НИЦ ДЗА.

При непосредственном участии автора на экспериментальном полигоне кафедры физики ВлГУ были созданы установки с наземными, подземными и подводной антеннами [265 – 274].

На втором этапе исследований для решения задачи мониторинга вертикальной составляющей напряженности электрического поля приземного слоя атмосферы в приемный комплекс были включены электростатические флюксометры – приборы для измерения напряженности атмосферного электрического поля. Градуировка подобных малогабаритных приборов не представляет больших проблем и получаемые с их помощью оценки амплитуды спектральных компонент электрического поля в приземном слое атмосферы могут осуществляться в абсолютных единицах.

В основе построения электростатических флюксометров использован метод, разработанный на принципе электростатического генера-

тора. Действие электростатического генератора основывается на том, что при внесении в переменное электрическое поле проводящего тела в последнем возникает движение индуцированных зарядов, причем величина тока, создаваемого перемещающимися зарядами, пропорциональна вызывающему его изменению поля [275]. Любая конструкция генератора должна преобразовывать измеряемое постоянное электрическое поле в переменное, воздействующее на измерительный электрод, то есть должен существовать элемент, за счет периодического перемещения которого меняется величина электрического поля на электроде, воспринимающем поле. Электростатический генератор состоит из: а) неподвижной измерительной пластины, изолированной от корпуса и всех остальных частей датчика; б) вращающейся экранирующей пластины, соединенной с корпусом щетками; в) нагрузки, через которую измерительная пластина соединяется с усилителем. Форма напряжения при чисто омической нагрузке имеет вид прямоугольников, а при чисто емкостной – треугольников. При нагрузке, состоящей из R и C , форма напряжения близка к синусоидальной [276]. Нагрузки электростатических генераторов выбирают по возможности минимальными, так как именно они определяют те требования, которые предъявляются к сопротивлению изоляции измерительных пластин. Однако, чем меньше сопротивление нагрузки, тем меньшее напряжение будет на нем создаваться и, следовательно, потребуется большее усиление, а значит помехоустойчивость схемы снижается [277,278]. Предел увеличения чувствительности определяется величиной контактной разности потенциалов, существующей между измерительной пластиной и вращающимся экраном [278]. Эта контактная разность, точнее ее изменение во времени, приводит к неустойчивости нулевого положения индикатора отчетного прибора. Особенно сильно ее влияние проявляется, когда на приборе осаждается влага. Для уменьшения влияния контактной разности потенциалов измерительную пластину и экран делают из одинаковых материалов и покрывают неокисляющимися покрытиями (никелируют).

Первым прибором этого типа был прибор Харнуэлла и Ван-Воориса [279]. Это был один из вариантов существовавших тогда электростатических флюксометров, однако он не нуждался в применении коммутатора. Разработкой различных вариантов флюксометра занима-

лись также Людер [280], Трамп, Сэффорд и Ван де Грааф [281], Ваддель [282] и другие.

В настоящее время для изучения атмосферного электрического поля вблизи поверхности Земли различными группами исследователей разработаны измерители: вибрационного типа [283 – 286], электростатические флюксометры [287,288], струнный вибрационный измеритель [289,290], балансирующая дипольная антенна [291].

На принципе электростатического генератора в ГГО им. Воейкова разработаны ротационные электростатические многолопастные флюксометры [276 – 278]. Основные достоинства прибора: 1) прибор не требователен к качеству изоляции; 2) приспособлен для круглосуточной непрерывной работы в течение нескольких лет; 3) производит измерения во время дождя и снега; 4) благодаря тому, что блок с измерительной пластиной можно отнести на значительное расстояние от пульта управления, удается проводить измерения в мало нарушенном поле; 5) малая инерционность, позволяющая наблюдать быстропротекающие грозовые процессы; 6) возможность измерения знака поля.

Электростатические флюксометры используются на экспериментальном полигоне с 1998 г. На основе анализа многолетнего опыта работы с электростатическими флюксометрами на кафедре физики ВлГУ разработана новая конструкция прибора. В нем использован в качестве привода двигатель от накопителя на жестких магнитных дисках персональной ЭВМ (винчестера). Механическая часть винчестера изготавливается с особой точностью. Это обусловлено самим назначением устройства. В нем применяются бесконтактные шаговые двигатели, скорость вращения которых стабилизирована системой автоподстройки, времязадающим элементом в которой является кварц. Двигатель хорошо сбалансирован и рассчитан на длительную работу в непрерывном режиме. Следует отметить также, что он достаточно компактен, что позволяет сделать флюксометр на его основе максимально плоским. В разработанной конструкции используется винчестер с дисками диаметром 130 мм и скоростью вращения 3600 об/мин. При шестилопастной вращающейся экранирующей пластине частота сигнала, снимаемого с измерительного электрода, равна 360 Гц. Это значительно выше, чем у известных устройств, и позволяет более эффективно подавлять помехи на частоте сети. Измерительный электрод та-

кой же конфигурации, как и экранирующая пластина, изолирован от земли и нагружен на сопротивление 10 Мом. При этом требования к качеству изоляции могут быть снижены и прибор будет работоспособен и при высокой влажности. Сигнал с нагрузки снимается повторителем напряжения на ОУ 140УД8А с входным сопротивлением порядка 50 Мом и подается на полосовой усилитель. Центральная частота настройки усилителя равна 360 Гц при полосе 10 Гц на уровне 3 дБ. Усилитель обеспечивает подавление частотных компонент входного сигнала на частотах 360 – 10 Гц не менее 20 дБ. Он выполнен на операционном усилителе 140УД8Б, который охвачен обратной связью в виде двойного Т-моста. При этом возможна подстройка центральной частоты и коэффициента усиления усилителя. Сигнал с выхода полосового усилителя подается на синхронный детектор, опорный сигнал на второй вход которого формируется специальной схемой. Она включает в себя фотодатчик, который с точностью до фазы отслеживает частоту снимаемого с измерительной пластины сигнала, и фазосдвигающую схему, аналогичную схеме полосового усилителя. В синхронном детекторе, выполненном на аналоговом перемножителе 525ПС2А, сигналы перемножаются. При этом выделяется огибающая информационной составляющей, которая фильтруется в НЧ-фильтре с частотой среза 5 Гц. Такая обработка позволяет не только наилучшим способом подавить помехи, но и определить знак сигнала (направление поля). Затем через буферный усилитель на ОУ 157УД1 сигнал выводится к устройству регистрации (компьютер).

В процессе данных исследований созданы, проградуированы и прошли испытания на экспериментальном полигоне флюксометры с загерметизированной (рис. 4.1, а) и с незагерметизированной (рис. 4.1, б) электронной частью. Разработанная конструкция всепогодного флюксометра внедрена в практику мониторинга вертикальной составляющей электрического поля приземного слоя атмосферы в сети разнесенных в пространстве станций (полигон ВлГУ, станция в ВлГУ, станция в ГГО НИЦ ДЗА, станция на оз. Байкал). Основные характеристики приборов: чувствительность – 0,2 В/м/мВ; реальная рабочая полоса частот устройства – 4,5 Гц; неравномерность коэффициента передачи в полосе частот – 0,5 дБ; подавление сетевой помехи на частоте 50 Гц – не менее 40 дБ.

Описанные приемные каналы экспериментального полигона служат основной экспериментальной базой проводимых исследований взаимосвязи электрических полей приземного слоя атмосферы с приливными эффектами.

4.2. Структура приемно-регистрирующих комплексов, разнесенных в пространстве

Экспериментальные работы осуществляются на уникальном загородном полигоне ВлГУ, расположенном в 50 км от г. Владимира на территории 4 га и служащим для непрерывных синхронных регистраций электрического и магнитного полей в диапазоне (0,00001 – 100 Гц). Комплекс приемных антенн включает в себя антенны наземного типа, подземного и подводного типа, магнитные антенны (феррозондовые магнитометры; рис. 4.1, в), флюксометры для измерения электростатического поля в приземном слое, систему графитовых электродов, метеокомплекс (рис. 4.1, з) [292 – 303].

Для проведения исследований электрического поля в приземном слое атмосферы в 1997 г. на экспериментальном полигоне ВлГУ была создана станция многоканальной синхронной регистрации, отслеживания, хранения и обработки информации по электромагнитному полю приземного слоя атмосферы с тестированием и калибровкой аппаратуры с помощью ЭВМ. Система предназначена для автоматического сбора информации с датчиков и их калибровки (рис. 4.1, д). Система обеспечивает синхронное преобразование входного сигнала, цифровую фильтрацию помех, аналого-цифровое преобразование сигналов с приемных каналов, помехозащищенную посылку данных в центральный пульт сбора, управляемую программно (в цифровом коде) генерацию стабильного низкочастотного сигнала для калибровки датчиков, а также отсчетов точного времени при помощи термостатированного генератора и синхронизацию моментов измерений с текущим временем. Система рассчитана на передачу данных в ЭВМ через стандартный последовательный порт (на рис. 4.2 представлены фото оконечного пункта системы регистрации). На рис. 4.3 приведена структурная схема приемно-регистрирующего комплекса.



Рис. 4.1, а. Электростатический флюксометр с загерметизированной электронной частью



Рис. 4.1, б. Электростатический флюксометр с экраном



Рис. 4.1, в. Феррозондовый магнитометр

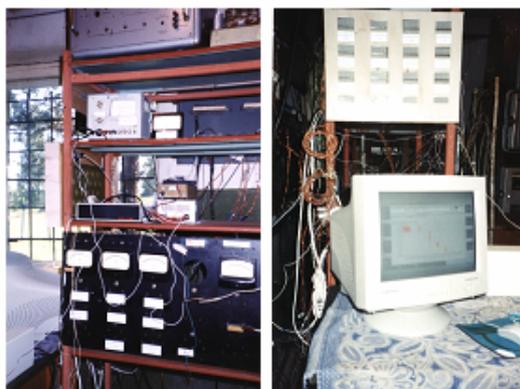


Рис. 4.1, г. Цифровая метеостанция на твердотельных датчиках



Рис. 4.1, д. Датчик радиационного фона

**Система регистрации
экспериментального полигона**



**Система регистрации
в радиофизическом корпусе ВлГУ**



**Зимний вариант системы
регистрации**

**Приемно-регистрационный комплекс в ГГО
НИЦ ДЗА**



**Элементы системы регистрации:
1 – синхронизирующий генератор;
2 – контроллер; 3 – приемник GPS;
4 – метеостанция на твердотельных
датчиках; 5 – блок АЦП**

**Приемно-регистрационный комплекс на оз.
Байкал, п. Листвянка**



**Рис. 4.2. Система мониторинга электрического поля приземного слоя атмосферы
в сети разнесенных в пространстве станций**

Экспериментальный полигон
Атмосферное электричество

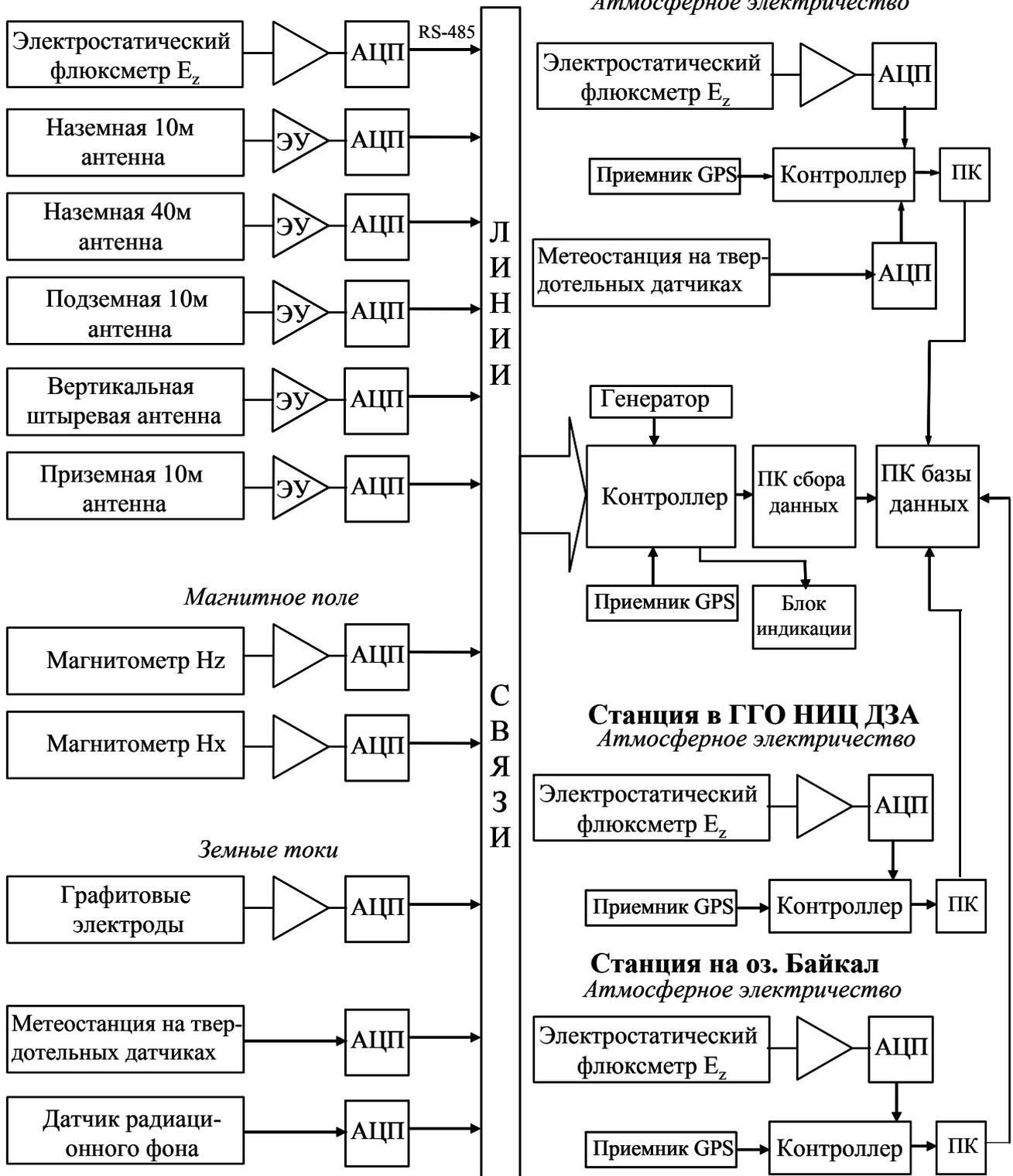


Рис. 4.3. Функциональная схема системы регистрации

Отличительными особенностями системы является аналого-цифровое преобразование сигналов непосредственно в месте их получения и использование для связи надежной помехозащищенной цифровой сети на основе промышленного интерфейса RS-485. Высокая надежность и помехозащищенность линии связи обеспечивается дифференциальной передачей сигналов и применением для проверки достоверности информации контрольной суммы CRC-16. Информация со всех источников поступает в центральный контроллер. Основные функции, выполняемые контроллером, – поддержание точного счета реального времени, синхронизация выборок АЦП, упаковка и пересылка накапливаемой информации в компьютер для архивирования и в блок индикации для отображения. Разработан и включен в приемную систему опорный генератор для синхронизации работы приемного комплекса со стабильностью 10^{-8} с. Для контроля информации разработан цифровой блок индикации.

Созданы, протестированы и включены в работу приемного комплекса электрометрические усилители на базе твердотельного буфер-усилителя AD549JH (см. рис. 4.2).

В 2003 г. впервые была осуществлена точная привязка результатов измерений к всемирному времени (UTC) при помощи системы GPS. Система GPS предназначена для точного определения координат на местности.

Выполнение этой задачи требует точной временной синхронизации приемников GPS-сигнала. Система GPS состоит из 24 спутников, каждый из которых имеет на борту высокостабильные атомные (рубидиевые) часы. Спутниковые часы синхронизируются на каждом витке с цезиевым стандартом времени Agilent 5071A, установленным в Морской обсерватории США и являющимся также одним из хранителей единого времени (UTC).

Приемник GPS, получая сигнал одновременно с пяти-шести спутников, определяет свое местонахождение, а также непрерывно синхронизирует свои внутренние часы с единым временем. В настоящее время система GPS рассматривается как основа для всемирного распространения единого времени. Теоретическая максимальная точность привязки к единому времени с использованием GPS составляет 40 нс. Однако, такая точность требует применения дорогого прецизионного

оборудования, содержащего собственный атомный стандарт частоты. Дешевые приемники с термостатированным кварцевым стандартном частоты позволяют получить привязку с точностью не хуже 500 нс, что достаточно в нашем случае. Для использования в системе сбора данных приобретен GPS приемник eTrex фирмы Garmin, имеющий цифровой интерфейс и сообщаящий время (при условии видимости не менее 4 спутников) с точностью не менее 0,5 мкс и дискретностью 0,01 с., который используется в качестве основного датчика точного времени (см. рис. 4.2).

Разработана программа автоматического сбора данных, предназначенная для приема информации из специализированного контроллера через последовательный порт типа RS-232 и сохранения ее на диск. Программа автоматического сбора данных предназначена для приема информации от регистрирующих датчиков и сохранения ее на диск. Информация поступает из специализированного контроллера, опрашивающего АЦП датчиков и подключенного к ЭВМ через последовательный порт типа RS-232.

Для повышения надежности работы запись производится не постоянно, а квантовано, через равные промежутки времени (интервал составляет 2 мин). Кроме того, предусмотрено восстановление целостности информации после сбоя (например, из-за пропадания питания): промежутков, в течение которого не производилась запись, заполняется средним значением сигнала. В процессе работы на экране отображаются графики каналов, количество и параметры которых задаются пользователем. Возможны три вида каналов: базовые, ассоциированные с одним из физических каналов измерения по формуле $y = kx + b$; суммирующие, рассчитываемые на основании базовых по формуле линейной комбинации $y_c = k_0 + k_1 y_1 + \dots + k_n y_n$; перемножающие, также рассчитываемые на основании базовых – $y_n = y_1 y_2 \dots y_n$. Всего можно создать до 256 каналов. Для каждого канала задаются: уникальный идентификатор файла, имя канала, единицы измерения, коэффициенты формулы (если есть) и признаки сохранения на диск и отображения на экране. Создавать, удалять каналы, а также изменять их настройки можно в процессе регистрации, не останавливая работу. Перед началом регистрации требуется ввести специальную информацию о логическом подключении АЦП к контроллеру, которая переда-

ется при инициализации системы, а также директорий, куда будет производиться сохранение данных. Раз в секунду из контроллера поступает посылка данных, содержащая точное время и результаты измерения. Программа помнит последнее время каждой посылки и в случае, если какая-либо посылка не принята (разрыв между посылками составляет более 1 с), формирует разрыв данных. Такая ситуация возможна при помехах в линии связи с ЭВМ или сбоях питания контроллера. В последнем случае первый опрос GPS-приемника производится не раньше, чем через 2 с.

Данные сохраняются на диск файлами отдельно по каналам: каждый канал записывается в свой файл, начинающийся уникальным идентификатором. Кроме того, ведется разделение записи по суткам: каждые сутки формируются свой набор файлов каналов. Внутри файла данные идут непрерывно через 1 с. Изменение параметров каналов, а также возможные временные разрывы реализуются в программе при помощи редакций каналов: при очередном изменении или разрыве текущий файл закрывается и создается новый с новыми параметрами (или новым временем начала при разрыве). Под номер редакции отведены три цифры в конце имени файла, таким образом, возможна 1000 редакций.

Такой подход оправдывает себя при малом числе изменений параметров каналов (система настраивается в начале, потом лишь вносятся некоторые коррективы) и нечастых сбоях передачи данных. Программа позволяет просматривать результаты измерений по дням. Пользователь выбирает желаемую дату, программа сканирует директории данных и находит все каналы, записанные в этот день, выводя их перечень пользователю. Оператор, выбирая тот или иной канал, может просматривать ход записи в процессе регистраций. Для уменьшения вероятности сбоя регистрации по вине оператора (при неверных введенных значениях) было решено реализовать простую защиту паролем, которая блокирует изменение ряда важных параметров каналов, если пароль не введен. Также для повышения надежности работы прием данных из контроллера, интерфейс и сохранение данных, а также восстановление данных после сбоя реализованы в виде 3-программных потоков, из которых поток интерфейса и сохранения родительский, а остальные дочерние. Для мониторинга состояния про-

граммы и системы в целом в процессе работы ведется лог-файл, куда записываются все, требующие внимания, события (сбои питания, переход на таймер ЭВМ и обратно на GPS, возможные сбои и внутренние ошибки программы и др.).

Запущена метеостанция с цифровым каналом передачи информации, обеспечивающая полную интеграцию с приемно-регистрирующим комплексом. В качестве первичных преобразователей применены датчики температуры: LM335 фирмы National Semiconductor (погрешность +0,5 °С); давления: MPX4115AP фирмы Motorola (погрешность +0,75 %); влажности: HIH3610-004 фирмы Honeywell (погрешность +2 %) (см. рис. 4.2).

Многоканальный мониторинг осуществляется с 1997 г. на экспериментальном полигоне и с 2003 г. параллельно на созданной станции в ВлГУ и станции в ГГО НИЦ ДЗА, оснащенные аппаратурой, созданной в ходе данных исследований.

На созданной в 2003 г. станции в радиофизическом корпусе ВлГУ непрерывные регистрации осуществляются следующими каналами: канал 1 – электростатический флюксметр; канал 2 – феррозондовый магнитометр, Н-компонента; канал 3 – датчик температуры; канал 4 – датчик давления; канал 5 – датчик влажности (рис. 4.3).

Приемно-регистрирующий комплекс 2004 – 2006 гг. на экспериментальном полигоне включает следующие приемные каналы:

- канал 1 – наземная 10-метровая антенна, усилитель AD549JH;
- « 2 – наземная 40-метровая антенна, усилитель AD549JH;
- « 3 – подземная 10-метровая антенна, усилитель AD549JH;
- « 4 – электростатический флюксметр;
- « 5 – электростатический флюксметр;
- « 6 – феррозондовый магнитометр, D-компонента;
- « 7 – графитовые электроды с базой 150 метров, В7-26;
- « 8 – датчик температуры;
- « 9 – датчик давления;
- « 10 – датчик влажности;
- « 11 – датчик скорости ветра;
- « 12 – датчик радиационного фона ДРГЗ-02.
- « 14 – приземная 10-метровая антенна, усилитель AD549JH.
- « 15 – вертикальная штыревая антенна.

В 2004 г. запущен новый приемно-регистрирующий комплекс на базе ГГО НИЦ ДЗА (г. Санкт-Петербург), оснащенный приемно-регистрирующей аппаратурой, созданной в ходе выполнения данного проекта: электростатический флюксметр, 16-битный аналого-цифровой преобразователь, специализированный контроллер. С 2004 г. комплекс в ГГО НИЦ ДЗА работает в непрерывном режиме, синхронно с комплексами ВЛГУ и экспериментального полигона (см. рис. 4.2.). Приемно-регистрирующий комплекс 2004 г. в радиофизическом корпусе ВЛГУ (на расстоянии 50 км от полигона) (см. рис. 4.2):

канал 1 – электростатический флюксметр;

- « 2 – феррозондовый магнитометр, Н-компонента;
- « 3 – датчик температуры;
- « 4 – датчик давления;
- « 5 – датчик влажности.

Система регистрации станции ВЛГУ включает в себя электростатический флюксметр, феррозондовую магнитную антенну, два 16-битных аналого-цифровых преобразователя и цифровую метеостанцию, идентичную применяющейся на полигоне и содержащей датчики температуры, давления и влажности. Сигнал с усилителей, а также с прочих первичных преобразователей (магнитные антенны, измеритель радиационного фона и т.п.) поступает на аналого-цифровой преобразователь, работающий по принципу уравнивания заряда и обеспечивающий 100 преобразований в секунду с точностью 0,05 % и разрешающей способностью 16 бит. Перед каждым измерением производится автоматическая калибровка преобразователя. Операции измерения, калибровки и пересылки данных выполняются под управлением встроенного в каждый блок АЦП микроконтроллера. Пересылка данных производится через цифровой интерфейс RS-485, позволяющий пересылать пакеты цифровой информации в полудуплексном режиме на расстояние до 1200 м со скоростью до 250 кБод. Каждая линия интерфейса гальванически развязана как со стороны передатчика, так и со стороны приемника при помощи быстродействующих оптронов, что исключает влияние электромагнитных помех в длинной линии связи на входные аналоговые цепи и защищает дорогостоящую аппаратуру от выхода из строя при попадании на линию связи значительных электрических потенциалов. Информация со всех источников посту-

пает в центральный контроллер. С 2003 г. на станциях осуществлена точная привязка результатов измерений приемных каналов к всемирному времени (UTC) при помощи спутникового приемника GPS.

4.3. Методика измерения и восстановления абсолютных значений E_z в приземном слое атмосферы

Надежное функционирование измерительного комплекса и достоверность полученных результатов могут быть обеспечены лишь при периодическом контроле работоспособности и калибровке по электрическому полю.

Методы измерения напряженности электрического поля в широком частотном диапазоне разработаны достаточно хорошо [289,290,304,305]. В связи с постоянно развивающимися потребностями в исследовании электрических полей приземного слоя атмосферы возникает необходимость проведения количественных оценок их уровней.

На рис. 4.4, *а* представлен конденсатор, созданный для предварительной градуировки электростатического флюксметра. На пластины подается напряжение от источника постоянного напряжения, которое изменяется в пределах от 0 до ± 200 В. При этом в конденсаторе создается электрическое поле, напряженность которого изменяется от 0 до 800 В/м. При изменении напряжения фиксировались показания флюксметра с помощью вольтметра. Полученная амплитудная (градуировочная) характеристика прибора приведена на рис. 4.4, *б*. Выходное напряжение флюксметра линейно зависит от напряженности электрического поля. Для удобства измерений реальных физических величин характеристика путем регулировок смещена по оси абсцисс на 1,5 В. Чувствительность устройства равна 0,2 В/м/мВ. Для снятия частотной характеристики на пластины конденсатора подавалось 100 В постоянного напряжения плюс переменное напряжение с амплитудой 30 В, изменявшееся по частоте от 0 до 100 Гц. С изменением частоты фиксировались показания флюксметра. Полученная нормированная частотная характеристика прибора приведена на рис. 4.4, *в*. Реальная рабочая полоса частот устройства равна 4,5 Гц. Неравномерность коэффициента передачи в полосе частот – 0,5 дБ, подавление сетевой помехи на частоте 50 Гц – не менее 40 дБ. С 2004 г. калибровка элек-

тростатических флюксометров осуществляется в электростатической камере сертифицированного калибратора КНЭП-1, разработанного в ГГО НИЦ ДЗА (рис. 4.4, *з*).

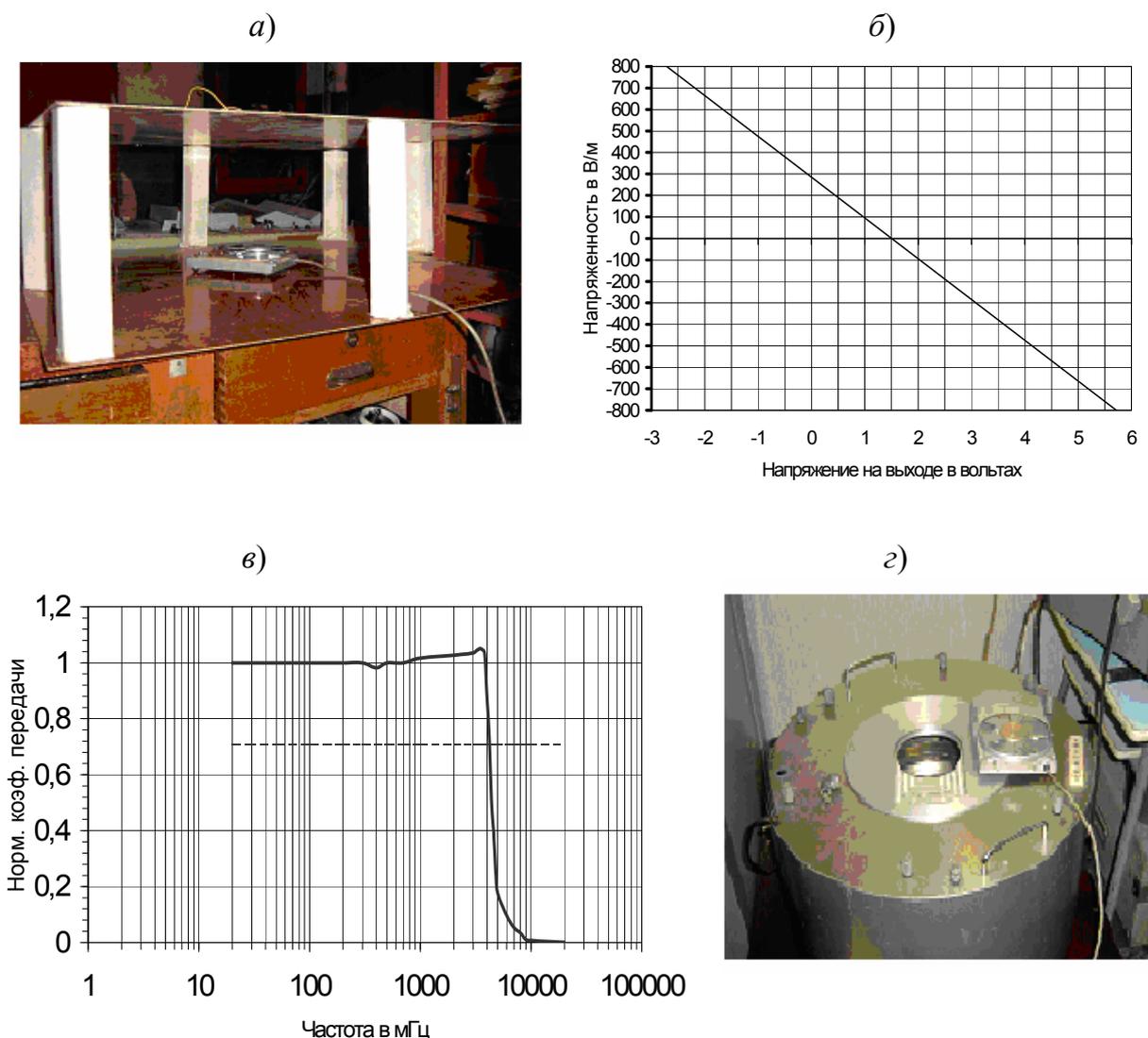


Рис. 4.4. Градуировка электростатических флюксометров: *а* – наладка и предварительная градуировка электростатического флюксометра; *б* – градуировочная характеристика флюксометра; *в* – экспериментальная частотная характеристика флюксометра; *г* – градуировка флюксометра в электростатической камере калибратора КНЭП-1, ГГО НИЦ ДЗА

4.4. Выводы

1. Использование широких возможностей экспериментального полигона ВлГУ, представляющего собой многоканальный приемный комплекс наземного и подземного типов антенн, разнесенного в простран-

стве на десятки и сотни метров и служащего для регистрации электромагнитных полей приземного слоя атмосферы, является важным в решении основных задач данной работы.

2. Для обеспечения проводимых исследований электрического поля приземного слоя атмосферы была разработана и создана система трех приемно-регистрирующих комплексов E_z . Создана система многоканального мониторинга, отслеживания, хранения и обработки информации по электрическому полю с метеоданными в приземном слое атмосферы в сети разнесенных в пространстве станций: станция на экспериментальном полигоне ВлГУ; станция в радиофизическом корпусе ВлГУ; станция в ГГО НИЦ ДЗА. При разнесенном приеме удастся накопить полезный сигнал и ослабить действие местных помех после корреляционной обработки результатов регистраций по отдельным каналам.

3. На экспериментальном полигоне ВлГУ создана станция многоканальной синхронной регистрации, отслеживания, хранения и обработки информации по электромагнитному полю приземного слоя атмосферы с тестированием и калибровкой аппаратуры с помощью ЭВМ. Система предназначена для автоматического сбора информации с датчиков и их калибровки. Система обеспечивает синхронное преобразование входного сигнала, цифровую фильтрацию помех, аналого-цифровое преобразование сигналов с приемных каналов, помехозащищенную посылку данных в центральный пульт сбора, управляемую программно (в цифровом коде) генерацию стабильного низкочастотного сигнала для калибровки датчиков, а также отсчетов точного времени при помощи термостатированного генератора и синхронизацию моментов измерений с текущим временем. Система рассчитана на передачу данных в ЭВМ через стандартный последовательный порт.

4. Разработан электростатический флюксметр, отличающийся простотой и надежностью работы, с эксплуатационными характеристиками, позволяющими использовать его как в экспедиционных, так и в стационарных условиях. Изготовлена серия таких приборов. В процессе данных исследований созданы, проградуированы и прошли испытания на экспериментальном полигоне флюксметры с загерметизированной электронной частью. Основные характеристики приборов:

чувствительность – 0,2 В/м/мВ; реальная рабочая полоса частот устройства – 4,5 Гц; неравномерность коэффициента передачи в полосе частот – 0,5 дБ; подавление сетевой помехи на частоте 50 Гц – не менее 40 дБ.

5. Разработана система тестирования и калибровки измерительного комплекса, позволяющая оперативно в процессе регистраций осуществлять контроль работоспособности приемной аппаратуры и каналов связи.

Контрольные вопросы

1. Какие задачи решает постановка регулярных измерений атмосферно-электрических параметров в сети разнесенных в пространстве станций?

2. Опишите структурную схему системы мониторинга атмосферных электрических полей физического экспериментального полигона ВлГУ.

3. Каков принцип работы электростатических флюксометров?

4. Для чего необходима система тестирования и калибровки приемно-регистрирующей аппаратуры?

5. В чем заключаются особенности системы калибровки электростатических флюксометров?

6. Каковы преимущества разнесенного в пространстве приема электрических полей?

7. С какой целью в систему мониторинга включен GPS-приемник?

8. Какие задачи решает программное обеспечение процесса мониторинга?

Библиографический список

265. Грунская, Л. В. Об измерении разности потенциалов в проводящих средах / Л. В. Грунская, В. П. Терещенков // Вопросы низкотемпературной плазмы : Межвуз. сб. науч. тр. – Рязань, 1978. – С. 52 – 54.

266. Грунская, Л. В. Исследование помеховой обстановки под землей и под водой / Л. В. Грунская, В. Н. Кунин // Радиопомехи КНЧ диапазона и их природа : Межвуз. сб. науч. тр. – Рязань, 1976. – С. 53 – 62.

267. Грунская, Л. В. Анализ спектров электрического поля Земли при работе тепловой установки / Л. В. Грунская ; ВПИ. – Владимир, 1984. – 8 с. – Деп. в ВИНТИ 24.01.84, № 827-85.

268. Грунская, Л. В. Обострение диаграммы направленности приемной антенны с помощью кепстрального анализа / Л. В. Грунская, В. Н. Кунин, В. В. Ионов ; ВПИ. – Владимир, 1986. – 6 с. – Деп. в ВИНТИ 6.02.86, № 862-В86.

269. Грунская, Л. В. Методика обработки результатов синхронной регистрации поля КНЧ диапазона наземными и подземными каналами / Л. В. Грунская ; ВПИ. – Владимир, 1991. – 5 с. – Деп. в ВИНТИ, № 2052-В91.

270. Грунская, Л. В. Селективные свойства подземного приемного канала при регистрации грозových разрядов / Л. В. Грунская ; ВПИ. – Владимир, 1991. – 6 с. – Деп. в ВИНТИ, № 2051-В91

271. Грунская Л. В. О слабой корреляции естественных флуктуаций КНЧ поля над и под границей раздела воздух – земля / Л. В. Грунская ; ВПИ. – Владимир, 1992. – 6 с. – Деп. в ВИНТИ, № 3323-В92.

272. Грунская, Л. В. Об измерении электрического поля Земли КНЧ диапазона / Л. В. Грунская // Прием и анализ СНЧ колебаний : тез. докл. Всесоюз. конф. – Владимир, 1980. – С. 14 – 15.

273. Пат. 2078400 Российская Федерация, кл. 6 Н 04 В1/10. Способ устранения местных помех при регистрации сверхнизкочастотных сигналов / Грунская Л. В.; заявитель и патентообладатель Грунская Л. В. – № 93030230/09; заявл. 25.05.93; опубл. 27.04.97, Бюл. № 12. – 3 с.: ил.

274. А.с. 1385111 СССР, кл. 4 G 01 S 11/00, G 01 W 1/16. Устройство для измерения дальности до молниевых разрядов / Л. В. Грунская (СССР). – № 3986513/24-09 ; заявл. 02.12.85 ; опубл. 30.03.88, Бюл. № 12. – 3 с. : ил.

275. Имянитов, И. М. Приборы и методы для излучения электричества атмосферы / И. М. Имянитов. – М. : Гостехиздат, 1957. – 483 с.

276. Имянитов, И. М. Приборы для длительных измерений напряженности электрического поля атмосферы в сложных метеорологических условиях / И. М. Имянитов [и др.] // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. – 1956. – № 9. – С. 1121 – 1127.

277. Михайловская, В. В. Приборы для измерения напряженности электрического поля / В. В. Михайловская, О. М. Назаренко // Тр. ГГО, 1977. – Вып. 442. – С. 96 – 102.

278. Гордюк, В. П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы / В. П. Гордюк // Труды ГГО; Ленинград. – 1981. – Вып. 442. – С. 96 – 102.

279. Harnwell G.P., van Voorhis S.N., Electrostatic generating voltmeter. // Rev. Sci. Instrum. 4. – 1933. – С. 54.

280. Lueder H., Elektrische Registrierung von heranziehenden Gewittern und die Feinstruktur des luftelektrischen Gewitterfeldes. // Met.Z. 60. – 1943. – 340 – 51.

281. Trump J.G., Safford E.J., van de Graaff R.J., Generating voltmeter for pressure. // insulated H.V. sources, Rev. Sci. Instrum. 11.–1940.– 54– 6.

282. Waddel R.C., An electric field meter for use on aeroplanes. // Rev. Sci. Instrum. 19. – 1948. – 31 – 5.

283. Шварц, Я. М. Возможности и опыт создания электрического флюксметра вибрационного типа / Я. М. Шварц, С. И. Андреева, В. Г. Бородулина // Труды ГГО. Ленинград. – 1967. – Вып. 204. – С. 18 – 27.

284. Гапонов, М. Л. Регистрация быстрых вариаций вертикальной компоненты электрического поля у поверхности Земли / М. Л. Гапонов, В. Г. Кобзев // Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. – М. : ИЗМИРАН, 1983. – С. 142 – 145.

285. Авторское свидетельство № 623163 // СССР Б.И. № 33, 1978.

286. Авторское свидетельство № 873162 // СССР Б.И. № 38, 1981.

287. Анисимов, С. В. Измеритель напряженности электрического поля / С. В. Анисимов, Н. Н. Русаков // Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. – М. : ИЗМИРАН, 1983. – С. 9 – 10.

288. Ярошенко, А. Н. К вопросу об измерениях вертикальной составляющей геоэлектрического поля / А. Н. Ярошенко // Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. – М. : ИЗМИРАН, 1983. – С. 127 – 130.

289. Роткевич, В. Техника измерений при радиоприеме / В. Роткевич, П. Роткевич. – М. : Связь, 1969. – 496 с.

290. Кондаков, В. П. Методика градуировки приемников КНЧ диапазона / В. П. Кондаков, Л. В. Грунская // Радиопомехи КНЧ диапазона и их природа : Межвуз. сб. науч. тр. – Рязань. – 1976. – С. 24 – 26.

291. Франк-Каменецкий, А. В. Некоторые характеристики вариаций вертикальной компоненты атмосферного электрического поля по данным ст. Восток / А. В. Франк-Каменецкий // Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. – М. : ИЗМИРАН, 1983. – С. 91 – 97.

292. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующая аппаратура для исследования взаимосвязи электрического поля приземного слоя атмосферы с геофизическими процессами / Л. В. Грунская, В. А. Ефимов // Проектирование и технология электронных средств. – 2006. – № 1. – С. 69 – 74.

293. Грунская, Л. В. Мобильный приемно-регистрирующий комплекс для мониторинга электромагнитного поля приземного слоя атмосферы / Л. В. Грунская [и др.] // Проектирование и технология электронных средств. – 2005. – № 2. – С. 69 – 74.

294. Грунская, Л. В. Система многоканального синхронного мониторинга электромагнитных полей КНЧ диапазона приземного слоя / Л. В. Грунская [и др.] // Проектирование и технология электронных средств. – 2004. – Спец. вып. – С. 38 – 45.

295. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующий комплекс для изучения атмосферного электрического поля / Л. В. Грунская [и др.] // Проектирование и технология электронных средств. – 2002. – №1. – С. 44 – 48.

296. Грунская, Л. В. Мониторинг электромагнитного поля приземного слоя в УНЧ диапазоне / Л. В. Грунская, В. А. Ефимов // Физика и радиоэлектроника в медицине и экологии : тр. 6-й Междунар. науч.-техн. конф. – Владимир, 2004. – С. 219 – 222.

297. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующая система КНЧ диапазона / Л. В. Грунская [и др.] // Перспективные технологии в средствах передачи информации : тр. V Междунар. науч.-техн. конф. ПТСПИ-2003. – Владимир, 2003. – С. 196 – 199.

298. Федотов, М. Ю. Разработка цифровой метеостанции для регистрации атмосферных параметров / М. Ю. Федотов, Л. В. Грунская // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – С. 156 – 159.

299. Грунская, Л. В. Система многоканального синхронного мониторинга электромагнитных полей КНЧ диапазона приземного слоя /

Л. В. Грунская [и др.] // Труды пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир, 2003. – С. 119 – 121.

300. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующий комплекс для изучения атмосферного электрического поля / Л. В. Грунская [и др.] // Чкаловские чтения : сб. материалов четвертой Международ. науч.-техн. конф. – Егорьевск, 2002. – С. 220 – 221.

301. Грунская, Л. В. Приемно-регистрирующая система КНЧ диапазона / Л. В. Грунская // Перспективы технологии в средствах передачи информации ПТСПИ : тр. Международ. конф. – Владимир, 2003. – С. 196 – 199.

302. Грунская, Л. В. Система аналого-цифрового преобразования многоканального приемного комплекса / Л. В. Грунская, Ю. А. Апполонов // Радиоэлектроника : тез. 10-й Международ. науч.-техн. конф. – Москва, 2004. – С. 109.

303. Грунская, Л. В. Система многоканального синхронного мониторинга электромагнитных полей / Л. В. Грунская, С. В. Елисеева // Радиофизика : тез. 10-й Международ. науч.-техн. конф. – Москва, 2004. – С. 528.

304. Фрадин, А. З. Измерение параметров антенно-фидерных устройств / А. З. Фрадин, Е. В. Рыжков. – М. : Связь, 1972. – 352 с.

305. Валитов, Р. А. Радиотехнические измерения / Р. А. Валитов. – М. : Сов. радио, 1963. – 632 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования, результаты которых представлены в настоящем учебном пособии, посвящены решению одной из актуальных проблем физики Земли, связанной с исследованием взаимосвязи электрического поля в приземном слое с геофизическими процессами, конкретизации физических механизмов, реализующих это воздействие, и обоснованию перспективности использования метода корреляционного приемника в решении прикладных геофизических задач. Основные выводы, полученные в результате проведенных исследований, могут быть сформулированы следующим образом:

1. Создана система многоканального синхронного мониторинга, отслеживания, хранения и обработки информации по электрическому полю приземного слоя атмосферы с метеоданными в сети разнесенных в пространстве станций.

2. Разработана модель проникновения электрического поля, возникающего на уровне ионосферы под действием лунно-солнечных приливов, в приземный слой атмосферы с учетом конечной и бесконечной проводимости земной коры.

3. Получены каталоги спектров вблизи частот лунно-солнечных приливов с помощью корреляционного квадратурного приемника на основе регистраций электрических полей в приземном слое атмосферы на разнесенных в пространстве станциях.

4. Проведено исследование статистических характеристик вариаций электрического поля приземного слоя атмосферы с построением гистограмм распределения.

5. Получены оценки средней амплитуды и дисперсии относительной ошибки оценки на спектральных компонентах электрического поля приземного слоя атмосферы термогравитационных солнечных приливов и лунных приливов по результатам анализа электрического поля приземного слоя атмосферы с помощью корреляционного квадратурного приемника.

6. Практическая реализация результатов проведенных исследований возможна в трех основных направлениях. Во-первых, это постановка регулярных измерений атмосферно-электрических параметров и данных магнитометрии в сети разнесенных в пространстве стан-

ций с целью наземной диагностики полей различной природы и анализа их взаимосвязей. Во-вторых, намечены пути решения задачи обнаружения воздействия лунных гравитационных приливов на электрическое поле приземного слоя атмосферы. В-третьих, создание системы мониторинга электрического поля приземного слоя атмосферы в сети разнесенных в пространстве станций с достоверной оценкой степени воздействия глобальных геофизических процессов открывает на этой основе возможность проводить анализ сейсмической активности и взаимосвязь атмосферного электричества с динамикой метеопроцессов.

Учебное издание

ГРУНСКАЯ Любовь Валентиновна

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ
НА ОСНОВЕ МЕТОДА КОРРЕЛЯЦИОННОГО ПРИЁМА

Учебное пособие

Подписано в печать 29.04.10.

Формат 60x84/16. Усл. печ. л. 7,67. Тираж 70 экз.

Заказ

Издательство

Владимирский государственный университет
600000, Владимир, ул. Горького, 87.