



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Кафедра метеорологии, климатологии и охраны атмосферы

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему «Особенности атмосферно-электрического строения
тропосферы Кольского полуострова»

Исполнитель Смирнов Дмитрий Эдуардович
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент
кафедры МКОА _____
(ученая степень, ученое звание)

Кашлева Лариса Владимировна

(фамилия, имя, отчество)

**«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой**

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент

(ученая степень, ученое звание)

Сероухова Ольга Станиславовна

(фамилия, имя, отчество)

« 12 » 06 2020 г.

Санкт–Петербург
2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА I ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРЫ	6
1.1 Современное состояние исследований электрического строения атмосферы	7
1.2 Образование ионов.....	10
1.2.1 Ионосфера.....	9
1.2.2 Нижние слои атмосферы.....	14
1.3 Проводимость атмосферы.....	14
1.4 Ток проводимости атмосферы	18
1.5 Напряженность электрического поля атмосферы	18
ГЛАВА II ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ ПОЛЯРНЫХ ШИРОТ	30
ГЛАВА III ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ	40
3.1 Описание измерительных приборов атмосферно электрических характеристик	40
3.2 Анализ временной изменчивости электрических параметров атмосферы в условиях хорошей погоды.....	57
3.3 Характерные значения электрических параметров в различных метеоусловиях	58
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	62
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	64

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Атмосферное электричество имеет более чем 200-летнюю историю. Но можно утверждать, что изучение природы атмосферно-электрических явлений и процессов неизменно вызывало и продолжает вызывать живой интерес каждого, кто наблюдал проявление электрической активности в атмосфере. Несмотря на разнообразие применений, электростатические измерения не обеспечены в полной мере приборами и стандартами.

Ученые еще с древних времен начали интересоваться измерением электростатических полей в атмосфере. В частности, используя механические электроскопы, такими измерениями занимались М.В. Ломоносов и В. Рихман.

При измерениях напряженности электростатических полей в атмосфере было установлено, что она зависит не только от времени измерения (дня или ночи) или высоты над землей, а и от места, где это происходит.

Проблема измерения электростатического поля возникает в разных отраслях промышленности. Например, при использовании синтетических материалов, где может накапливаться электрический заряд, что может привести к непредсказуемым последствиям. На некоторых объектах, например на самолетах во время полета, электрические поля могут достигать опасных значений при приближении самолета к земле или к другому объекту с противоположным зарядом.

В последнее время это стало волновать и космическую отрасль из-за опасности электрических полей в местах запуска ракет. Также из-за стремительного роста числа линий электропередачи, на которых уровни передач напряжения могут достигать 1000 кВ, привели к необходимости изучения влияния низкочастотных полей как на людей, так и на окружающую среду.

Таким образом, в настоящее время исследование электрического поля атмосферы является актуальной задачей.

Целью написания выпускной квалификационной работы является

исследование электрического поля атмосферы.

При написании выпускной квалификационной работы были поставлены следующие задачи:

1. Изучить электрические параметры атмосферы;
2. Изучить особенности электромагнитного поля атмосферы земли полярных широт;
3. Собрать данные экспериментальных исследований атмосферно электрических характеристик Кольского полуострова и провести их анализ.

Объектом исследования является атмосферно-электрические процессы на Кольском полуострове.

В процессе написания ВКР были изучены, собраны и проанализированы различные источники по вопросу измерения напряженности электростатических полей в атмосфере.

Диплом состоит из введения, трех глав и заключения. В первой главе рассматриваются электрические параметры атмосферы. Во второй главе описываются особенности электромагнитного поля атмосферы земли полярных широт. В третьей главе - экспериментальные исследования напряженности электрического поля атмосферы. В заключении сформулированы основные выводы проведенного исследования.

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ

АЭП – атмосферное электрическое поле

UT – universal time

ГП – геомагнитное поле

ГПА – градиент потенциала атмосферы

E_z - вертикальная составляющая напряженности электрического поля атмосферы

ГЛАВА I ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРЫ

1.1 Современное состояние исследований электрического строения атмосферы

О существовании электрического поля в атмосфере Земли известно давно, известно так же то, что поверхностный заряд Земли, в отсутствие грозных облаков, всегда отрицателен, т.е. её поверхность несет на себе довольно значительный отрицательный заряд, в то время как верхний слой атмосферы заряжен относительно Земли положительно. Именно это определяет значение вертикальной составляющей напряженности электрического поля атмосферы, E_z . Наблюдения показали, E_z что уменьшается летом и возрастает зимой, днем значения больше их ночных значений, увеличивается в горах, но, в целом, уменьшается с высотой и т.п.

Электрическое поле обладает уникальной особенностью, которую необходимо выделить среди других. Большинство авторов считают её само собой разумеющейся. Речь идет о том, что величина E_z практически постоянна для различных регионов Земли и в различное время года $E_z = 110$ В/м. Факты, о которых речь шла выше: уменьшение величины E_z летом и ночью, и т.п., только подчеркивают эту особенность атмосферного электричества. Любая модель атмосферного электричества будет вызывать сомнение, если она не сможет найти логичное объяснение этому факту. Речь идет о наиболее интересном явлении атмосферного электричества - т.н. унитарной вариации. Явление унитарной вариации заключается в том, что величина E_z по всей Земле одновременно возрастает на 20% и достигает максимальных значений в тот момент, когда в Лондоне (*UT*-мировое время) 19 часов [17].

Общепринятое объяснение этого явления состоит в том, что именно в это время на Земле происходит максимальное количество гроз, представляется малоубедительным. Тем более что количество гроз максимально летом, а величина E летом - уменьшается. Грозы, как известно, чаще происходят ближе

к экватору, в то время как наибольшие значения E наблюдаются на широтах авроральной зоны; к полюсам и к экватору величина E убывает.

Попытки объяснить это свойство každодневым равенством количества электрических разрядов молний не выдерживают критики.

Многолетние наблюдения за распределением гроз по поверхности Земли, говорят совсем об обратном, - количество гроз (а, значит, и разрядов молний) и их расположение на Земле, меняется день ото дня, причём, иногда - на порядок.

Известна реакция гроз на солнечную активность, в частности, на вспышки. Частота гроз увеличивается на 20-70% на третьи-четвертые сутки после вспышки. Однако солнечные вспышки оказывают влияние и на атмосферное электричество. Аномально большие среднесуточные значения E , наблюдавшиеся в условиях хорошей погоды, как правило, совпадают с начальной стадией фэрбуш-понижения интенсивности космических лучей, непосредственно следующего за солнечной вспышкой. Таким образом, реакция гроз на вспышки проявляется с большим запаздыванием, чем реакция самого электрического поля [22].

Перед началом изложения следует упомянуть, что в работе приведены точки зрения различных групп учёных, которые иногда могут противоречить друг другу.

Исследования явлений атмосферного электричества были начаты Франклином, Далибаром, Ломоносовым и Рихтером в середине 18 века.

Основное внимание было сосредоточено вокруг изучения молний и гроз: эти явления природы, естественно, привлекали внимание многих ученых. Ломоносов и Лемонье, практически одновременно и независимо друг от друга, обнаружили, что электрические явления в атмосфере происходят и в отсутствие грозных облаков.

С начала 19 века интерес к изучению молний и гроз сильно уменьшился. Основное внимание исследователей было сосредоточено на изучении электрических полей хорошей погоды. В 20-х годах прошлого века Симпсон, Маучли и Свердруп обнаружили так называемую унитарную вариацию поля,

т.е. синхронные изменения напряженности поля величины E , - в целом по Земле.

Вильсон высказал предположение, что унитарная вариация атмосферного электрического поля E вызвана грозами, которые приводят к зарядению Земли и высоких слоев атмосферы зарядами разных знаков. Эти идеи были развиты Уипплом и Скрейзом, которые установили, что суточный ход поля подобен суточному ходу площади поверхности материков Земли, занятой грозами.

Так возникло представление о том, что электричество ясных дней связано с грозовой деятельностью облаков, т.е. с тем фактором, который в исследованиях поля «хорошей погоды», - исключался как аномальный. На континентах унитарная вариация вообще не наблюдалась. Это обстоятельство связывалось с тем, что возможной причиной её отсутствия могло быть, например, влияние хорошей проводимости поверхности Земли (т.н. электродный эффект), либо наличие горизонтальных неоднородностей земной поверхности, либо - неравномерное распределение электрических зарядов по высоте и т.п. Возникла ситуация, при которой наблюдаемые противоречия полностью заслонили ясность представления о природе атмосферного электричества [11].

Один из основных исследователей в области атмосферного электричества Х. Израэль в 1939 г. отметил, что выход из создавшегося тупика можно найти, перестроив способы регистрации величины E , проведя непрерывные наземные измерения в течение, по крайней мере, 50 лет. За время, прошедшее с тех пор, в мире созданы приборы и организована сеть наземных станций.

Несмотря на некоторый прогресс в техническом плане, проблема атмосферного электричества в понимании физики этого явления, по большому счету, далеко не продвинулась. Изучение атмосферного электричества показало взаимосвязь его с другими, в частности, атмосферными процессами.

Так, например, В.И. Герасименко [2] приводит высказывание знаменитого английского физика Томсона (Лорда Кельвина) о том, что в будущем предсказание погоды будет осуществляться посредством

электрометра. Это будущее еще не наступило, но предвидению классика (как будет следовать из нашей модели взаимосвязи атмосферы и электричества), нельзя не удивляться. Известны многие другие, не всегда явные и далеко не всегда ясные взаимосвязи электрического поля с такими геофизическими параметрами как сейсмичность, вулканизм, явления в ионосфере и магнитосфере и пр.

В последнее время интерес к проблеме изучения электрического поля значительно уменьшился, книг и статей по атмосферному электричеству встречается всё меньше и меньше, и поэтому имеет смысл, напомнить некоторые идеи и наиболее достоверные экспериментальные факты, имеющие отношение к обсуждаемой теме. Удивительно то, что ослабление интереса к атмосферному электричеству происходит на фоне настоящего бума, связанного с недавно обнаруженным физиками явлением образования светящихся электрических разрядов между верхней частью грозового облака и ионосферой - т.н. спрайтов и синих струй (sprite, bluejet). Шаровая молния, несомненно, имеющая непосредственное отношение к атмосферному электричеству, - до сих пор возбуждает интерес исследователей. Возможно, ключом к пониманию физики таких феноменов как, шаровая молния, спрайты, унитарная вариация и прочие явления, присущие атмосферному электричеству, может быть генерация некоторой общей физически непротиворечивой идеи, охватывающей все стороны явления с единой позиции.

1.2 Образование ионов

1.2.1 Ионосфера

Ионосфера Земли

Ионосферой называют сильно ионизированный вследствие воздействия космического излучения слой атмосферы Земли. Он не имеет чётких границ, и вообще, является частью других атмосферных слоёв. Можно сказать, что ионосфера находится на высотах 60-1000 км, потому что именно на таких

высотах и имеется ионизированный воздух. Однако, большая часть её находится в термосфере (около 80%).

В зависимости от силы воздействия солнечного излучения на атмосферный слой, а также его характеристик, воздух ионизируется по-разному. Так, бывает он слабо ионизированным, сильно ионизированным, ну и средне ионизированным. Из-за этого факта выделяют 3 слоя ионосферы.

Слой D.

Обладает слабой ионизацией воздуха, а в ночное время и вовсе не существенным, поскольку ночью степень ионизация сильно снижается. Находится на высотах 60-90 км над уровнем моря.

Слой E.

Простирается от 90 км до 120-130 км. Наблюдается в нём средняя по силе ионизация, и также в ночное время её степень заметно понижается. Его также называют слоем Кеннелли — Хевисайда, поскольку они работали над его изучением и первыми добились заметных результатов в этом.

Слой F.

Простирается от 130 км до верхней границы ионосферы (примерно 1000 км). Воздух в нём является сильно ионизированным.

Различные слои ионосферы имеют различную плотность заряженных частиц. Это определяет их способность к отражению радиоволн. Так, благодаря наличию слоя F, возможно передавать на большие расстояния радиосигналы коротковолнового диапазона. Вероятно, именно поэтому за открытие слоя F сэру Эплтону (английский физик) была присуждена нобелевская премия в 1974 году [8].

Процесс, приводящий к потерям электронов, заключается в рекомбинации отрицательно заряженных ионов, которые возникают благодаря прилипанию электронов к нейтральных частиц NO_2 , O_3 , O_2 и O , с положительно заряженными.

Наиболее распространенный ион в диапазоне высот 130-260 км - это ион N_2^+ .

Он может рекомбинировать с электроном, но чаще вступает в реакцию с O , что приводит к образованию иона $+ NO$. Вообще говоря, ниже 500 км основными оказываются ионы $+ O$, $+ NO$ и $2+ O$.

В равновесных условиях образования и потери электронов в некоторой точке в зонах D и E должны компенсировать друг друга. В этих зонах длина свободного пробега мала. На высоте 100 км, например, она имеет значение ~ 8 см.

При росте высоты средний свободный пробег увеличивается и достигает около 200 м на высоте 200 км и 2 км на высоте 300 км. Итак, выше 250 км ионы проходят большой путь за время жизни и стремятся к диффузному равновесию.

Во внешней ионосфере выше максимума в слое F2 электронная концентрация монотонно уменьшается с ростом высоты. Основным положительным ионом до высоты ~ 100 км является ион $+ O$, а выше, до внешних границ ионосферы, - ион H^+ .

В некоторых случаях в диапазоне высот 1000-3000 км значительной составляющей могут быть ионы гелия He^+ .

Основными параметрами, определяющими характеристику внешней ионосферы, является, во-первых, средняя длина свободного пробега частиц и, во-вторых, геомагнитное поле. Средняя длина свободного пробега велика. Она обуславливает большие коэффициенты переноса, например, коэффициенты проводимости и теплопроводности. Геомагнитное поле образует силовую анизотропию локальных характеристик плазмы, а также обуславливает характерные особенности распределения заряженных частиц [15].

Геомагнитное поле играет также важную роль в определении внешней границы земной ионосферы. Эта внешняя ионосферная зона называется магнитосферой.

Основное ГП на расстоянии в несколько земных радиусов отличается от дипольного. На него оказывают влияние потоки заряженных частиц, захваченных на магнитных силовых линиях, а также ведущая плазма солнечного ветра на внешней стороне магнитосферы.

Солнечным ветром называют поток заряженных частиц (электронов и протонов) от Солнца с энергиями в диапазоне от 10 эВ до 1 кэВ. То есть, это плазма с высокой электропроводностью. Эта плазма сильно взаимодействует с геомагнитным полем, и определяет внешнюю границу магнитосферы, которую называют магнитопаузой.

На внешней стороне за магнитопаузой, то есть на дневной стороне, возникает ударный фронт, где сверхзвуковой поток заряженных частиц встречает препятствие и замедляется [30].

На дневной стороне магнитопаузы расположена на расстоянии $10 R$ (Земных радиусов). На ночной стороне магнитное поле распространяется в виде длинного хвоста, который извлекается до орбиты Луны на $60 R$, или еще дальше. В нем существует зона с увеличенной плотностью плазмы, а также тонкий нейтральный слой, в котором магнитное поле очень мало и направление его меняется на противоположное.

Процесс выброса солнечной энергии приводит к тому, что в ионосфере мы наблюдаем видимое свечение, так называемое полярное сияние.



Рисунок 1.1 – Полярное сияние с. Ловозеро



Рисунок 1.2 – Полярное сияние с. Ловозеро



Рисунок 1.3 – Полярное сияние с. Ловозеро



Рисунок 1.4 – Полярное сияние с. Ловозеро

1.2.2 Нижние слои атмосферы

Образованию ионов в атмосфере способствуют различные процессы. Из всех многочисленных известных ионизаторов главнейшими для нижних слоев атмосферы являются излучения радиоактивных веществ, содержащихся в земной коре и атмосфере, а также космические лучи. Ультрафиолетовые лучи Солнца в области тех длин волн, которые проникают в нижнюю стратосферу и тропосферу, никакой роли в ионизации этих слоев атмосферы не играют. Их действие может проявиться только в фотоэлектрическом эффекте, но этот эффект в естественных условиях настолько мал, что им практически можно пренебречь.

Интенсивность действия какого-либо ионизатора в атмосфере оценивается числом пар ионов, образующихся в 1 с в 1 м³ воздуха при стандартных условиях давления и температуры. Эта единица обозначается через *I*.

У земной поверхности интенсивность ионообразования под действием космических лучей наименьшая у экватора; с увеличением широты она

возрастает до широты 40° , после чего при дальнейшем увеличении широты остается неизменной.

В среднем интенсивность ионообразования у поверхности земли составляет 10^7 пар ионов. При этом 20 % этой величины обусловлено космическими лучами, 35 % - радиоактивностью почвы, а 45 % - радиоактивностью воздуха.

Общее число пар ионов, образующихся в атмосфере под действием радиоактивных излучений, над океаном вдали от берегов можно принять близким к нулю. Над сушей у земной поверхности I различно в разных местах.

Проникая в атмосферу, первичные космические частицы вступают во взаимодействие с атомами составляющих ее газов и дают начало большому числу новых весьма разнообразных частиц (электронов, позитронов, фотонов, мезонов и т.д.), которые в свою очередь взаимодействуют как между собой, так и с газами атмосферы. В результате поток космических лучей у земной поверхности, доступной нашему наблюдению, оказывается весьма сложным и отличным по составу от потока первичного излучения, вступившего в атмосферу. Интенсивность космических лучей почти неизменна во времени [29].

Естественно, что в районах с повышенной радиоактивностью (минеральные радиоактивные источники, месторождения радиоактивных элементов и т. п.) радиоактивность атмосферы, а в связи с этим и ее ионизация будет сильнее.

1.3 Проводимость атмосферы

Наличие ионов в атмосфере определяет ее проводящую способность, или проводимость. То есть ионы движутся в электрическом поле напряженностью E со скоростью kE , и так как каждый ион имеет заряд, равный e , то при концентрации ионов, равной n м^{-3} , через каждый 1 м^2 поверхности, перпендикулярной к направлению поля E , в единицу времени будет

переноситься в одну сторону заряд, равный $i_+ = n_+k_+eE$, и в обратную сторону заряд $i_- = n_-k_-eE$.

Сумма их, равная

$$i = i_+ + i_- = (n_+k_+ + n_-k_-)eE \quad (1.1)$$

дает плотность тока проводимости, при этом произведения:

$$\lambda_+ = n_+k_+e \text{ и } \lambda_- = n_-k_-e \quad (1.2)$$

представляют собой так называемые полярные проводимости, а сумма полярных проводимостей дает суммарную проводимость:

$$\lambda = \lambda_+ + \lambda_-. \quad (1.3)$$

При наличии в атмосфере ионов и других заряженных частиц величина суммарного заряда каждого знака на всех частичках, содержащихся в некотором объеме, может оказаться неодинаковой. Тогда можно найти заряд данного объема и плотность объемного заряда ρ ; под последним понимают величину избыточного заряда, отнесенного к единице объема (см^3 или м^3). Объемные заряды играют очень большую роль во всех атмосферно-электрических явлениях.

Проводимость атмосферы зависит не только от числа ионов, но также в значительно большей мере от их подвижности. Поэтому периодические изменения проводимости атмосферы примерно сходны с изменением числа легких ионов, но не вполне идентичны им. В годовом ходе, который сильно зависит от местных условий, в большинстве пунктов средних широт проводимость атмосферы в теплую половину года больше, чем в холодную. Что касается суточного хода проводимости, то в большинстве мест средних широт Северного полушария наблюдается суточный ход, характеризуемый максимумом в ранние утренние часы (который резче выражен летом) и минимумом в вечерние часы. Этот суточный ход характерен для большинства мест [10].

1.4 Ток проводимости атмосферы

Ток проводимости атмосферы [3] - вертикальный электрический ток в атмосфере, обусловленный движением ионов по силовым линиям электрического поля: положительных ионов — к земной поверхности, отрицательных — от земной поверхности.

Средняя плотность тока проводимости может быть вычислена по формуле:

$$i = \lambda \frac{dV}{dh}, \quad i = \lambda E, \quad (1.4)$$

где λ и dV/dh — средние значения проводимости и градиента потенциала.

Численное значение равно $2,9 \cdot 10^{-16}$ А/см².

Суммарный ток проводимости из атмосферы на всю земную поверхность порядка 1500 А.

1.5 Напряженность электрического поля атмосферы

Поле, созданное неподвижными и неизменными во времени электрическими зарядами называется электростатическим.

Электростатическое поле является видом материи, связанной с электрическими зарядами и передает действия зарядов друг на друга.

В каждой точке системы заряженных тел существует силовое электрическое поле. Его определяют силой, действующей на пробный точечный заряд, помещенный в это поле. Пробный заряд должен быть ничтожно малым, чтобы не повлиять на характеристику электростатического поля.

Основной характеристикой электростатического поля является

напряженность

Напряженность электрического поля - силовая характеристика электростатического поля, которая определяется отношением силы F , действующей на положительный точечный заряд q , помещенный в данную точку поля к величине этого заряда.

Все процессы в облаках проходят при постоянном взаимодействии облачного воздуха с окружающим воздухом. Что касается электричества атмосферы, то оно является фоном для электрических процессов в облаках. Но вместе с тем, электричество облаков в значительной степени формирует электричество атмосферы [20].

Сначала рассмотрим электрическое поле в отсутствии облаков, осадков и других атмосферных явлений, которые приводят к возмущению электрических характеристик.

Одной из основных характеристик электрического поля, как уже упоминалось, является напряженность поля E . В случае электростатического поля, напряженность, таким образом, зависит от потенциала U :

$$\vec{E} = -grad\vec{U}, \quad (1.5)$$

Если разложить векторы на составляющие, получаем:

$$\begin{cases} E_x = -\frac{\partial U}{\partial x} \\ E_y = -\frac{\partial U}{\partial y}, \\ E_z = -\frac{\partial U}{\partial z} \end{cases} \quad (1.6)$$

Напряженность электрического поля имеет направление, перпендикулярное эквипотенциальным поверхностям $U(x, y, z) = const$, в сторону отрицательного заряда.

Поскольку земная поверхность в среднем имеет отрицательный заряд, а атмосфера - положительный, напряженность электрического поля (или просто электрическое поле) имеет направление сверху вниз. Это направление

электрического поля принято считать нормальным, а вертикальную составляющую градиента потенциала - положительной.

У поверхности Земли градиент потенциала составляет в среднем 110-130 В / м .

Напряженность имеет связь с плотностью объемного заряда ρ_Q , который можно рассчитать с помощью уравнения Пуассона:

$$\operatorname{div} \vec{E} = \frac{\rho_q}{\varepsilon \varepsilon_{\varepsilon 0}}, \quad (1.7)$$

или

$$\frac{\partial E_x}{\partial x} + \frac{\partial E_y}{\partial y} + \frac{\partial E_z}{\partial z} = \frac{\rho_q}{\varepsilon \varepsilon_{\varepsilon 0}}, \quad (1.8)$$

где $\varepsilon_{\varepsilon 0}$ - электрическая постоянная,

ε – диэлектрическая проницаемость (для воздуха она близка к единице).

Плотностью объемного заряда называют электрический заряд единичного объема воздуха. Его размерность Кл / м³. Плотность объёмного заряда положительна, с высотой она уменьшается.

При определенных условиях эквипотенциальные поверхности параллельные поверхностям уровня. Поэтому составляющими поля E_x и E_y можно пренебречь и уравнение Пуассона имеет вид:

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} = \frac{\rho_q}{\varepsilon \varepsilon_{\varepsilon 0}}. \quad (1.9)$$

Проинтегрируем уравнение (1.9) от земной поверхности до произвольной высоты z .

Будем иметь:

$$E_z(z) = E_z(0) + \frac{1}{\varepsilon \varepsilon_{\varepsilon 0}} \int_0^z \rho(q) dz, \quad (1.10)$$

где $E_z(0)$ - вертикальная составляющая напряженности электрического поля у земной поверхности.

Из уравнения (1.10) следует, что если $\rho_Q > 0$, $E_z(z) > E_z(0)$, или $-E_z(z) < -E_z(0)$. Как отмечалось выше, $E_z(0) < 0$, а потому $-E_z(0) > 0$.

Из этих неравенств получается, что вертикальная составляющая напряженности, с которой совпадает сама напряженность, при $\rho_Q > 0$ с высотой

уменьшается.

При малооблачной погоде, когда наблюдается пыль, или инверсия температуры, у земли формируется электронный слой с отрицательным объёмным зарядом. Верхняя граница этого слоя располагается чуть выше минимума E_z .

На рисунке 1.1 в качестве примера содержится распределение по высотам объёмного заряда, которое соответствует рассматриваемом вертикальному профилю напряженности электрического поля, полученными по экспериментам в Санкт-Петербурге, Ташкенте и Киеве.

В этом случае, как следует из рисунка 1.1, атмосфера поляризуется: в нижней ее части располагается отрицательный заряд, а в верхней - положительный.

Максимум плотности положительного заряда наблюдается на высоте около 2 км.

В других случаях наблюдается экспоненциальное уменьшение модуля ($-E_z(z)$) напряженности с высотой, то есть:

$$-E_z(Z) = -E_z(0)e^{-az}. \quad (1.11)$$

Коэффициент a в показателе экспоненты может варьироваться от единицы до $0,4 - 0,5 \text{ км}^{-1}$.

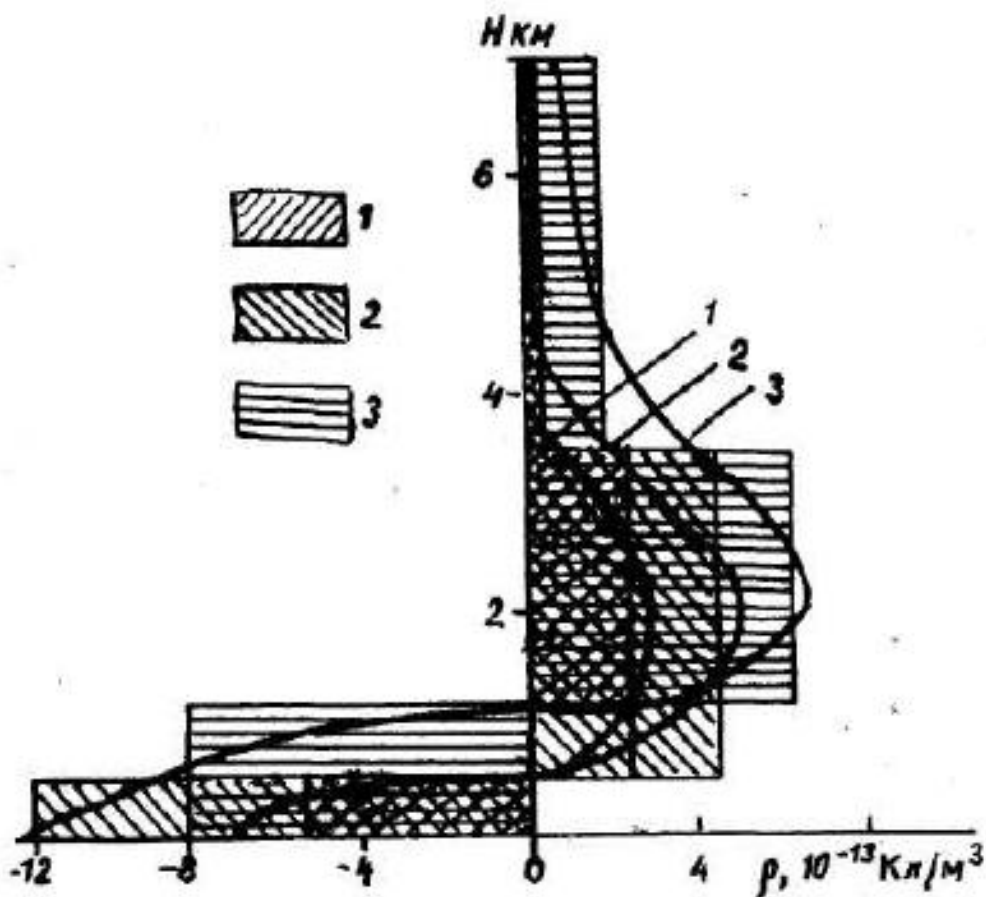


Рисунок 1.1 – Распределение объемного заряда в атмосфере для 1 – Санкт-Петербурга, 2-Киева, 3- Ташкента

В атмосфере при определенных выше условиях течет вертикальный электрический ток, плотность которого равна:

$$i = i_c + i_d + i_k, \quad (1.12)$$

где ток проводимости

$$i_c = \lambda E \quad (1.13)$$

Ток диффузии:

$$i_d = -k \frac{\partial \rho_q}{\partial z}, \quad (1.14)$$

где k – коэффициент турбулентной диффузии;

Ток конвекции:

$$i_k = \rho_q \omega, \quad (1.15)$$

где w - скорость вертикального переноса объемного заряда конвективным потоком [6].

Оценки I_r и I_c показывают, что в условиях погоды, указанных выше, в среднем плотность токов диффузии и конвекции имеет порядок 10^{-14} А / м², то есть составляет лишь несколько процентов от плотности тока проводимости.

Последний имеет порядок 10^{-12} А / м².

Концентрация легких ионов в атмосфере зависит от интенсивности ионизации молекул воздуха излучением радиоактивных примесей и космическими лучами. Поскольку источником радиоактивных примесей в воздухе является земная поверхность, то с высотой интенсивность ионизации за счет этого механизма уменьшается.

Напротив, интенсивность ионизации космическими лучами I_c с высотой увеличивается. В приземном слое воздуха на интенсивность ионизации оказывает влияние и излучение радиоактивных веществ почвы. Обозначив интенсивность ионизации за счет этого механизма через I_g , можно записать уравнение баланса концентрации легких ионов в атмосфере следующим образом:

$$\frac{dn}{dt} = I_r + I_c + I_g - \alpha n_+ n_- - \beta n_+ n_- - \gamma n_+ N_0, \quad (1.16)$$

где α , β , γ - соответственно коэффициенты рекомбинации легких ионов одного знака с легкими и тяжелыми ионами другого знака и с нейтральными частицами.

В случае стационарного состояния, то есть при $dn/dt=0$, имеем:

$$n_+ = \frac{I_r + I_c + I_g}{\alpha n_- + \beta n_- + \gamma N_0}. \quad (1.17)$$

Аналогичную формулу можно получить и для концентрации отрицательных ионов.

Измерения показали, что в свободной атмосфере I_r и I_g имеют малые значения по сравнению с I_c и ими можно пренебречь.

Выше пограничного слоя концентрации тяжелых ионов и нейтральных частиц имеют небольшие значения. Поэтому:

$$n_+ = \frac{I_c}{\alpha n_-},$$

$$n_- = \frac{I_c}{\alpha n_+}. \quad (1.18)$$

Интенсивность ионообразования в свободной атмосфере зависит не только от интенсивности космических лучей, но и от плотности воздуха. В свою очередь, интенсивность космических лучей зависит от широты: она увеличивается при росте широты.

Это является результатом воздействия магнитного поля Земли.

На рисунке 1.2 показано распределение интенсивности ионообразования с высотой, обусловленной действием космических лучей. Из него следует, что интенсивность ионообразования имеет максимум на высоте 12-13 км.

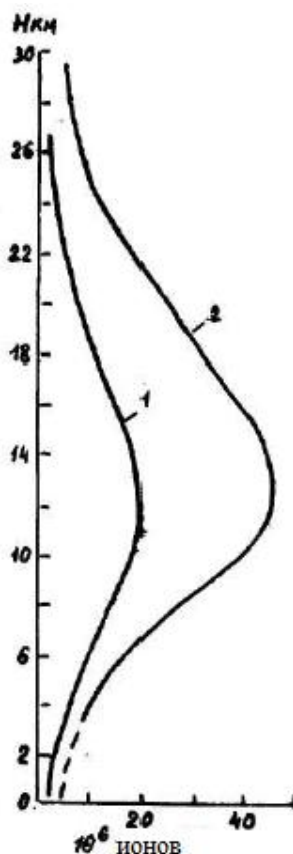


Рисунок 1.2 - Распределение интенсивности ионообразования с высотой (1-Мадрас, 2 – Омага)

Наибольшее признание имеет схема строения грозового облака, которая была предложена Симпсоном и Робинсоном, а затем уточнена Байерс, Брейамом, Пирсом и другими.

На рисунке 1.3 приводится схема электрической структуры грозового облака, построенная на основе обобщения многолетних экспериментальных исследований. Согласно этой схеме, в верхней части облака, которая располагается выше изотермы -12°C , преобладают положительные заряды, возникающие на ледяных долях.

В нижней части облака сосредоточиваются главным образом отрицательные заряды.

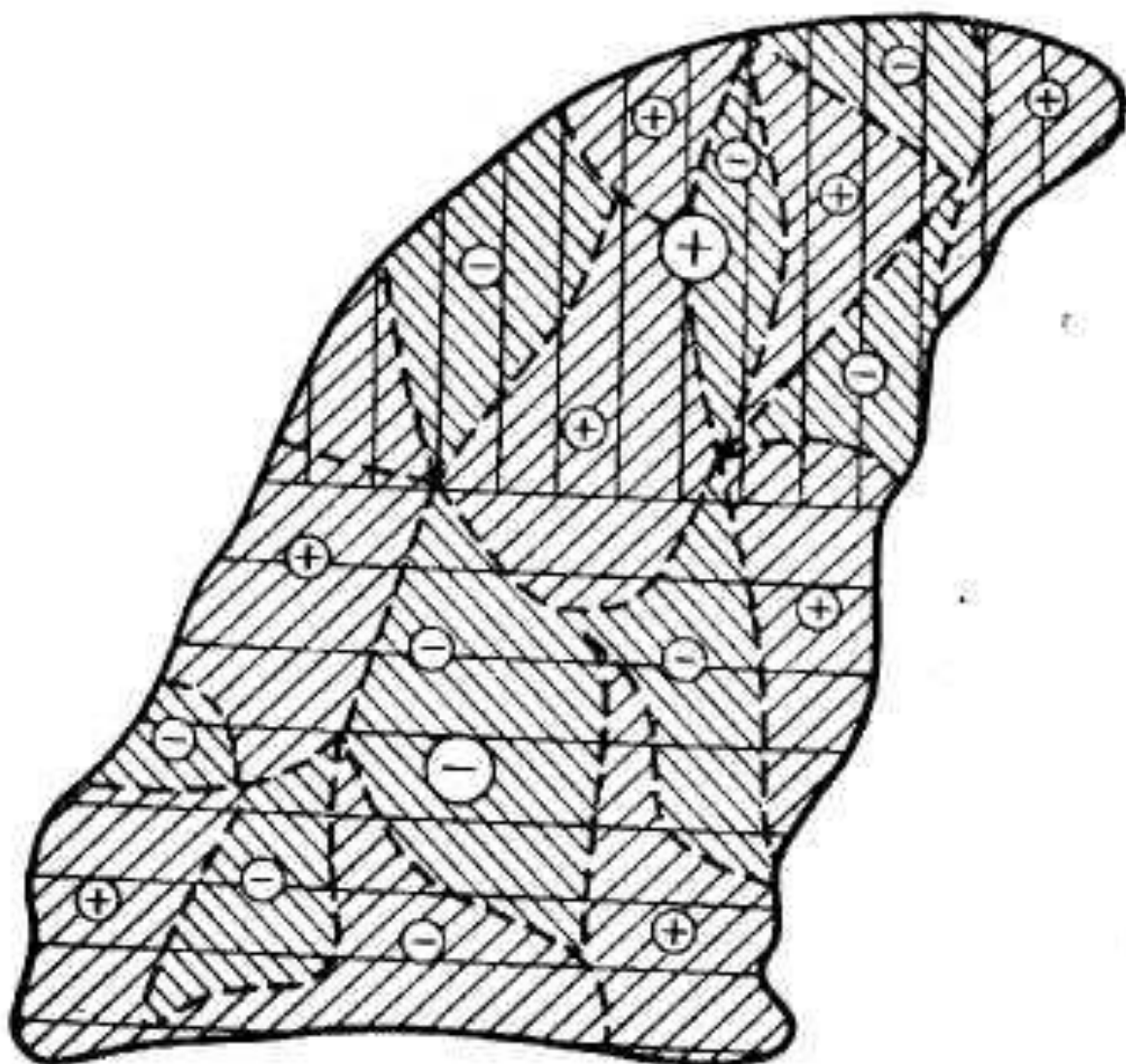


Рисунок 1.3 – Электрическая структура грозового облака

Под влиянием вертикальных движений происходит разделение зарядов в облаке с преобладанием положительных в верхней части и отрицательных в нижней, как следствием напряжённость электрического поля достигает таких

значений как 10^5 В / м.

В самой нижней части облака, как видно на рисунке 1.3, преобладают объемы второго масштаба с избытком положительных зарядов.

Этому способствует перенос положительных ионов конвективными потоками из приземного слоя атмосферы, а также испарения и разбрызгивания крупных капель дождя под облаком.

Именно между нижней положительной заряженной и средней отрицательно заряженной частями грозового облака наиболее часто напряженность электрического поля превышает критическое, или пробойное значение, при котором происходит искровой пробой слоя воздуха.

Критическое значение напряженности находится в границах $3 \cdot 10^5 \dots 6 \cdot 10^5$ В / м.

Сила струи при искровом разряде резко увеличивается за счет ионизации воздуха в течение всего пути разряда.

Существует несколько стадий разложения молнии.

На первой стадии искровой разряд состоит из большого количества отдельных разрядов, которые называются стримерами.

Разряд на земную поверхность начинается с объединения нескольких стримеров в ступенчатый лидер, который формирует сильно ионизированный канал на пути от облака к земной поверхности.

Когда ступенчатый лидер достигает поверхности Земли, возникает обратный импульс, который характеризуется переносом положительного заряда вверх по ионизированному каналу.

Ступенчатый лидер движется со скоростью около 150 км / с отдельными прыжками по извилистому пути. Длительность импульсов и пауз - 50-100 мкс, длина ступеней - около 50 м.

Разрядная напряженность электрического поля, которая играет роль начальной для развития следующего разряда, находится в пределах $2 \cdot 10^4 \dots 4 \cdot 10^4$ В / м. Период, необходимый для возникновения следующего разряда, равен 100-300 с.

Двухзарядную электрическую структуру первого масштаба в дождевой туче с ячейками положительных зарядов второго масштаба в нижней части облака называют грозовой ячейкой.

Развитое дождевое облако, как правило, состоит из нескольких грозовых ячеек, которые находятся на разных стадиях развития.

Полный срок жизни ячейки равен 20-30 минут.

Линейные молнии при разряде на поверхность Земли имеют среднюю длину несколько километров, диаметр канала 15-20 см.

Сила струи изменяется в широких пределах.

Максимальные значения достигают нескольких килоампер, а общее количество электричества молнии за один разряд - 20-30 Кл.

Продолжительность молнии в среднем равна 0,2 с, а максимальное значение ее - почти 1,5 с.

Мощность молнии может достигать миллионов киловатт, однако энергия разряда сравнительно небольшая (она была бы достаточной для питания только одной электрической лампы в 150 Вт в течение 1:00). При разряде температура в ионизированном канале возрастает до 15000 - 20000 К, то приводит к возникновению ударной волны, которая очень быстро вырождается в звуковую волну.

Основное отличие модели атмосферного электричества, предложенной Бурманом, от общепринятых представлений о сущности АЭП, состоит в том, что грозы, которые без сомнения оказывают влияние на поле E , - не являются главным его источником.

Причины разработки принципиально новой модели АЭП заключаются в том, что:

- Неоднократные наблюдения АЭП показывают, что во время гроз его величина – уменьшается, в то время принято считать, что гроза – источник атмосферного электричества.

- В формировании тока утечки j принимают участие только легкие ионы. Именно они определяют характер профиля зависимости E от высоты.

Изменение концентрации и соотношения легких ионов различного знака фиксируется измерительными приборами.

Тяжелые ионы и мелкодисперсный аэрозоль - не принимают участие в формировании и регистрируемого приборами тока утечки.

Эти частицы несут на себе преимущественно отрицательный заряд.

Они осаждаются на земную поверхность и поддерживают постоянным отрицательный заряд Земли, который и формирует в атмосфере «хорошей погоды» поле $E = 110-130$ В/м.

- Максимальная концентрация электрических зарядов, производимых космическими лучами, приходится на высоты порядка 10 км.

Именно здесь происходит процесс разделения зарядов наиболее эффективно.

Когда зарядов много и влажность атмосферы возрастает, на этих высотах конденсируются и коагулируют большие водяные капли.

Образуется облачность, интенсивность которой коррелирует с интенсивностью космических лучей.

В спокойной атмосфере всегда существуют аэрозольные частицы размером от нескольких сотен ангстрем до нескольких микрон.

В глобальном масштабе выделяют три типа распределения частиц по размерам в тропосфере: «фоновый», «океанический» и «континентальный».

Фоновый тип распределения аэрозоля по размерам предполагается репрезентативным для средней и верхней тропосферы.

Фоновая концентрация типична для очень чистого воздуха и предполагается равной 700 см^{-3} .

Самый нижний слой воздуха над океанами, высотой 2 км, содержит морские частицы. Океанический тип распределения частиц по размерам отличается от фонового в интервале радиусов от 0.5 до 20 мкм, в котором концентрация частиц океанического типа увеличивается по сравнению с фоновой концентрацией - за счет частиц, возникающих из морских брызг

В нижней тропосфере над сушей предполагается репрезентативным третий тип распределения частиц по размерам – континентальный.

Счетная концентрация частиц в этом случае возрастает до 10^4 см^{-3} .

Распределение частиц с $r < 0.1$ мкм считается неопределенным.

Бурманом установлено, что при увеличении влажности воздуха от 2-3 мм *Hg* до 12-13 мм *Hg*, концентрации легких и средних ионов практически не изменяется, в то время как концентрация тяжелых – возрастает почти в 5 раз. Обратим внимание на то, что скорость дрейфа тяжелых ионов в поле E может быть соизмерима и даже меньше (как будет показано ниже) их стоксовой скорости падения в поле силы тяжести.

Современное представление совершенно другое, последние наблюдения показали, что на самом деле есть унитарная вариация, и это прекрасное объяснение процессов происходящих в ионосфере.

ГЛАВА II ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ ПОЛЯРНЫХ ШИРОТ

В рамках данного раздела рассмотрим особенности электромагнитного поля атмосферы, в том числе и для полярных широт [8].

Электрическое поле в каждой точке наблюдения создается глобальной составляющей, связанной с разностью потенциалов между ионосферой и земной поверхностью и локальной, связанной с появлением объемных зарядов, т.е. наблюдаемое электрическое поле вблизи земной поверхности является результатом суперпозиции глобального поля атмосферы и полей объемных зарядов, образующихся в атмосфере в результате различных процессов.

Если выбрать случаи, когда локальные компоненты будут минимальны, то вариации электрического поля будут обусловлены, главным образом, глобальными процессами. В обычный день над пустынной равниной или над морем, электрический потенциал по мере подъема возрастает с каждым метром на 100 В, т.е. в атмосфере напряженность электрического поля (или градиент потенциала, но взятый с обратным знаком) у земной поверхности $E=100$ В/м.

Электрическое поле медленно ослабевает с высотой, на высоте 50 км оно уже еле заметно. По результатам измерений электрического поля в свободной атмосфере, полученных разными авторами, можно указать следующую типизацию профилей градиента потенциала для условий «хорошей погоды»:

1. Градиент потенциала атмосферы (ГПА) монотонно убывает с высотой по экспоненциальному закону.

2. Возрастание значений потенциала от поверхности Земли до высоты 500-1500 м, на которой достигается максимум значения потенциала атмосферы, затем уменьшение по экспоненциальному закону.

3. Постоянство значений градиента потенциала до уровня 1-2 км, выше которого он убывает с увеличением проводимости. Профили этого типа встречаются реже и отмечаются относительно малые значения у поверхности земли.

4. Градиент электрического потенциала убывает в нижнем слое толщиной 2-3 км, а затем остается постоянным. Типизация профилей напряженности электрического поля соответствует различному распределению зарядов.

В зависимости от места наблюдения и сезона выделяют 3 типа суточного изменения напряженности электрического поля:

1. Колебательные вариации континентального типа с одним максимумом (после полудня), и одним минимумом (около 4 часов по местному времени).

2. Колебательные вариации континентального типа с двойным максимумом (около 9 и 21 час по местному времени) и двойным минимумом (около 4 и 14 часов по местному времени).

3. Универсальная суточная вариация.

Минимум достигается около 4 часов, а максимум около 16-18 часов по Гринвичу, наблюдается в открытом море и полярных областях.

Кроме того, в характере временных изменений градиента потенциала, можно выделить 27-суточные, и 11-летние вариации, связанные с периодом солнечного вращения и периодом солнечной активности.

Изучение атмосферного электричества показало взаимосвязь его с другими, в частности, атмосферными процессами.

Известны не всегда явные и далеко не всегда ясные взаимосвязи электрического поля с такими геофизическими параметрами как сейсмичность, вулканизм, явления в ионосфере и магнитосфере и пр. Атмосферно – электрические характеристики могут служить связующим звеном между изменениями солнечной активности, и климатическими характеристиками тропосферы.

Характер солнечно – земных связей в атмосферных процессах довольно сложен, вследствие неоднозначного влияния солнечной активности на метеорологические параметры, и общую циркуляцию атмосферы.

1. Влияние геологических процессов. Исследования вариаций атмосферно-электрического поля, и магнитных полей указывают на связь бухтообразных возмущений аэроэлектрического и геомагнитного полей; при

этом коэффициенты взаимной корреляции лежат в интервале $k = 0,63-0,81$.

Рассматривалось и влияние микросейсмических и гидрогеологических процессов на элементы приземного атмосферного электричества.

Как отмечают авторы низкие значения напряженности электрического поля у железной дороги, обусловлены высоким уровнем техногенных сейсмических шумов.

Характеристики электрического поля могут служить индикаторами сейсмической активности: резкое снижение уровня поля, вплоть до изменения знака поля за 10-20 часов предвещает землетрясение, а также грозовой деятельности: поле меняется на обратное, и может достигать больших значений, как было отмечено на Камчатке.

2. Влияние метеорологических факторов: (скорости ветра, относительной влажности, тип облачности) на значения градиента потенциала на уровне земли неоднократно рассматривалось многими как отечественными, так и зарубежными авторами.

Существует много примеров связи напряженности со скоростью ветра. В частности обнаружено, что чем больше скорость ветра, тем меньше значения напряженности атмосферно-электрического поля; отрицательные значения объясняются переносом отрицательно заряженной пыли в атмосферу.

Рассматривалась также связь напряженности поля с изменением температуры (воды или воздуха), связь напряженности поля с характеристиками влажности.

Можно проследить хорошо выраженную зависимость между значительными изменениями напряженности электрического поля и атмосферного давления.

3. Влияние аэрозоля. Напряженность электрического поля реагирует на различное аэрозольное загрязнение, ее значения уменьшаются и могут принимать большие отрицательные значения: как показывают исследования во время дымового смога в Томске, и во время пылевой бури в Апатитах.

Можно говорить, что изменения напряженности поля и концентрации

аэрозоля происходят в противофазе.

При этом большие значения коэффициентов корреляции наблюдаются для холодного сезона (вследствие слабого конвективного и диффузионного влияния).

В некоторых работах рассматривалось влияние отдельных газов (их концентрации) на напряженность поля.

Неоднократно высказывалась идея использования данных о величине градиента потенциала в качестве индикатора аэрозольного загрязнения. А для изучения глобальных вариаций градиента потенциала предлагалось организовать наблюдения вдали от источников загрязнения атмосферы.

Посредством воздействия градиента потенциала электрического поля в тропосфере на распределение ядер конденсации, сказывается существенное влияние на радиационный баланс атмосферы; при этом указывается, что существенному воздействию подвергаются заряженные аэрозоли с размером меньше 0,5 мкм, которые наиболее активно влияют на процессы конденсации водяного пара в атмосфере.

Регулярные данные градиента электрического потенциала используются для контроля состояния атмосферы, на основе анализа результатов регулярных наблюдений осуществляется мониторинг электрического состояния приземного слоя, исследуется антропогенное влияние на электрические характеристики. Большое внимание уделяется изучению характерных значений и изменчивости атмосферно – электрических характеристик, в частности градиента потенциала, в течение длительных временных интервалов.

В работе Волощук В.М. указано, что основным источником глобальной атмосферной электрической цепи и вариаций приземного атмосферного электрического поля является грозовая активность, мировые центры которой находятся в центральной части Африки, Азии и Америки. Глобально интегрированный эффект этих гроз проявляется одновременно на всей Земле в изменении напряженности электрического поля атмосферы. Это — унитарная (*UT* вариация) [Israel, 1973], которую обычно называют "кривой Карнеги" по имени

парусника Carnegie, на котором эта вариация была впервые обнаружена. В условиях так называемой "хорошей погоды" (отсутствие сильного ветра, осадков, тумана и т.д.) унитарная вариация проявляется на всех широтах и долготах, в основном, в виде минимальных значений напряженности приземного электрического поля в $\sim 02\text{—}04 UT$ и максимальных в $\sim 18\text{—}20 UT$.

В то же время эффекты геомагнитных возмущений в вариациях были обнаружены во время магнитных бурь и на средних широтах.

Так, анализ данных наблюдений $E1$ в среднеширотной обл. Свидер показал, что в средних широтах в магнитовозмущенное время могут наблюдаться большие дневные возмущения в Ez , происходящие одновременно с развитием геомагнитных суббурь в ночном секторе авроральных широт.

В дневные часы в магнитоспокойное время в полярных широтах обычно геомагнитных возмущений не отмечается. В то же время предварительный анализ данных наблюдений вертикальной компоненты приземного электрического поля (Ez) в полярной обл. Хорзунд показал, что и в таких условиях в дневные часы возможно появление значительных вариаций в Ez .

В рамках данного раздела также рассмотрим экспериментальные исследования электрического слоя в приземном слое атмосферы, представленные в [10].

Электрическое поле в каждой точке наблюдения создается как глобальной составляющей, связанной с разностью потенциалов между ионосферой и земной поверхностью, так и локальной, связанной с появлением объемных зарядов.

Объемные заряды в атмосфере образуются в результате разнообразных процессов, например, в результате неодинакового перемещения под действием электрического поля ионов различных знаков; они могут возникать при различного рода процессах электризации, когда атмосфера наделяется заряженными частицами преимущественно одного какого-либо знака, которые от места своего образования затем разносятся на значительные расстояния (пыль, дым).

Объемные заряды трансформируются по времени.

В слоях с положительным объемным зарядом градиент потенциала будет уменьшаться с высотой, а в слоях с отрицательным – увеличиваться. Изучение большого числа профилей градиента потенциала или профилей напряженности в течение суток выявляет их основные типы.

При этом типизация профилей напряженности электрического поля соответствует различному распределению зарядов. Экспериментальные профили градиента потенциала электрического поля можно условно разделить на 8 типов, различающихся характером его изменения по высоте в слое от 0-3м.

При исследовании вертикального распределения градиента потенциала использовались результаты одновременных измерений атмосферно-электрических и метеорологических параметров, полученных в экспедициях 2002-2004 гг.

На рисунке 2.1 представлены средние профили градиента электрического потенциала.

Наиболее встречающиеся по данным измерений являются:

– Профиль (тип *A*), характеризующийся убыванием градиента потенциала в нижнем слое 0 - 0,5м (что соответствует положительному объемному заряду), затем его увеличением в слое 0,5 – 1,5 м (т.е. наблюдается отрицательный объемный заряд) и последующим убыванием.

– Профиль (тип *B*) характеризуется увеличением градиента потенциала в слое 0 - 1,5 метров, а затем уменьшением в слое 1,5 - 2,5 метров, (т.е. можно отметить отрицательный объемный заряд в прилежащем к земной поверхности слое).

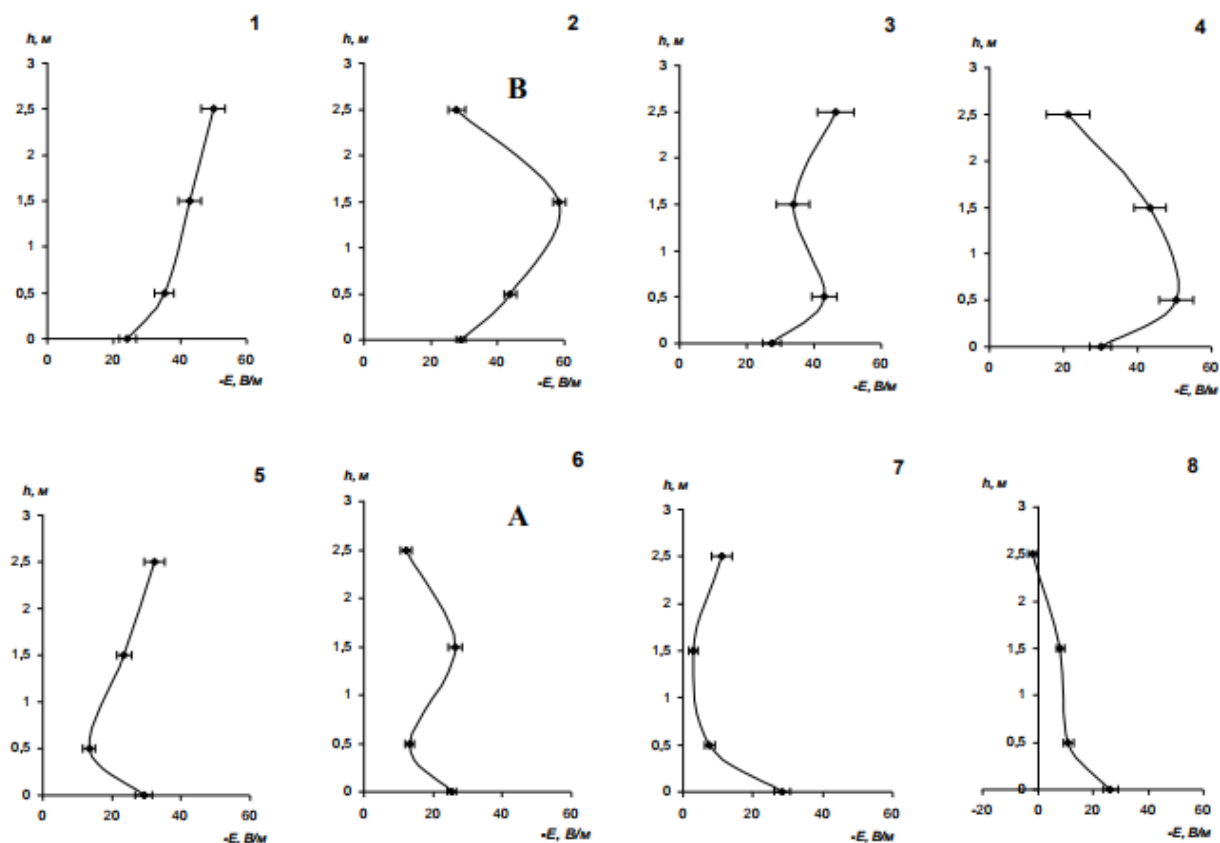


Рисунок 2.1 - Экспериментальные профили градиента электрического потенциала приземного слоя атмосферы

Как показывают исследования, вертикальное распределение атмосферно-электрических характеристик приземного слоя в значительной степени зависит от метеорологических условий.

Метеорологический режим атмосферы определяется степенью устойчивости атмосферы. Число Ричардсона определяется градиентом температуры и градиентом скорости ветра.

Устойчивость приземной атмосферы наряду со скоростью ветра влияет на турбулентное перемешивание, от которого зависит распределение примесей в атмосфере и вертикальное распределение электрических параметров. При отрицательном градиенте температуры создаются условия для развития вертикальных конвективных движений воздуха, что в свою очередь способствует усилению турбулентного обмена (перемешиванию атмосферы); при положительном градиенте температуры атмосфера слабо перемешивается,

что приводит к расслоению атмосферы, интенсивность турбулентности ослабляется. Развитию турбулентности способствует и увеличение скорости ветра.

В дневные часы с развитой турбулентностью и в ночные часы с ветром наблюдается другое распределение градиента потенциала электрического поля по высоте (тип *B*). Подобное изменение градиента потенциала с высотой свидетельствует о наличии в нижнем слое отрицательного объемного заряда. Отрицательный объемный заряд, устойчиво фиксирующийся в эти часы, обусловлен, возможно, наэлектризованной пылью, поднимаемой с иссушенной земной поверхности ветровыми потоками. Следует отметить, что снижение поля вблизи земли при наблюдениях отмечается при любых помутнениях атмосферы: запылении, задымлении, наличии дымки и т.п.

В образовании объемного заряда в приземном слое участвуют как легкие, так и тяжелые ионы. Объемный заряд, определяемый через уравнение Пуассона, характеризует совокупность зарядов, как легких, так и тяжелых ионов. Объемный заряд легких ионов рассчитывался по разности положительной и отрицательной электропроводности, измеряемых прибором Гердиена.

Средняя подвижность и принималась равной $1,45 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 / \text{Вс}$.

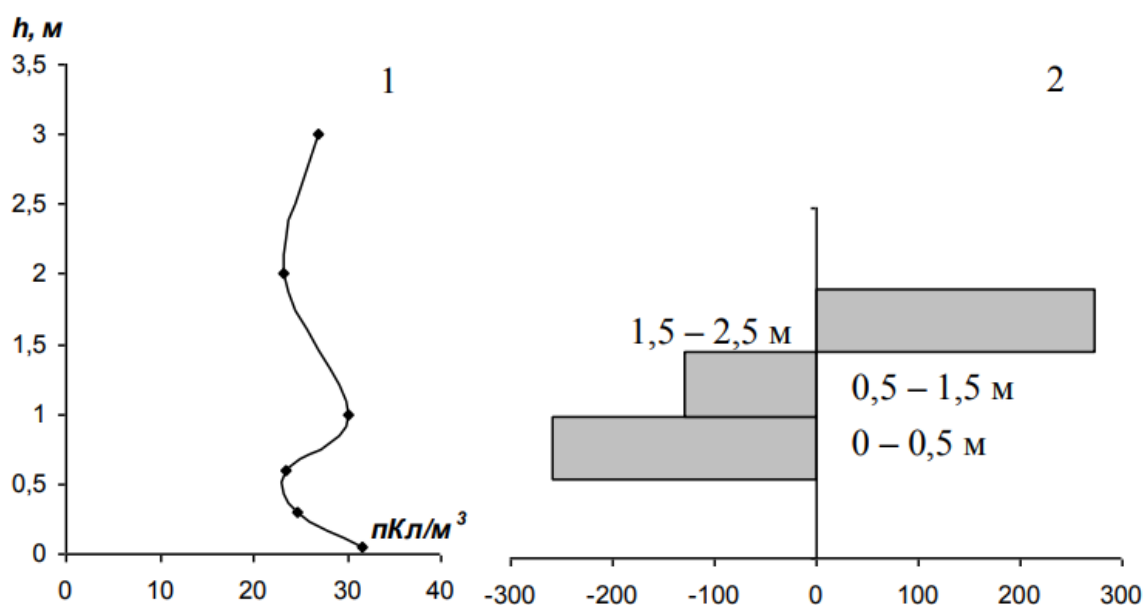


Рисунок 2.2 – Плотность объемного заряда

При наличии в атмосфере аэрозолей легкие ионы адсорбируются на них и в таком виде могут длительно присутствовать в электродном слое, определяя его электрическую структуру.

Кроме того, плотность полного объемного заряда, представленного ионами всех подвижностей (в том числе и заряженными, вследствие электризации аэрозолями), в среднем на порядок больше, чем плотность объемного заряда легких ионов.

На рисунке 2.2 представлены вертикальные распределения значений плотности объемного заряда легких ионов, электропроводности и плотности полного объемного заряда, рассчитанного по данным градиента потенциала.

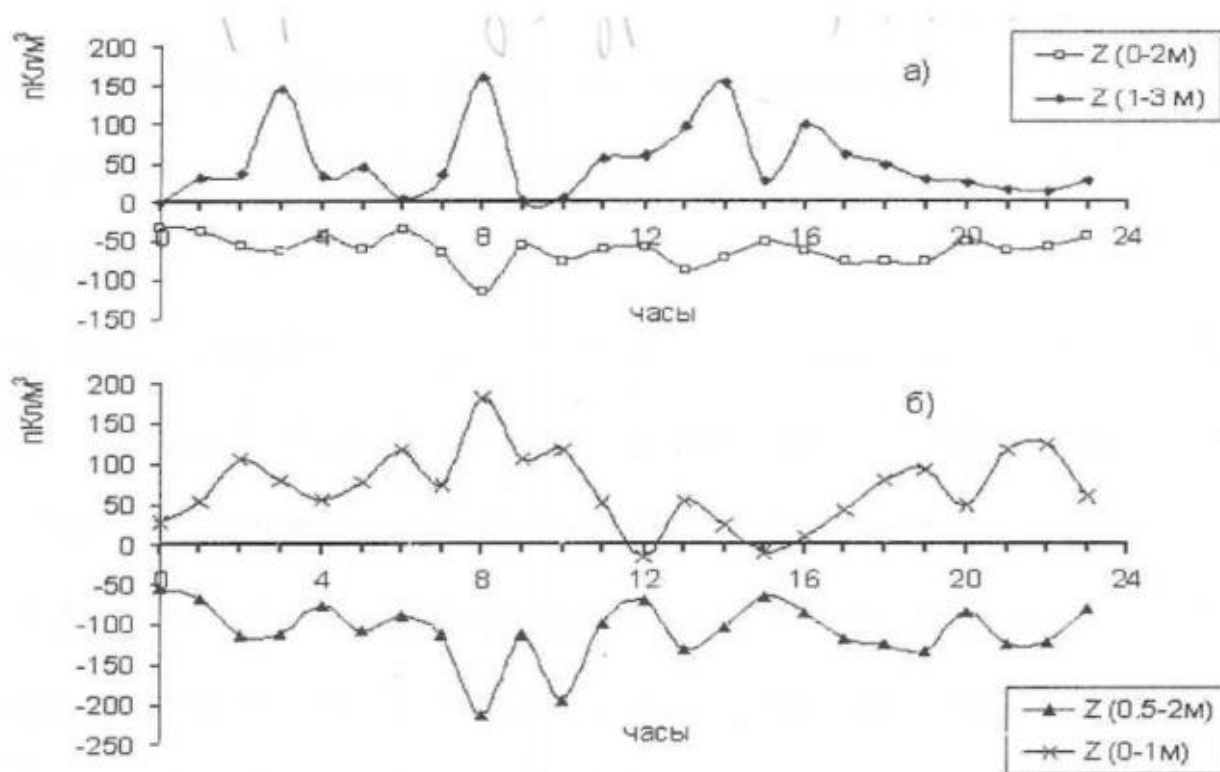


Рисунок 2.3 – Суточные вариации плотности объемного заряда ионов всех групп

Объемный заряд легких ионов для всех уровней в целом положительный, что и естественно, т.к. коэффициент униполярности в нижних слоях воздуха, как правило, больше 1.

Следовательно, отрицательный объемный заряд в слоях 0,5-2 метра, 0-2 метра обусловлен тяжелыми ионами. Обращает на себя внимание и тот факт, что в сравниваемых слоях 0-1; 0,5-2 и 0-2; 1-3 с увеличением или уменьшением заряда на одном уровне соответствует увеличение или уменьшение противоположных по знаку заряда на другом уровне. Более точную оценку объемного заряда тяжелых ионов в первом приближении можно провести, если в общем заряде учитывать объемный заряд легких ионов.

Если отрицательная плотность объемного заряда легких ионов отмечается в редких случаях, то случаи тяжелых ионов в слоях с положительным объемным зарядом очень часто фиксируется отрицательный объемный заряд значительный по величине.

С другой стороны, поскольку от процессов появления электрического заряда, а имеет место разделения зарядов, то симметрия числовых значений противоположных по знаку зарядов подтверждает практические перераспределения зарядов из слоя в слой.

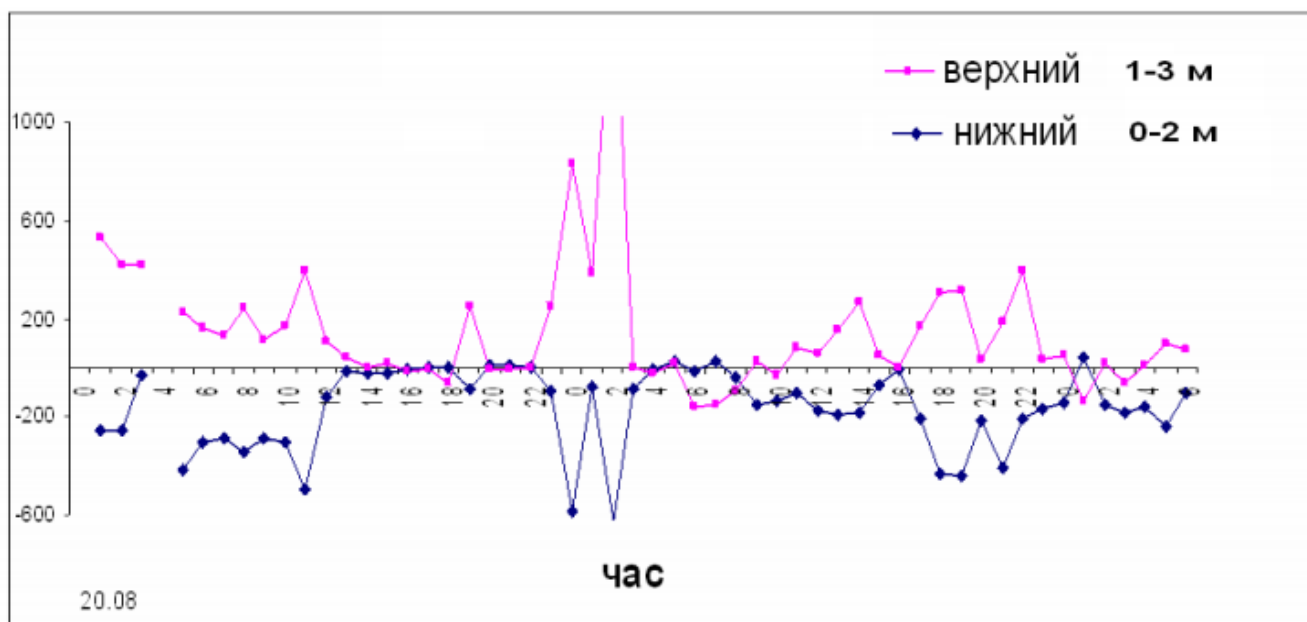


Рисунок 2.4 – Изменение плотности заряда в течении двух суток

В работе Кузнецова В. В. указано, что в утренние и вечерние часы в зависимости от уровня геомагнитной активности может находиться как внутри

аврорального овала, так и в области его полярной границы. В магнитовозмущенных условиях авроральный овал смещается в сторону более низких широт, и обл. Хорзунд оказывается в области полярной шапки, не зависимо от местного времени.

ГЛАВА III ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ

3.1 Описание измерительных приборов атмосферно электрических характеристик

В рамках данного раздела рассмотрим и проанализируем собранные данные по напряженности электрического поля тропосферы в условиях хорошей погоды и выполним описание измерительных приборов.

Итак, электрическое поле в атмосфере является результатом взаимодействия электрических зарядов в ней и на поверхности земли. Средняя напряженность поля в атмосфере у поверхности земли 120-150 В / м.

Первые методы измерения напряженности электрического поля заключались в размещении в пространстве изолированного коллектора, который отдавал или принимал заряд до тех пор, пока его потенциал не выравнивалась с потенциалом, который имела и точка пространства к размещению в нее коллектора.

После чего к коллектору подключался электроскоп и измерялся потенциал. Заряд коллектора изменяется за счет ионных токов, то есть через его контакт с заряженными частицами в окружающем объеме воздуха.

Время установления потенциала коллектора будет зависеть от собственной емкости коллектора и проводимости окружающего воздуха.

Динамические методы измерения электрического поля базируются на явлении электростатической индукции, и заключаются в модуляции постоянного электрического поля.

Модуляция осуществляется с помощью экранирования сенсора измерителя от внешнего поля, линейного перемещения измерителя в поле, или его вращения. Существуют также методы на основе коронарного разряда.

Измеряется момент появления коронарного разряда, причем может измеряться расстояние, при котором появляется разряд между двумя

электродами, или электродом и падающей заряженной частицей, или величина дополнительного поля, подаваемого на электроды с фиксированным расстоянием до момента появления коронарного разряда.

В некоторых методах измеряется ток, протекающий через коронарный разряд. Также известны методы, в основе которых лежит отклонения электронного пучка под действием электрического поля. Эти методы позволяют измерять поля меньше $1\text{В} / \text{м}$, но имеют чрезвычайно сложную конструкцию.

В основном они используются в аэрокосмической отрасли, так как измеритель не поддается прямому воздействию окружающей среды, в то время как традиционные методы, например, на основе явления электрической индукции не подходят для условий космоса, так как их металлические сенсорные электроды взаимодействуют с космической плазмой и высокоэнергетическими частицами.

Первый измеритель электрического поля с вращающимся экраном появились в 1933 году, и его конструкция оказалась настолько удачной, что она используются и в настоящее время, кроме того этот тип измерителей электростатического поля является наиболее распространенным по сравнению с другими типами измерителей. Типовая конструкция измерителя представлена на рисунке 3.1.

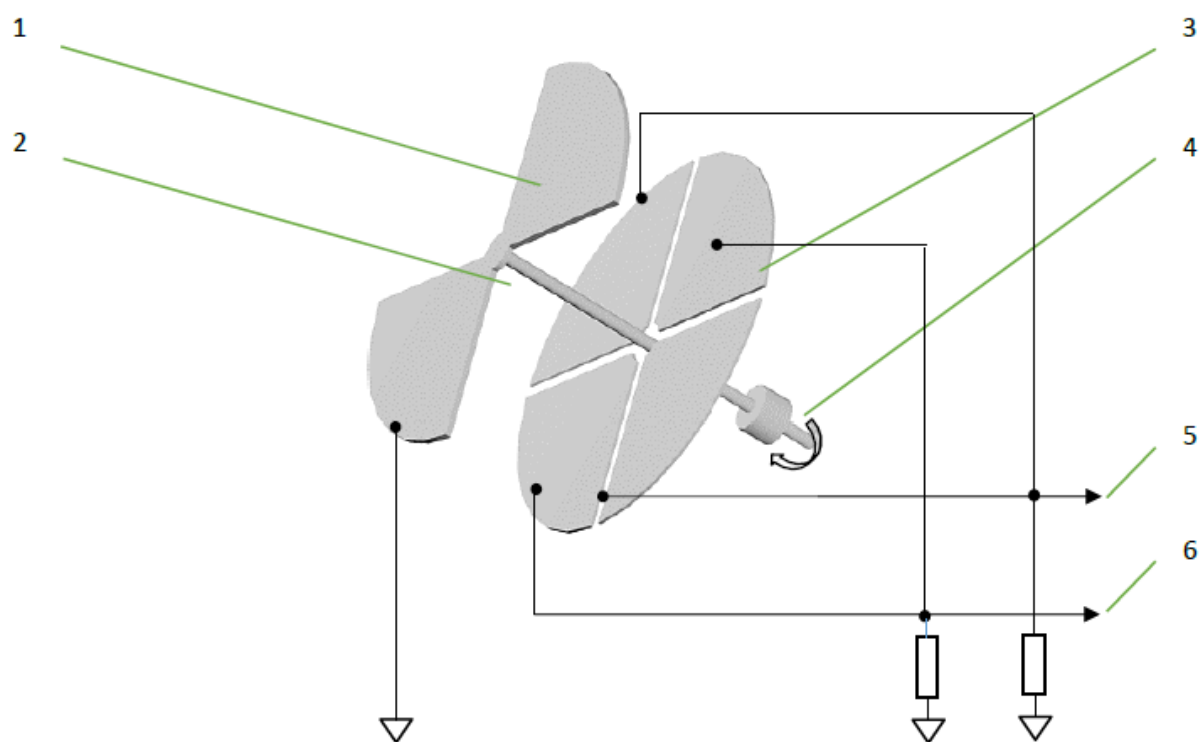


Рисунок 3.1 – Типовая конструкция измерителя электрического поля атмосферы

Экран 1 вращается над сенсорными пластинами 3, противоположные пластины между собой соединены. Вал 2 вращает экран и должен быть заземлен на корпус измерителя. При вращении заземленного экрана над сенсорной пластиной происходят циклы изменения количества заряда на сенсорных пластинах. Во время цикла закрытия пластины с нее стекает индуцированный заряд через сопротивление R , которое вызывает ток, во время цикла открывания пластины на ней накапливается заряд, при этом ток протекает в другом направлении.

Также направление тока будет зависеть от направления вектора электрического поля в котором экспонируются пластины. Для определения знака поля используется датчик положения 4, который позволяет сопоставить направление тока с положением экрана. На выходах 5 и 6 будут наблюдаться колебания напряжения на частоте вращения экрана умноженной на количество пар сенсорных электродов, и пропорциональны напряженности электрического поля.

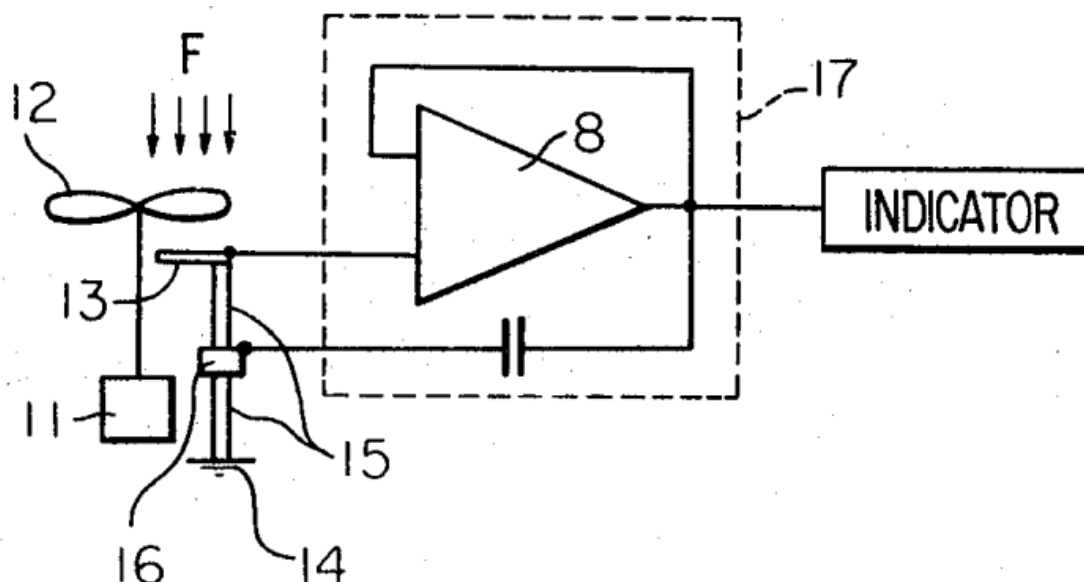


Рисунок 3.3 – Схема всепогодного электрометра

Большинство электрометров требуют регулярной калибровки с применением специального оборудования, но существуют схемы, которые позволяют автоматически калибровать прибор. На рисунке 3.4 изображена схема автокалибровки системы для мониторинга низкочастотного электрического поля, система представляет ряд электрометров соединенных в сеть, сами электрометры построены по классической схеме но их особенностью является именно схема авто калибровки.

Для калибровки на экранирующий электрод подается известное напряжение, при этом измеряется величина изменения выходного сигнала, проводится ряд измерений с различными заданными напряжениями, и определяются калибровочные коэффициенты. Также в изобретении приводятся другие возможные схемы автокалибровки, где дополнительное напряжение подается на установленный над экранирующим электродом дополнительный электрод, или на стационарный секторный экран.

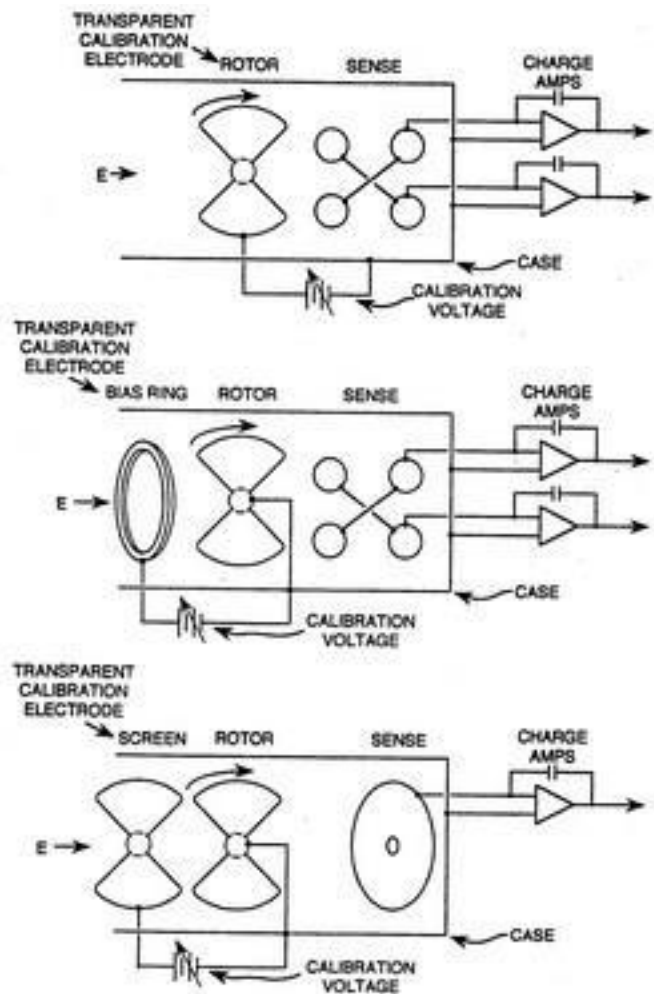


Рисунок 3.4 – Схема автокалибровки системы

Аналогично приборам с вращающимся экранирующим электродом, приборы с вибрационным электродом модулируют напряженность поля у сенсорного электрода и основанные на методе электростатической индукции.

Преимущества такого метода по сравнению с методом где модуляция происходит за счет вращения экранирующего электрода заключаются в упрощенной конструкции измерителя и возможности минимизировать его размеры, отсутствие электромотора.

Также одним из основных преимуществ является отсутствие трущихся контактов, ведь при модуляции за счет вращения одной из главных проблем является обеспечение надежного электрического контакта между корпусом измерителя и экранирующим электродом, периодический разрыв этого контакта приводит к значительному росту уровня шумов.

Недостатками такого метода является незначительный коэффициент модуляции, небольшие размеры вибрирующего электрода (обычно несколько квадратных сантиметров), трудности при экранировании сенсорного электрода от сигналов возбуждения вибрирующего электрода.

На рисунке 3.5 изображены упрощенные варианты реализации вибрационного измерителя.

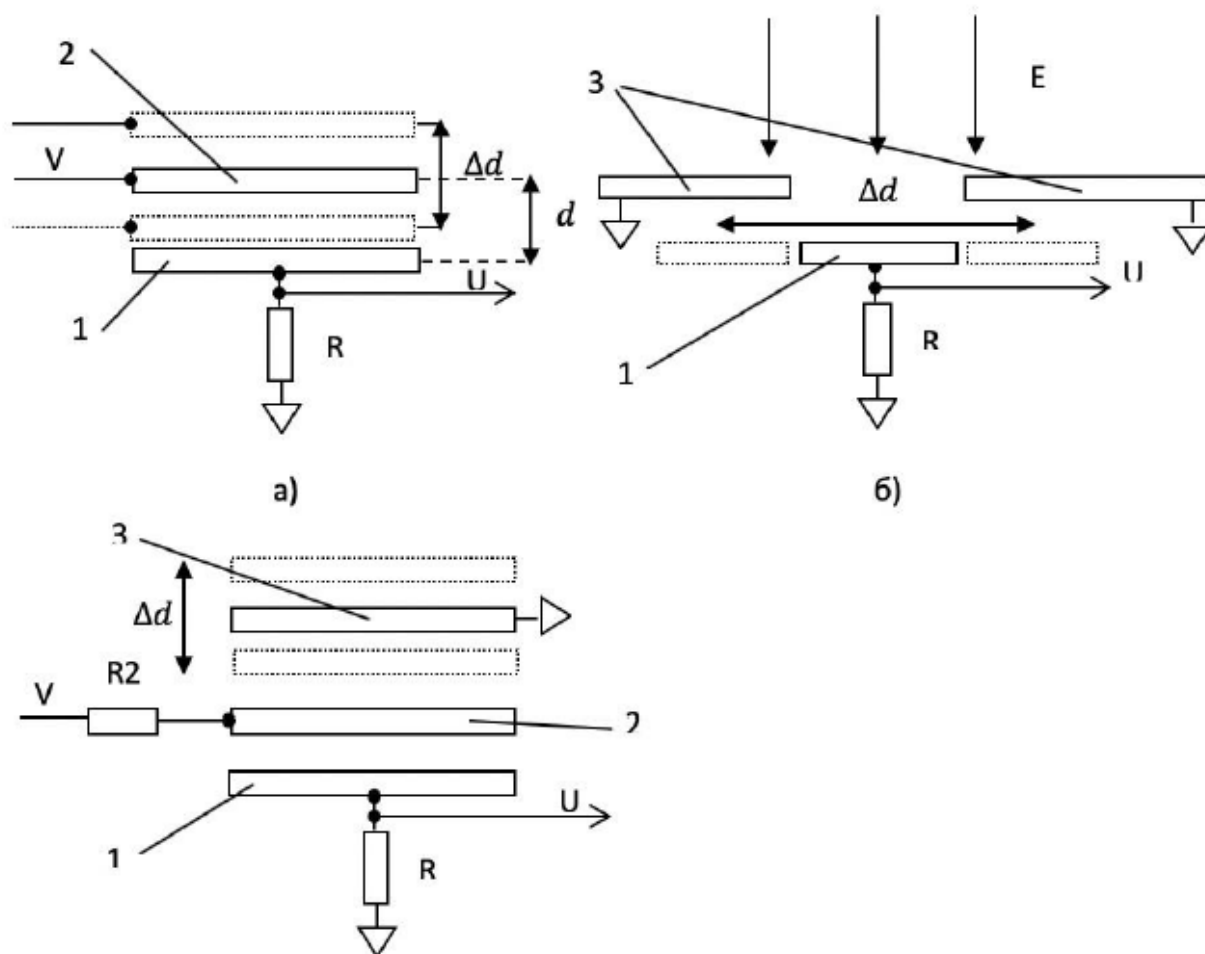


Рисунок 3.5 - Упрощенные варианты реализации вибрационного измерителя

Значительным преимуществом вибрационных электрометров является широкий частотный диапазон, на рисунке 3.6 изображен электрометр с полосой пропускания, как утверждает автор, в районе 500Гц - 1000Гц, это достигается благодаря частоте модуляции в 1000Гц - 2000Гц.

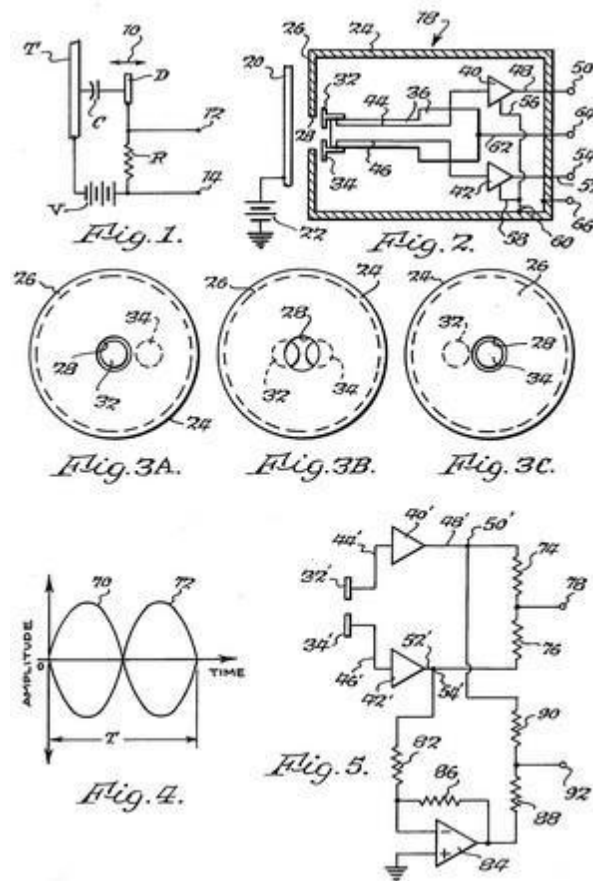


Рисунок 3.6 – Электрометр

Особенностью сенсора электрометра, изображенного на рисунке 3.7а является возможность его изготовления по дешевым технологическим процессом.

Вся конструкция размещается на закрепленном с одной стороны вибрирующей элементе, а именно сенсорный электрод, усилитель и элемент возбуждающий колебания, например пьезоэлектрический резонатор.

Электрометр [19], конструкция которого изображена на рисунке 3.7 в, состоит из механического резонатора 2, на который закреплены экранирующие электроды 2а, 2b, под экранирующими электродами размещен сенсорный электрод 3, резонатор возбуждается двумя пьезокерамическими резонаторами на своей резонансной частоте.

На рисунке 3.7-г изображена схема этого электрометра, его особенностью является метод компенсации указанного на сенсорный электрод сигнала возбуждения от пьезокерамических резонаторов. Суть метода заключается в

подаче сигнала возбуждения и сигнала с сенсорного электрода на дифференциальный усилитель 17.

Причем сигналы с сенсорного электрода или генератора должны быть инвертированные. На рисунке 3.7 изображен вариант электрометра с другой формой механического резонатора.

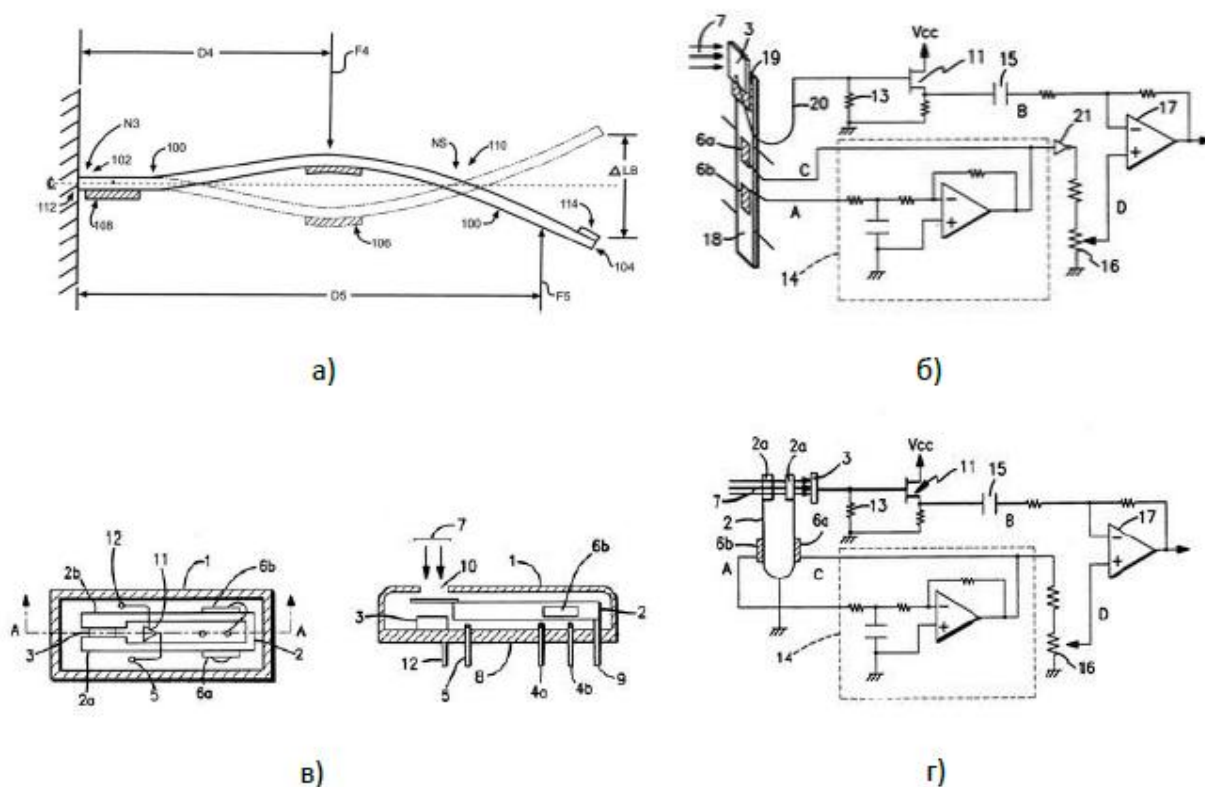


Рисунок 3.7 – Схемы электрометров

На рисунке 3.8 изображен прибор для измерения горизонтальной и вертикальной составляющих электрического поля в атмосфере.

Прибор представляет из себя воздушный шар высокого давления, поверхность шара разделена на четыре квадранта, на которые нанесены изолированные электроды.

Внутри шара находится электроника для обработки сигналов, которые приводятся на сенсорные электроды. Также на поверхности шара установлены специальные средства, позволяющие шару вращаться. Во время вращения шара, заряд на электродах будет меняться, перетекая из одного электрода на

другой.

Одна группа электродов позволяет измерять горизонтальную составляющую поля, а другая - вертикальную. Прибор позволяет проводить измерения внутри грозовых облаков и во время плохой погоды

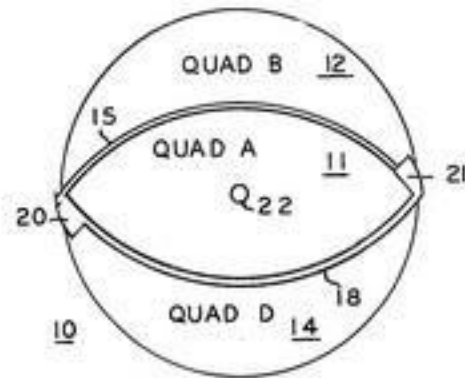


FIG. 1

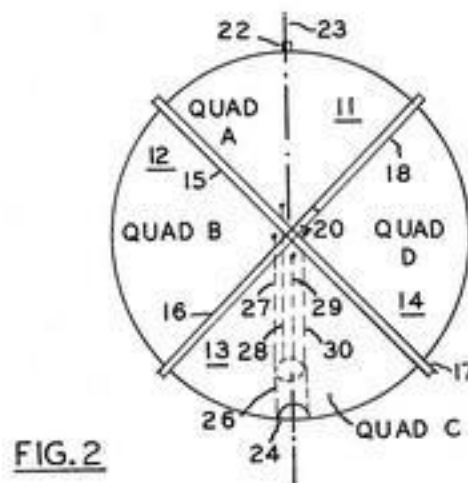


FIG. 2

Рисунок 3.8 - Прибор для измерения горизонтальной и вертикальной составляющих электрического поля в атмосфере

На рисунке 3.9 изображено устройство для измерения напряженности двух составляющих вектора электрического поля. Особенностью этого прибора является то, что в отличие от электрометров с вращающимся экранирующим электродом в нем вращаются сенсорные электроды. Также этот измеритель позволяет регистрировать ионные токи.

Амплитуда ионного тока не зависит от частоты вращения сенсора, а

амплитуда индуцированного тока зависит. То есть, проводя измерения на разных частотах, появляется возможность разделять эти составляющие.

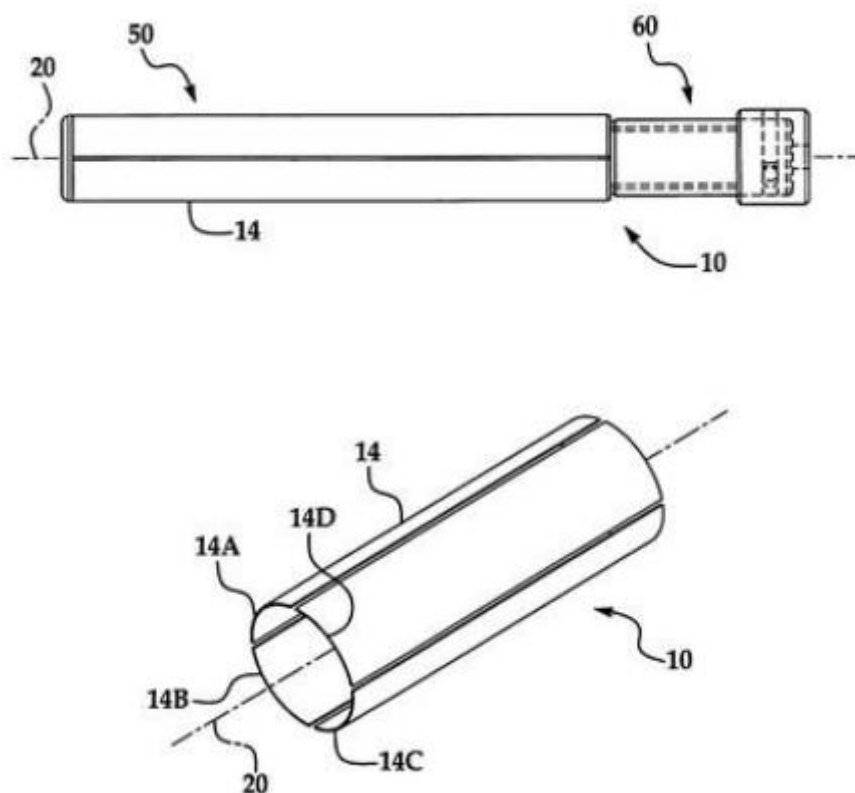


Рисунок 3.9 – Прибор для измерения напряженности двух составляющих вектора электрического поля

В работе описывается измеритель электрического поля на базе пьезокерамического резонатора, на поверхность которого нанесены электроды. Как видно из рисунка 3.10, на электроды 3 подается сигнал возбуждения, при этом сам резонатор меняет свою длину, то есть изменяется площадь сенсорных электродов 5 и 2.

Для стабилизации амплитуды продольных колебаний резонатора на него дополнительно нанесен электрод обратной связи 4. Напряжение на электроде 4 будет пропорционально амплитуде продольных колебаний, так как используется обратный продольный пьезоэлектрический эффект.

Электрод 6 используется для обратной связи по электрическому полю. Как уверяют авторы, после фильтрации сигнала и подавления напряжения приведенной сигналом возбуждения, удалось достичь чувствительности в 0.2 В

/ м при точности в 1%.

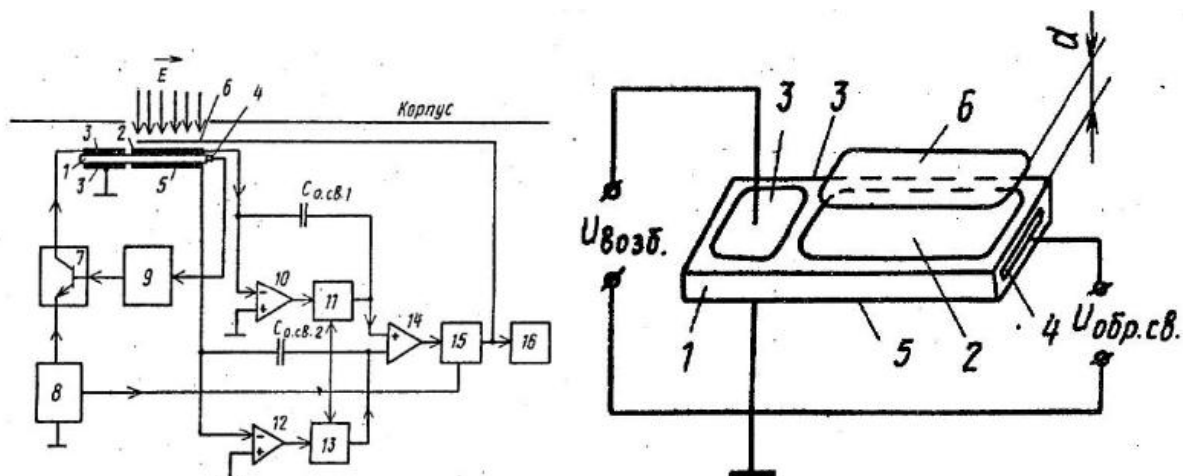


Рисунок 3.10 – Измеритель электрического поля

Рассмотрим также модель флюксметра. На данный момент точная модель электростатического флюксметра ротационного типа отсутствует. Первый анализ математической модели для такого типа измерителей были сделаны Имянитов.

Более подробная модель была разработана В. С. Аксельродом, В. А. Мондрусовым, К. Б. Щегловским.

Попытки применить указанные модели к экспериментального образца показали значительное расхождение между экспериментальными данными и теоретическими.

Модель сенсора представлена на рисунке 3.11.

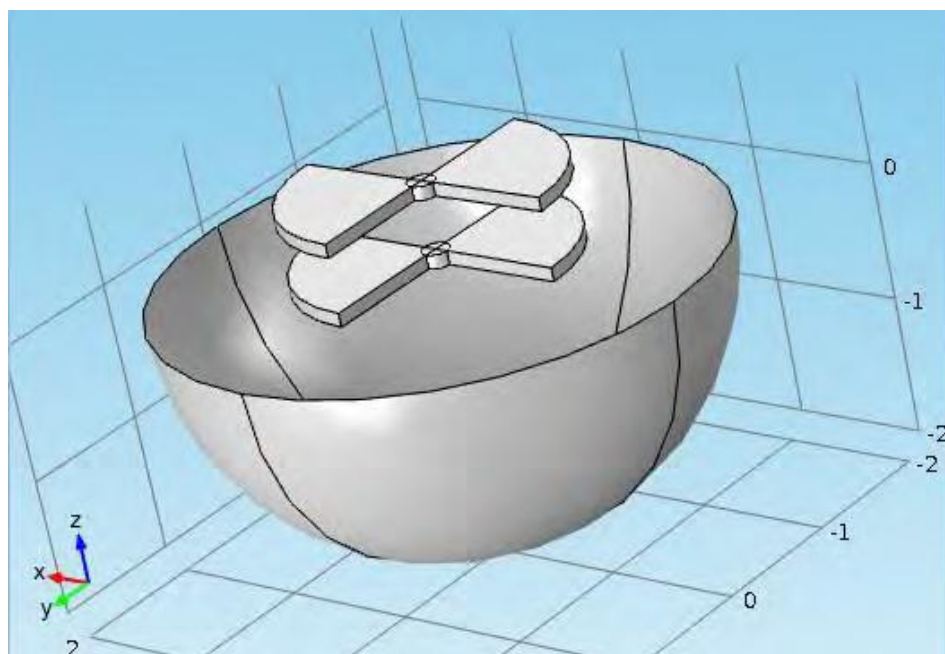


Рисунок 3.11 – Модель сенсора

На рисунке 3.12 изображено поле, создаваемое электродами при подаче на верхней потенциал в 1 вольт и заземлении другого.

Верхний электрод вращался над нижним вокруг своей оси и измерялась емкость системы из двух электродов. При этом предполагается, что нижний электрод представляет из себя сенсор, а верхний - электрический экран.

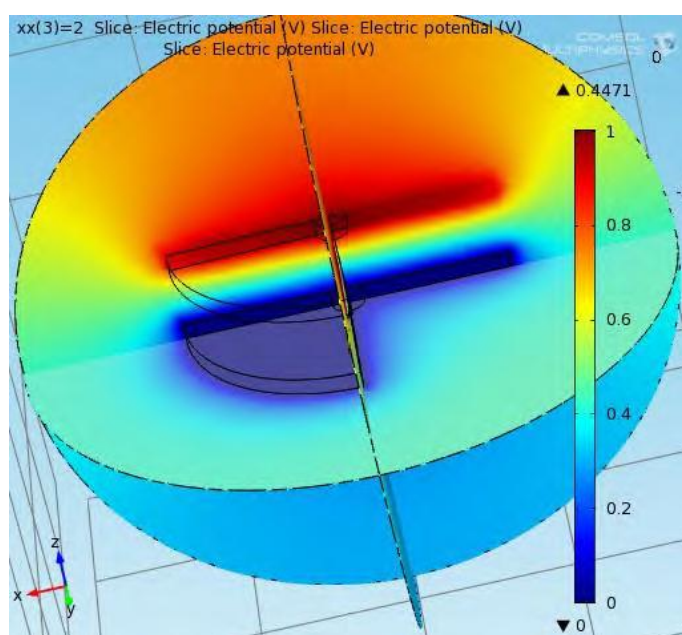


Рисунок 3.12 – Поле, создаваемое электродами

В работе представлены результаты эксперимента для данного флюксометра.

Представим некоторые результаты.

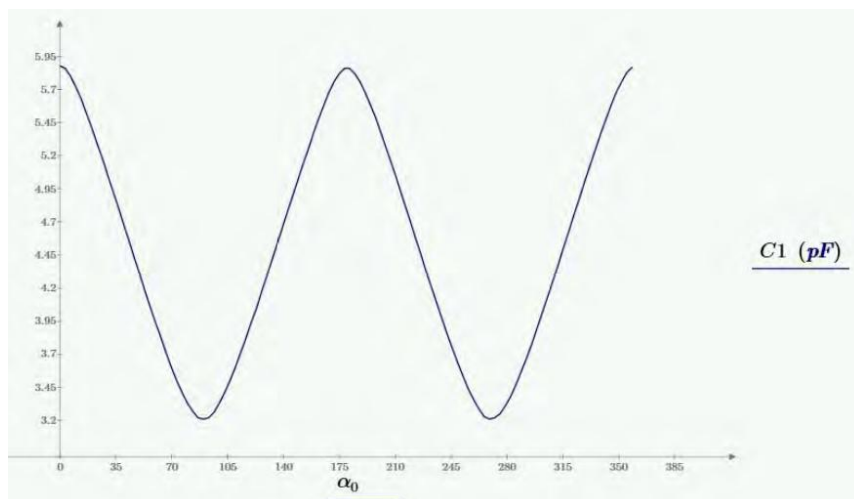


Рисунок 3.13 - График изменения емкости сенсора диаметром 3 см в зависимости от угла поворота одного из электродов

Видно, что емкость меняется не линейно, поэтому было проведено моделирование сенсоров с большими геометрическими размерами, а именно с диаметрами 6 см и 12 см. Результаты моделирования представлены на рисунке 3.14.

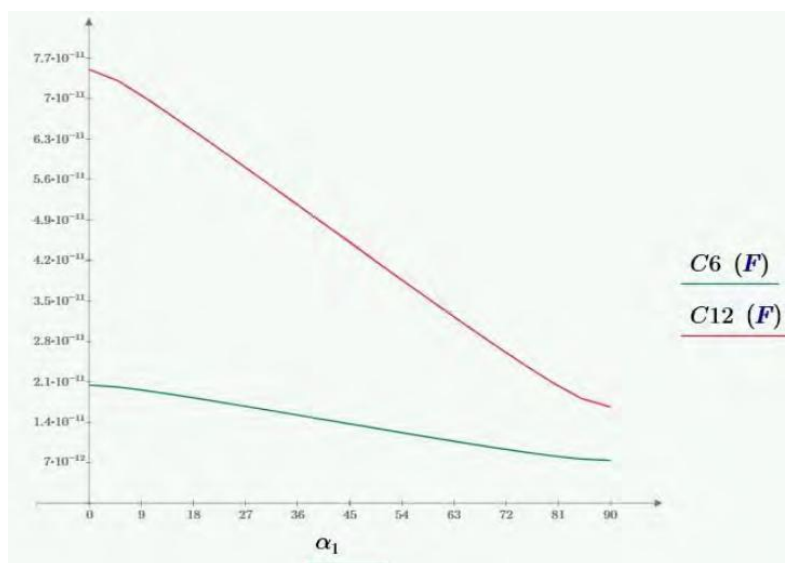


Рисунок 3.14 - График изменения емкости в зависимости от угла поворота

одного из электродов

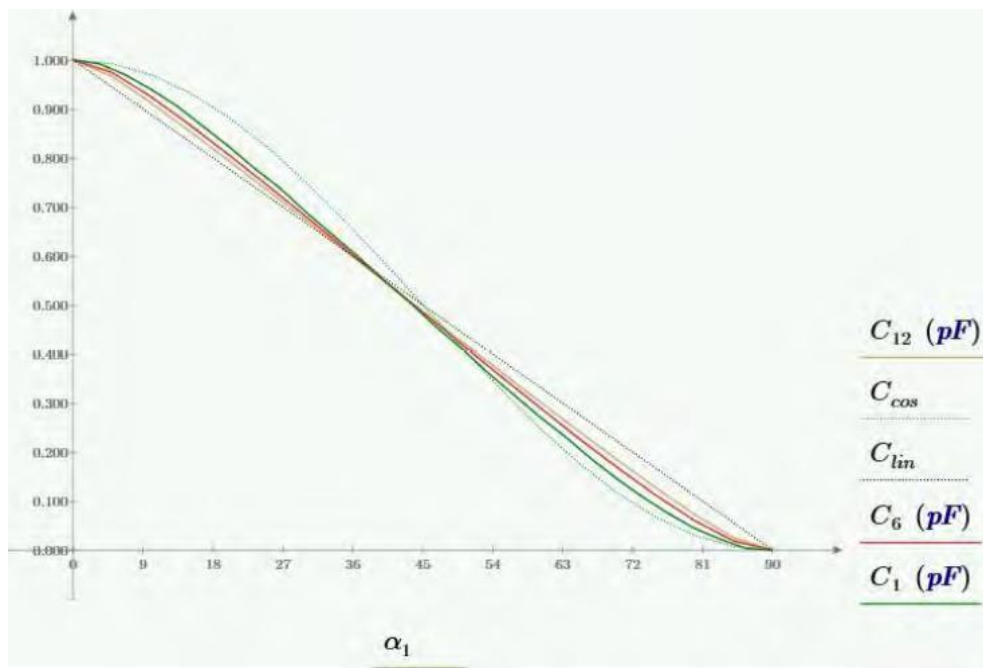


Рисунок 3.15 – Нормализованное изменение емкости сенсора при радиусах 1,6 и 12 см

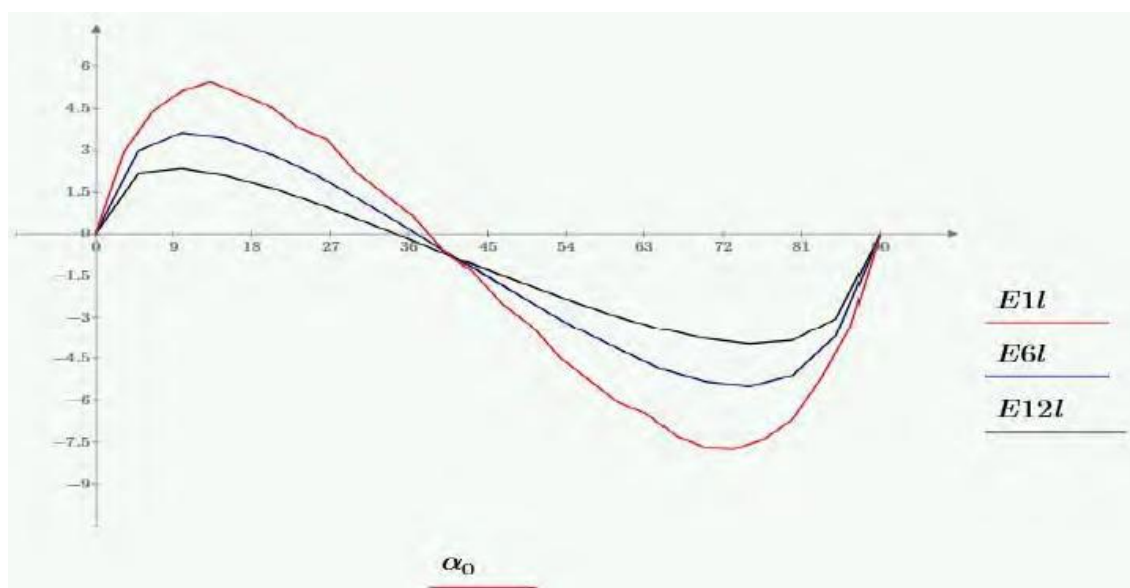


Рисунок 3.16 - Разница между результатами моделирования и линейным законом изменения емкости

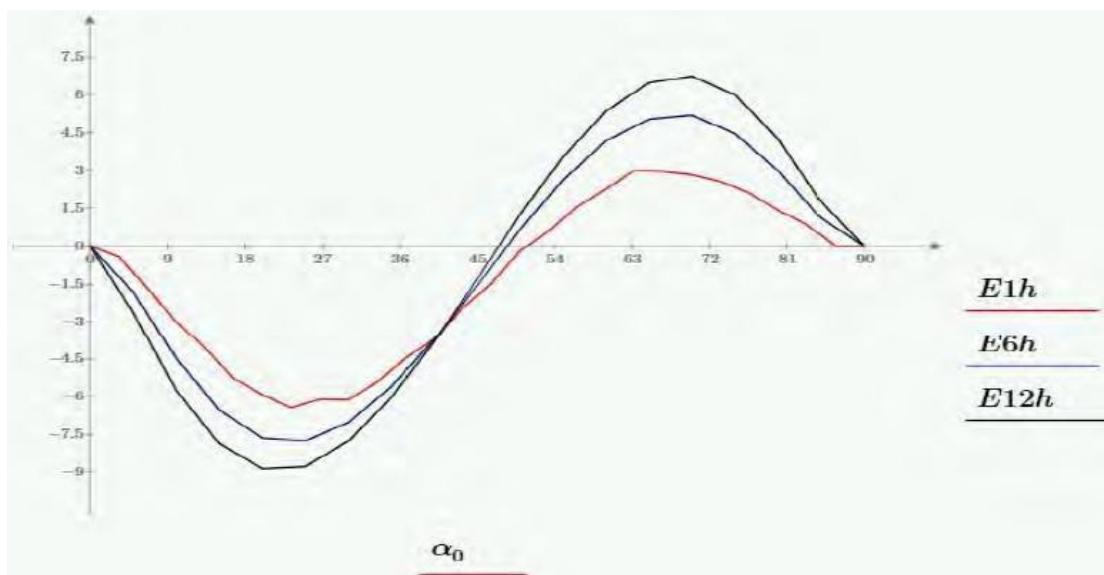


Рисунок 3.17 - Разница между результатами моделирования и гармоническим законом изменения емкости

Распространенная блок-схема измерителя напряженности электрического поля атмосферы представлена на рисунке 3.17.

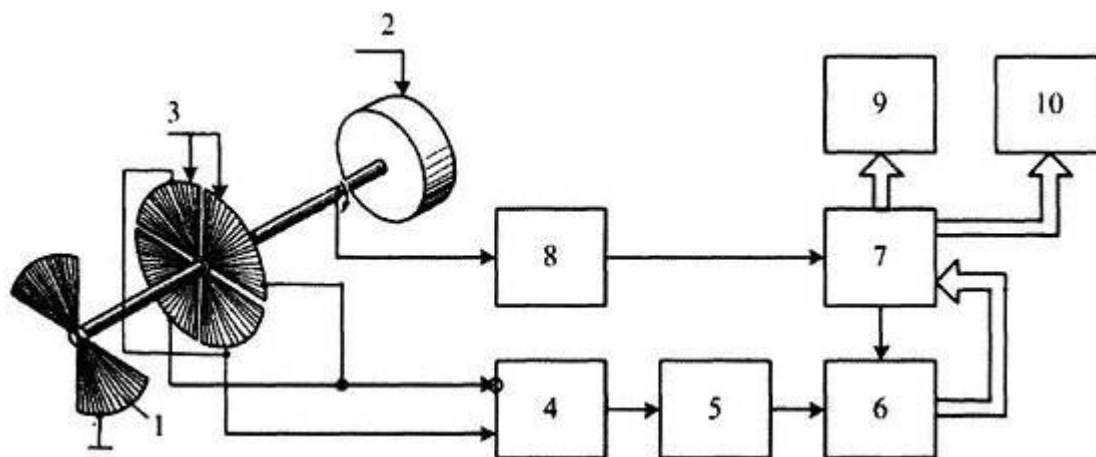


Рисунок 3.17 – Блок-схема измерителя напряженности электрического поля атмосферы

На рисунке 3.17 представлены:

- 1- экранирующая пластина;
- 2 - электродвигатель;
- 3- две пары измерительных пластин;
- 4 дифференциальный усилитель;
- 5-фильтр;

- 6- аналогово-цифровой преобразователь;
- 7- микроконтроллер;
- 8- датчик синхросигнала положения пластины;
- 9- цифровой дисплей;
- 10-модуль беспроводной передачи цифровой информации.

3.2 Анализ временной изменчивости электрических параметров атмосферы в условиях хорошей погоды

В рамках написания дипломной работы были собраны и проанализированы результаты измерений напряженности электрического поля атмосферы тропосферы Кольского полуострова.

Рассмотрим полученные результаты.

1. Суточный ход в условиях хорошей погоды. Данных представлены в виде графика на рисунке 3.18.

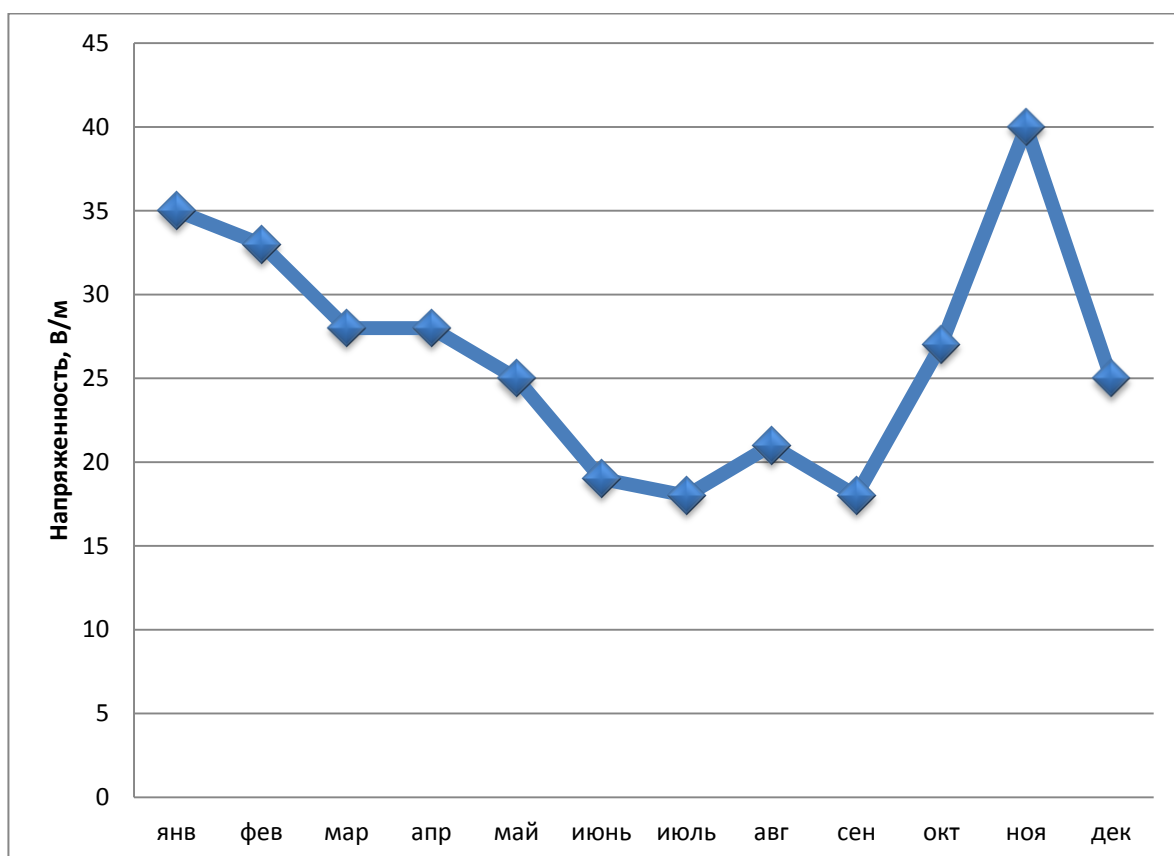


Рисунок 3.18 – Годовой ход напряженности в условиях хорошей погоды, Мурманск 1968г.

2. Далее составим общий график средних значений напряжённости тропосферы в условиях хорошей погоды по часам за месяцы, которые представлены на рисунке 3.19

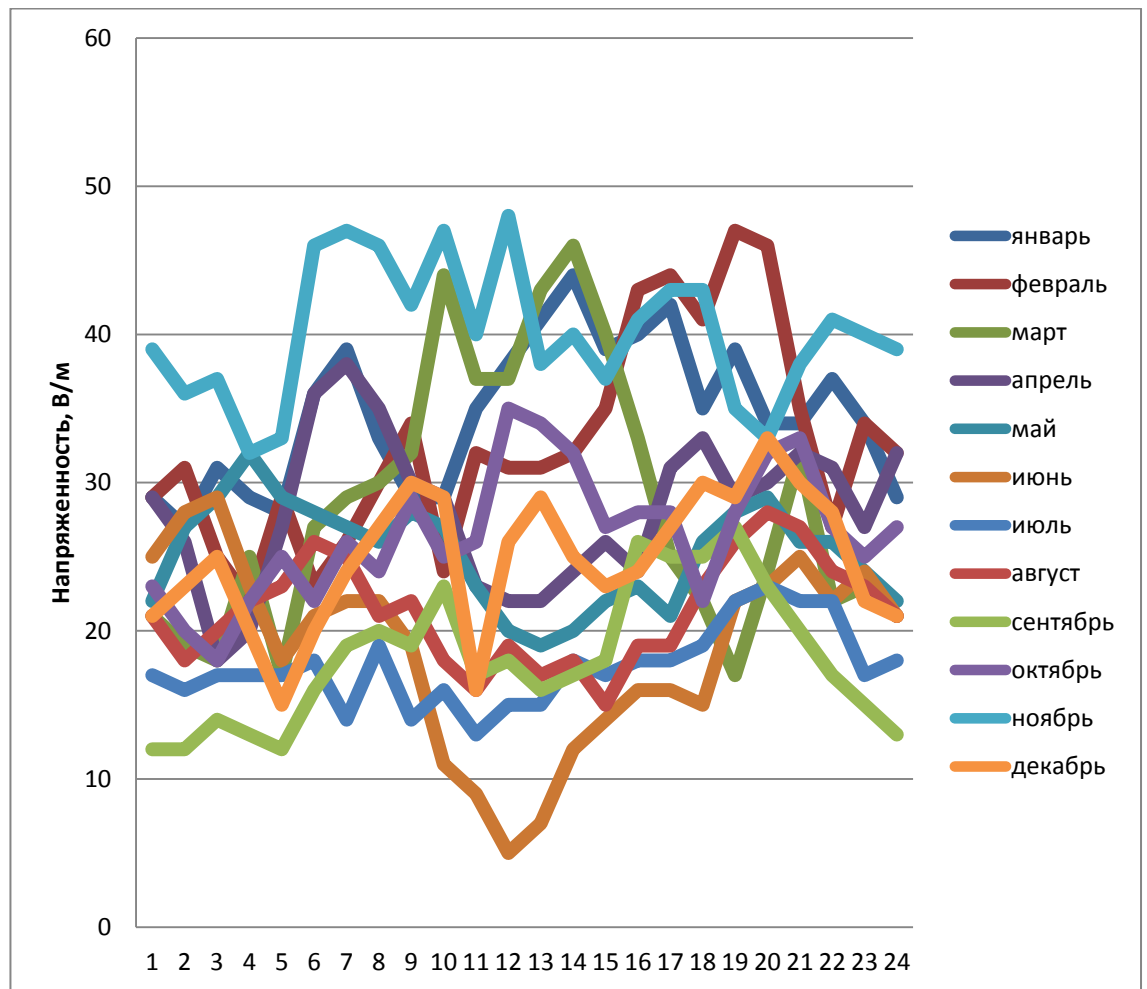


Рисунок 3.19 - Общий график средних значений напряжённости тропосферы в условиях хорошей погоды за месяцы почасовые.

3. Затем составим график напряжённости средних значений тропосферы по сезонам зима – лето, представлено на рисунке 3.20

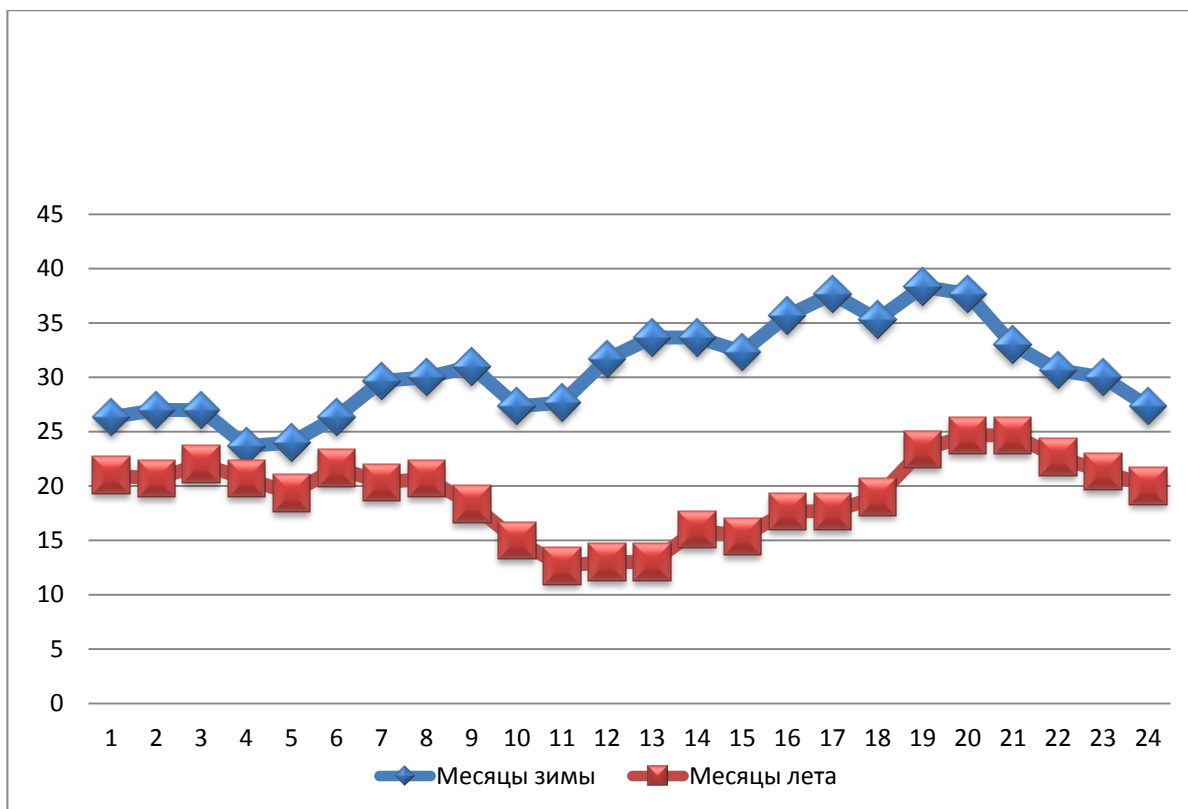


Рисунок 3.20 – График напряжённости средних значений тропосферы по сезонам зима – лето, Мурманск 1968г.

Из рисунка 3.20 видно, зимой напряжённость существенно выше, заметен явный суточный ход из-за того, что практически всё время лежит снег, моря и озёра находятся подольдом, нет свободных носителей зарядов, напряжению некуда деваться, а летом наоборот есть открытая почва, вода, влияние космических лучей, появляется радиация.

3.3 Характерные значения электрических параметров атмосферы в различных метеоусловиях

Отдельно рассмотрим изменения напряжённости при различных метеорологических явлениях, в таблице погодных явлений 3.26, и на рисунках 3.21, 3.22, 3.23, 3.24.



Рисунок 3.21 – туман село Ловозеро, Кольский полуостров



Рисунок 3.22 – метель, село Ловозеро, Кольский полуостров



Рисунок 3.23 – дождь, село Ловозеро, Кольский полуостров

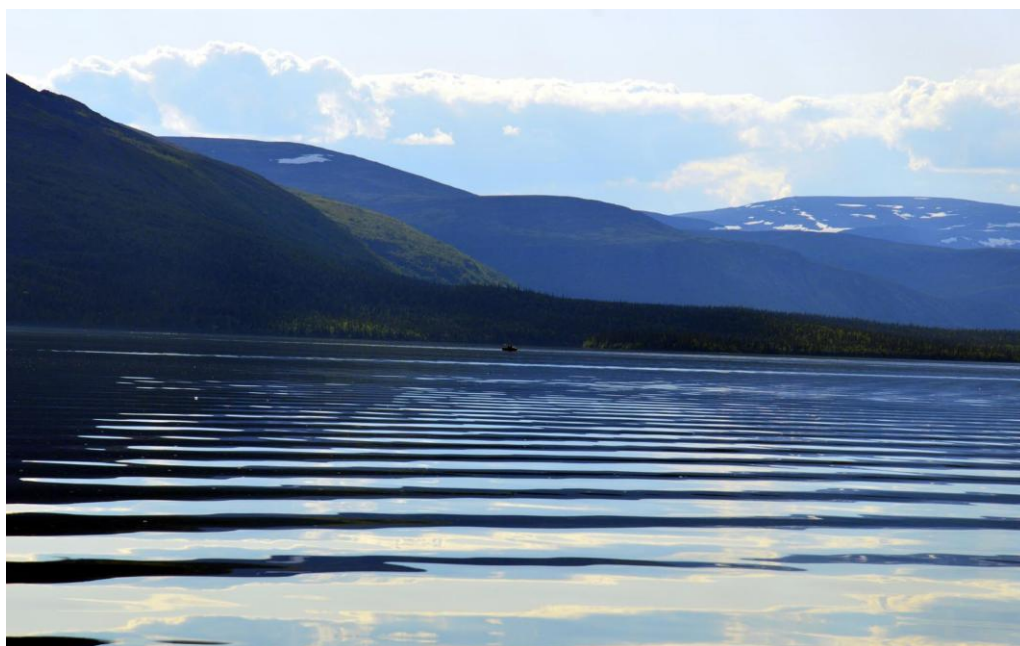


Рисунок 3.24 - хорошая погода, село Ловозеро, Кольский полуостров

Явление	Минимальное значение	Среднее значение	Максимальное значение
Ветер	-37	18	135
Метель	-202	12	136
Снег	-226	20	126
Дождь	-132	-6	72
Туман	-30	29	132

Таблица 3.27 – Диапазон значений электрического поля тропосферы во время основных погодных явлений, Мурманск 1968г

Из данных таблицы видно, что средние значения не отличаются от условий хорошей погоды. Они конечно оказывают влияние на напряжённость, но зависит это от интенсивности явления, а не от времени суток или времени года.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, электрическое поле атмосферы очень изменчиво. При этом важно разделять глобальные (т.е. планетарного масштаба), региональные и локальные электрические поля. Последние, в свою очередь, напрямую связаны как с изменениями ионно-аэрозольного состава, так и с физическими условиями среды.

Важной частью изучения закономерностей поведения формирования электродного слоя атмосферы является исследование вертикального распределения основных атмосферно-электрических характеристик, в частности объемного заряда, а следовательно и напряженности поля.

Электрическое поле в каждой точке наблюдения создается глобальной составляющей, связанной с разностью потенциалов между ионосферой и земной поверхностью и локальной, связанной с появлением объемных зарядов, т.е. наблюдаемое электрическое поле вблизи земной поверхности является результатом суперпозиции глобального поля атмосферы и полей объемных зарядов, образующихся в атмосфере в результате различных процессов.

Все элементы атмосферного электричества испытывают временные вариации различных масштабов. Наиболее характерными из них являются суточные вариации градиента потенциала электрического поля.

В результате выполнения работы установлено, что плохие погодные условия существенно влияют на напряженность электрического поля атмосферы.

При условиях хорошей погоды напряженность электрического поля атмосферы относительно стабильна.

Минимальных значений она достигает до восхода Солнца, а максимальных – во время заката.

В результате написания выпускной квалификационной работы были выполнены следующие задачи:

1. Изучены электрические параметры атмосферы;

2. Изучены особенности электромагнитного поля атмосферы земли полярных широт;

3. Выполнено описание измерительных приборов атмосферно электрических характеристик и привести экспериментальные исследования, выполнить их анализ.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов С.В., Геофизические аспекты исследования глобальной электрической цепи - В сб.: VI Российская конференция по атмосферному электричеству, Нижний Новгород, 2007, с.7-10.
2. Герасименко В.И. Электрические и метеорологические поля нижней тропосферы. В кн. Атмосферное электричество. Л. Гидрометеиздат. 1976. С. 25-31.
3. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели).Л.: Гидрометеиздат, 1991. с.447-459.
4. Бирюков Ю.В., Кречетов А.А., Загайнов В.А., Оболкин В.А., Шаманский Ю.В., Совместные наблюдения вариаций электрического поля атмосферы и концентрации аэрозоля на Байкале - В сб.: VI Российская конференция по атмосферному электричеству, Нижний Новгород, 2007, с.71-72.
5. Грунская Л.В., Ефимов В.А., Исакевич В.В., Козлов А.Н., Гаврилов И.Н., Тарасов А.Н., Поляков А.А., Скоморохин С.А., Герасимов М.С., Крестьянинов И.И., Снаровкина А.Ф., Елисеева С.В., Система многоканального синхронного мониторинга электромагнитных полей КНЧ диапазона приземного слоя. – В сб. - V Российская конференция по атмосферному электричеству, Владимир, 2003, с.119 – 120.
6. Двали Е.Р., Калаиджева Л.Л., Зависимость электрических характеристик атмосферы от некоторых атмосферных явлений. В сб. Труды ГГО, вып. 401, Л., 1980, с.118-122.
7. Боровиков А.М. Физика облаков. – Л. Гидрометеиздат, 1961. – 460с.
и др.
8. Буйков М.В. Численное моделирование облаков слоистых форм. Обзор. – Обнинск; 1978, - 62с.
9. Бурман Э.А. Местные ветры. – Л.: Гидрометеиздат, 1969, - 338с.

10. Коваленко В.А., Шаманский Ю.В., Молодых С.И., Сезонные вариации параметров атмосферного электричества и приземного давления - В сб.: VI Российская конференция по атмосферному электричеству, Нижний Новгород, 2007, с.225-226.
11. Гаргер Е.К. Волощук В.М., Процессы коагуляции в дисперстных системах. – Л.: Седунов Ю.С. Гидрометеиздат, 1975. – 320с.
12. Волощук В.М. Кинетическая теория коагуляции. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 284с.
13. Кузнецов В. В., Атмосферное электрическое поле: факты, наблюдения, корреляции, модели.
14. Michael F. Stewart, Electricfieldmeasuringsystem, U. S. Patentno. US5315232, 1994
15. А.с. 1288630 СССР МКИ G01 29/12 «Способ измерения электростатического поля» / К.С. Жупахин, В.С. Жупахин, Ю.П. Михайловский №3789010/24-21 Заявлено 05.09.1984/
16. А.с. 1257567 СССР МКИ G01 29/12 «Способ измерения электростатического поля» / К.С. Жупахин - №3786094/24-21 Заявлено 28.08.1984.
17. Bruce T. Williams, High speed electrostatic voltmeter, U. S. Patent no. US4205267, 1980
18. Jerzy Kieres, Toshio Uehara, Bruce T. Williams, Sensor for non-contacting electrostatic detector, U. S. Patent no. US6600323, 2003
19. Osamu Akiyama, Surface electric potential sensor drive and induction noise cancellation circuit, U. S. Patent no. US5600251, 1997
20. Few Arthur A, Electric field sensor, U. S. Patent no. US3925726, 1975
21. Nilton O. Renno, Steven A. Rogacki, Rotating electric-field sensor, U. S. Patent no. US8536879, 2013.
22. N O Renno, J F Kok, H Kirkham, and S Rogacki, A miniature sensor for electrical field measurements in dusty planetary atmospheres, journal of Physics: Conference Series 142 (2008) 012075 .

23. А.с. 1509758 СССР МКИ G01 29/12 «Измеритель напряженности статических и квазистатических электрических полей» / Ю.Г. Пехтерев, В.В. Канюшкин, В.А. Кочнев - №4306040/24-09 Заявлено 14.09.1987 .

24. Simon Ghionea, Gabriel Smith, Jeffrey Pulskamp, Sarah Bedair, Christopher Meyer, and David Hull, MEMS Electric-Field Sensor With Lead Zirconate Titanate (PZT)-Actuated Electrodes, Sensors and Electron Devices Directorate US Army Research Laboratory Adelphi, MD USA, SENSORS, 2013 IEEE 1930-0395.

25. Chunrong Peng and Shanhong Xia, A Novel Micro-Electrostatic Field Sensor Based on Parallel-Plate Resonator, SENSORS, 2009 IEEE 978-1-4244-4630-8/09/

26. Chao Ye, Chunrong Peng, Xianxiang Chen, Shanhong Xia, A Micromachined Electrostatic Field Sensor with Vertical Thermal Actuator, IEEE SENSORS 2006, 1 -4244-0376-6/06/

27. T. Kobayashi, S.Oyama, H. Okada, N. Makimoto, K. Tanaka, T. Itoh, and R. Maeda, an electrostatic field sensor driven by self-excited vibration of sensor/actuator integrated piezoelectric micro cantilever, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Tsukuba, Japan Hirose Electric Co., Yokohama, Japan

28. Chunrong Peng, Xianxiang Chen, Qiang Bai, Lei Luo, Shanhong Xia, A Novel High Performance Micromechanical Resonant Electrostatic Field Sensor Used In Atmospheric Electric Field Detection, Micro Electro Mechanical Systems, 2006 p.p. 698-701

29. В. С. Аксельрод, В. А. Мондрусов, К. Б. Щигловский, Методы и средства измерения напряженности и потенциала электрического поля.

30. Семенов К.А., Связь элементов атмосферного электричества с загрязнением воздуха. – В сб.: Атмосферное электричество. Труды I Всесоюзного симпозиума, Л., 1976, с. 75-79.

31. Соколенко Л.Г., Шварц Я.М. Датчик электрической проводимости воздуха // Труды ГГО. Л.: Гидрометеиздат. 1990. Вып. 527. С. 33-36.

32. Шаманский Ю.В., Глобальные и локальные вариации электрического поля. – В сб.: V Российская конференция по атмосферному электричеству, Владимир, 2003, с.46-49.

33. Шварц Я.М., Соколенко Л.Г., Результаты многолетних измерений градиента потенциала электрического поля атмосферы и удельных полярных электрических проводимостей воздуха в приземном слое атмосферы на территории России. – В сб.: V Российская конференция по атмосферному электричеству, Владимир, 2003, с.133-136.

34. Шулейкин В.Н., Атмосферное электричество и сейсмические, гидрогеологические и газовые поля земли - В сб.: VI Российская конференция по атмосферному электричеству, Нижний Новгород, 2007, с.35-38.

35. Маричев В.Н., Богданов В.В., Живетьев И.В., Шевцов Б.М. Влияние геомагнитных возмущений на образование аэрозольных слоев в стратосфере
Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 6. С. 841-848.