

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

(магистерская диссертация)

Исполнитель _	Мацуцына Юлия Сергеевна
	(фамилия, имя, отчество)
Руководитель	кандидат физико-математических наук, доцент
	(ученая степень, ученое звание)
	Кашлева Лариса Владимировна
	(фамилия, имя, отчество)
«К защите допусі	calo»
заве <mark>дующий</mark> каф	едрой
5	(подпись)
К	андидат физико-математических наук, доцент
	(ученая степень, ученое звание)
	СероуховаОльга Станиславовна
	(duminum unit (micerco)
	(quanting, nun, of section)
(16 » шеше 2021	(pasting, mar, crice(bb)) *
(16 » шена 2021	e [].
(16 » шеше 2021	د ۲.
«16 » шена 2021	(particular, mar, cracetter) *

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4	
1 Основные сведения об атмосферном электричестве		
1.1 Развитие учения об атмосферном электричестве		
1.2 Глобальная Атмосферная Электрическая Цепь		
1.2.1 Концепция Глобальной Атмосферной Электрической Цепи	10	
1.2.2 Составляющие Глобальной Атмосферной Электрической		
Цепи	12	
1.2.2.1 Зона «хорошей погоды»	14	
1.2.2.2 Зона «нарушенной погоды». Грозовое электричество		
1.2.3 Унитарная вариация		
1.3 Исторический обзор численных моделей электрических процессов в атмосфере	22	
2 Общее описание модели и исходные данные расчетов		
2.1 Описание электростатической модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды»	27	
2.1.1 Основные уравнения, используемые в модели		
2.1.2 Граничные условия и исходные данные		
2.2 Модификация модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды»		
2.2.1 Основные уравнения, используемые в модели	35	
2.1.2 Граничные условия и исходные данные	38	
3 Анализ полученных результатов	39	
3.1 Анализ результатов, полученных с помощью исходной модели	39	
3.2 Анализ результатов, полученных с помощью	48	

модифицированной модели	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	74
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	76

ВВЕДЕНИЕ

Закономерности поведения электрического поля изучаются уже более двухсот лет и более ста лет проводятся систематические исследования. Несмотря на столь большой срок, изучение атмосферного электричества не теряет своей популярности, ведь изменение электрических параметров атмосферы непосредственно связано не только с атмосферными процессами, но так же на атмосферное электричество влияет экологическая ситуация, изменение климата и многое другое. Изучение и моделирование атмосферно-электрических процессов является актуальным, так как многие процессы, происходящие в атмосфере и оказывающие непосредственное влияние на жизни людей, напрямую зависят от электрического состояния атмосферы.

Целью представленной работы является изучение электрического состояния тропосферы вне зон грозовой деятельности с использованием численной модели. Для достижения поставленной цели были выполнены следующие задачи:

1. сбор и изучение литературы об атмосферном электричестве и его основных характеристиках;

2. изучение электростатической модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды» и ее модификация;

3. анализ полученных результатов и оценка качества созданной и реализованной модели на языке Fortran.

Выпускная квалификационная работа состоит из введения, трех глав и заключения. Во введении сформулирована цель работы, поставлены задачи для ее достижения, указана актуальность данного исследования.

В первой главе приводятся основные сведения об атмосферном электричестве и краткий исторический обзор численных моделей электрических процессов в атмосфере; более подробно рассмотрена Глобальная Атмосферная Электрическая Цепь и ее составные части.

Во второй главе приводится описание использованной электростатической модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды» и ее дальнейшая модификация в ходе исследовательской работы.

В третьей главе были проанализированы результаты, полученные с помощью исходной электростатической модели и ее дополненной версии.

В заключении сделаны выводы по проделанной работе.

1 Основные сведения об атмосферном электричестве

1.1 Развитие учения об атмосферном электричестве

Научное изучение атмосферного электричества началось в XVIII веке с исследования электрической природы гроз, подобных той, которая имела место в эксперименте Бенджамина Франклина с воздушным змеем в 1750-х годах. Французский ботаник и физик Луи Гийом Ле Монье, проведя ряд экспериментов, доказал, что атмосфера наэлектризована даже в хорошую погоду. Позже Ле Монье продемонстрировал, что атмосфера электрифицирована даже при ясном небе и обнаружил суточные колебания атмосферного электричества, наблюдая изменения электростатического притяжения подвешенного провода, изолированного от земли и подвергнутого воздействию атмосферы. В это же время Джон Кантон (в 1753 году) по результатам своих экспериментов, обнаружил, что атмосферный воздух заряжен положительно относительно поверхности земли во время хорошей погоды, а изменения этого заряда связаны с такими метеорологическими явлениями, как туманы и осадки.

Середина XIX века была отмечена развитием датчиков для исследования атмосферного электричества, особенно датчика электрического поля, изобретенного Уильямом Томсоном (лордом Кельвином), получившего название «Капельница Кельвина». Датчик Кельвина в сочетании с недавно открытым методом фотографической записи позволил проводить непрерывные измерения электрического поля в обсерватории Кью в Лондоне в 1861 году. Тесная связь между изменениями погоды и электрическим состоянием атмосферы послужила мотивацией для дальнейшего изучения атмосферного электричества.

В начале XX века информацию о состоянии электрического поля атмосферы на больших высотах давали полеты на воздушных шарах. А в Мировом Океане проводились научные исследования И регистрация геомагнитных и атмосферных электрических явлений исследовательским «Карнеги» (Carnegie), построенным для Института Карнеги в судном Вашингтоне, США [5]. «Карнеги» представлял собой парусный корабль, построенный из дерева и немагнитного металла (для предотвращения локальных магнитных искажений). Во время исследовательских круизов измерялись напряженность электрического поля, концентрация и подвижность как положительных, так и отрицательных ионов, проводимость воздуха так же обеих полярностей, «проникающее» (гамма-) и земное (бета-/альфа-) излучение. Плотность тока проводимости определялась косвенно С использованием напряженности поля и общей проводимости воздуха.

Во время исследовательских экспедиций «Карнеги» сделал множество научных открытий, одним из них было открытие глобального присутствия «проникающей» радиации (космическое излучение), примерно одинаковой интенсивности на поверхности, хотя наблюдалась вариация с геомагнитной широтой. Измерения радиоактивности воздуха и морской воды показали, что проникающее излучение не относится ни к одному известному источнику из океанов, что подтверждало открытие Виктором Гессом космических лучей в 1912 году. Сейчас известно, что в слое 0-9 км 95% ионов образуются под влиянием космических лучей.

Так же было обнаружено, что напряженность электрического поля в низких широтах примерна на 10% ниже, чем в высоких широтах, или на 20% с учетом годового изменения напряженности (может быть связано с местными изменениями проводимости воздуха). В ходе экспедиций было отмечено, что на море (в отличие от суши) не наблюдалось существенных вариаций напряженности электрического поля относительно среднего значения в 130 В/м.

Возможно, самым значительным открытием экспедиций «Карнеги» для изучения атмосферного электричества было обнаружение среднего суточного изменение напряженности электрического поля вдали от загрязненного континентального воздуха. Несмотря на ограничения, когда напряженность поля можно было точно измерить и поправочные коэффициенты для судна, был обнаружен характерный суточный цикл, который позже стал базовым для суточного изменения Глобальной Атмосферной Электрической Цепи.

С развитием техники совершенствовались и создавались все новые методы и приборы для измерения основных электрических параметров атмосферы, к которым относятся:

- Напряженность электрического поля (E) это векторная величина, которая характеризует силу, действующую на единичный заряд, помещенный в данное поле. Нередко вместо напряженности поля используют градиент потенциала (grad φ).
- Потенциал поля (φ) это энергия, необходимая для перемещения заряда из данной точки в бесконечность или наоборот.
- Плотность электрического заряда (ρ) это количество электрического заряда, который приходится на единицу площади или объема.
- Плотность электрического тока (j) это электрический ток, проходящий через заданную площадь.
- Электропроводность атмосферы (λ) это способность среды проводить электрический ток.

Рассмотренные выше характеристики являются локальными, поэтому для изучения глобального электрического состояния атмосферы используют следующие параметры: общее сопротивление атмосферы (R), полный заряд атмосферы (Q), полный электрический ток в атмосфере (I).

В настоящее время для изучения электричества атмосферы используют самолеты с установленными на них приборами, измеряющими электрическое

поле на различных высотах в условиях «хорошей» погоды и в облачной атмосфере. Так же существует сеть станций, измеряющих электрические параметры у поверхности земли. Для изучения процесса электризации облаков и в целях грозозащиты применяются локаторы и сеть пунктов наблюдений с установленными на них грозорегистраторами или грозопеленгаторами [3].

Появление современных спутниковых приборов, дающих возможность проводить мониторинг вспышек молний (как днем, так и ночью), позволило не только использовать эти данные для определения грозоопасных районов, но и суточными изменениями глобальной детально изучить связь между активностью молний и суточными вариациями напряженности поля. Например, Николаенко А. П. использовал данные OTD (Optical Transient Detector) (оптического детектора переходных процессов, основанного на датчиках, первоначально предназначенных для обнаружения атмосферных ядерных взрывов) в период с апреля 1995 года по март 2000 года в своем исследовании. была Используя полученные данные, составлена карта глобального распределения активности молний, которая представлена на рисунке 1, и так же были сравнены суточные колебания количества молний с кривой Карнеги [5]. Более подробна эта зависимость будет рассмотрена далее в представленной работе.



Рисунок 1 – Карта глобального распределения активности молний, основанная спутниковых данных, полученных с помощью Optical Transient Detector

С созданием глобальной сети метеорологических станций и развитием измерительной техники стало возможным изучение глобальных электрических процессов, происходящих в атмосфере, их взаимосвязь с метеорологическими параметрами и погодными условиями, а так же открытие новых процессов и закономерностей. Развитие морских и воздушных судов и установленных на них датчиков позволяет исследовать не только распределение электрических параметров в атмосфере и воде, но и отслеживать их изменение во времени.

1.2 Глобальная Атмосферная Электрическая Цепь

1.2.1. Концепция Глобальной Атмосферной Электрической Цепи

Вопрос о происхождении электрического поля атмосферы – это один из наиболее сложных вопросов в исследованиях атмосферного электричества. В 1860-х

годах У. Томсон (Лорд Кельвин) предположил о существовании в верхних слоях атмосферы проводящего слоя, имеющего непосредственное отношение к явлениям атмосферного электричества. Считалось, что данный слой образован газами, которые при низких значениях давления начинают вести себя как проводники. Затем последовала идея, что земля и данный проводящий слой вместе должны вести себя как гигантский конденсатор. Эта идея и стояла на заре современной теории о Глобальной Атмосферной Электрической Цепи [2]. До середины XX столетия экспериментальные исследования атмосферного электрического поля сводились, в основном, к измерениям вблизи земной поверхности. Данные измерения позволили выявить ряд характерных особенностей поведения электрического поля атмосферы в приземном слое и установить его связь с другими элементами атмосферного электричества.

Классическая идея Глобальной Атмосферной Электрической Цепи была предложена Чарльзом Вильсоном в 1920-х годах после сбора доказательств того, что суточное изменение напряженности электрического поля по отношению к Универсальному времени было одинаковым для станций по всему миру, особенно в незагрязненных местах, таких как во время океанографических экспедиций «Карнеги», и знаний о проводящих верхних областях атмосферы, полученных в результате исследований радиоволн. В настоящее время концепция ГЭЦ является основой для построения теорий атмосферного электричества.

По предложенной Вильсоном гипотезе Глобальная Электрическая Цепь (ГЭЦ) представляет собой распределенный токовый контур, который образован проводящими слоями нижней ионосферы, стратосферы, тропосферы, верхнего слоя океана и земной коры, которые «замкнуты» электрически проводящей атмосферой. В качестве основного источника электродвижущей силы в ГЭЦ являются зоны грозовой активности. Данные области (так называемые «зоны зарядки») заряжают положительно высокие, хорошо проводящие слои атмосферы, а землю – отрицательно. Поверхность земли за счет проводимости играет роль нижней обкладки гигантского сферического конденсатора. Верхней же частью токового

контура является ионосфера, которая в свою очередь подвержена влиянию физических процессов земного происхождения (например, высотные разряды в ионосферу) и внеземного (потоки заряженных частиц от Солнца, солнечные вспышки, галактические космические лучи и др.). Между указанными слоями располагается слой диэлектрика (тропосфера и стратосфера). В результате между землей и ионосферой появляется некоторая разность потенциалов [1]. Так как диэлектрик обладает проводимостью, разность потенциалов, возникающая на его обкладках, вызывает в зонах «хорошей погоды» появление токов, которые стремятся разрядить конденсатор.

Величина образующихся токов пропорциональна разности потенциалов между землей и ионосферой. В результате процессов зарядки обкладок конденсатора в районах с грозовой активностью и разрядки в других областях земного шара устанавливается некоторое равновесное значение потенциала, удовлетворяющее условию, что сумма токов, заряжающих конденсатор, равна сумме токов, разряжающих конденсатор. Таким образом, Глобальная Атмосферная Электрическая Цепь определяет в атмосфере баланс электрических токов, условия поддержания электрического поля, а также структуру указанных выше полей и токов.

1.2.2 Составляющие Глобальной Атмосферной Электрической Цепи

Согласно современным представлениям, Глобальная Электрическая Цепь состоит из совокупности твердых и газоплазменных оболочек, которые объединены с зонами «зарядки» и зонами «разрядки» с помощью протекающих электрических токов. Основным источником электрического поля в тропосфере и стратосфере являются планетарные грозовые процессы, которые действуют как токовые генераторы. В областях существования грозовых облаков текут токи, которые заряжают атмосферу, а в областях, свободных от грозовых облаков, текут токи разрядки. При этом проблема существования стационарного состояния Глобальной Атмосферной Электрической Цепи сводится к задаче обеспечения баланса между выходными токами источников формирования ГЭЦ и возвратными токами нагрузочных областей [6]. Суточный ход напряженности электрического поля во многом подобен суточному ходу интенсивности грозовой деятельности рассчитанной для всего земного шара.



Рисунок 2 - Схема Глобальной Электрической Цепи

На рисунке 2 представлено схематическое изображение Глобальной Электрической Цепи. В левой части рисунка изображена область «нарушенной погоды» (она же область «зарядки» глобального конденсатора), т.е. область с грозовой активностью. Общий ток в данной зоне складывается из тока осадков и тока молний, текущих к поверхности земли, и тока острий и вертикального тока, текущих от нее. Соотношение между величинами плотности этих токов может быть различно в разные моменты и в разных местах.

В правой части рисунка изображена зона «разрядки» глобального конденсатора, т.е. область «хорошей погоды». В областях «хорошей погоды» к поверхности земли течет вертикальный ток проводимости, который компенсируется токами обратного направления в тех областях, над которыми развивается грозовая активность. Области «зарядки» и «разрядки» замыкаются вверху токами, текущими в хорошо проводящих слоях на высоте 50-60 км, а внизу – токами, текущими в литосфере. Далее рассмотрим каждую область Глобальной Атмосферной Электрической Цепи подробнее.

1.2.2.1 Зона «хорошей погоды»

В течение длительного времени, при изучении электрического поля у поверхности земли ставилась задача выявить общие для всего земного шара изменения напряженности электрического поля. С этой целью исследования старались свести к измерениям в те дни, когда местные факторы оказывали малое влияние на электрическое поле. Так как облака, туманы, пыльные и песчаные заметно сказываются на ходе поля, то дни с облачностью, сильным ветром, туманами обычно исключались из рассмотрения. Так, в науке об атмосферном электричестве возникло понятие о днях «хорошей» погоды, когда нарушение хода электрического поля, вызванное местными факторами, мало.

Под «хорошей погодой» понимают такие условия, при которых отсутствуют факторы, приводящие к возмущению электрических характеристик в атмосфере. К ним относятся осадки, туманы, грозы, ветер со скоростью более 3 м/с и облачность нижнего и среднего яруса.

При этих условиях напряженность электрического поля над сушей и океаном часто оказывается положительной, и среднее ее значение можно принять равным 130 В/м (напряженность над океаном составляет 120 - 150 В/м, а над сушей – 75 - 125 В/м). Плотность электрического тока в области «хорошей погоды» составляет порядка 10⁻¹² А/м², что дает ток 1700-1800 А. [5]Измерения электрического поля вблизи земной поверхности при условии отсутствия облачности, сильного ветра и осадков позволяют оценить некоторый эффективный заряд Земли, который составляет 10⁵ Кл. Поскольку атмосфера Земли обладает электропроводностью, то при отсутствии источников электрическое поле в атмосфере исчезает примерно за 10 мин [3].

1.2.2.2 Зона «нарушенной погоды». Грозовое электричество

Основным источником электродвижущей силы Глобальной Атмосферной Электрической Цепи служат районы земного шара, в которых наблюдается грозовая активность. Данные зоны часто называют зонами «нарушенной погоды» или зонами «зарядки ГЭЦ» по аналогии с зонами «хорошей погоды» или зонами «разрядки ГЭЦ». Для данной зоны характерна мощная кучево-дождевая и слоисто-дождевая облачность, в которой бурно развиваются электрические процессы, приводящие со временем к грозам. К грозовому электричеству можно отнести все токи, образующиеся при грозовой деятельности. Например:

1) Токи молний – это заряды, переносимые в атмосфере при разрядах молний. Одновременно на всей земле действует порядка 1800 гроз, и во время каждой грозы ударяет в среднем 60 молний в час. Полный заряд, переносимый молниями всех типов, колеблется от 0,2 до 500 Кл и в среднем составляет около 35 Кл. Величина среднего тока молний достигает примерно -20 Кл/км² в год.



Рисунок 3 – Карта распространения гроз по поверхности Земли

На рисунке 3 представлена карта распространения гроз по поверхности Земли. На ней можно увидеть, что грозы по поверхности Земли распределяются неравномерно: над континентами наблюдается примерно в 10 раз больше гроз, чем над океанами. Минимум грозовой активности приходится на полярные регионы, в то время как максимум наблюдается в Центральной Африке. Как известно, максимум интенсивности гроз в средних широтах приходится на летнее время и дневные послеполуденные часы. Минимум гроз наблюдается во время перед восходом Солнца.

2) Токи острий (коронный разряд, тихий разряд, огни святого Эльма) – это светящиеся разряды, образующиеся на электродах с малым радиусом кривизны (острых углах, возвышенностях, проводах и остриях) при грозах, метелях или при напряженности электрического поля более 10⁵ В/м. Продолжительность нередко достигает нескольких часов. Исследования показали, что величина токов острий составляет несколько мкА и за значительный промежуток времени к поверхности земли переносится преимущественно отрицательный заряд. Причем вклад токов острий в перенос отрицательного заряда больше, чем вклад токов молний.

При отрицательном заряде острия размер нитей, образующих корону, небольшой и составляет 2–3 см. Ток короны постоянно изменяется, пульсирует, т.к. знак объемных зарядов, образующихся вокруг, и знак острия совпадают, что может привести к уменьшению поля и даже к затуханию короны, если объемный заряд не рассеивается в окружающее пространство.

При положительном заряде острия свечение распределяется почти равномерно. Корона в данном случае не «сидит» на острие, а находится на коротком светящемся столбике («стебелек короны»). Это связано с тем, что малоподвижные положительные ионы создают положительный объемный заряд вокруг острия, которое ослабляет поле вблизи него, а электронные лавины развиваются от внешней границы короны к острию. Размеры нитей, образующих корону, в некоторых случаях достигают 15 см.

3) Ток осадков – это ток, переносимый гидрометеорами, которые приобрели заряд при падении сквозь облако и взаимодействии между собой.

На основании наблюдений были найдены некоторые закономерности:

1. Во время дождя или снегопада всегда выпадает смесь капелек или снежинок, которые переносят отрицательный и положительный заряд. Так же встречаются и незаряженные частицы. Число положительно заряженных частиц больше числа отрицательно заряженных.

2. Заряд положительно заряженных капель в среднем составляет 1,1 10⁻¹² Кл, а отрицательно заряженных – 1,3 10⁻¹² Кл.

3. Электрические характеристики так же зависят и от типов осадков. Например, наибольший заряд у частиц ливневых осадков, а наименьший заряд несут частицы обложных осадков.

4. Заряды капель в одной и той же полосе дождя могут различаться по величине и знаку на разных высотах.

5. Знак заряда частицы осадков может измениться на противоположный при падении в подоблачном слое.

4) Вертикальный ток – это ток вертикального направления, образующийся в атмосфере. Вертикальный ток бывает нескольких видов:

1. Конвективный ток – это ток, который возникает при конвективных движениях в атмосфере. Его можно рассчитать по следующей формуле:

$$\mathbf{i}_{\mathrm{KOHB}} = \mathbf{w} \cdot \mathbf{\rho},\tag{1}$$

где w – это скорость вертикальных конвективных; р – это плотность объемных зарядов.

2. Вертикальный ток проводимости – это ток, образующийся при наличии в атмосфере вертикально направленного электрического поля. Он течет по направлению к земной поверхности [3].

1.2.3 Унитарная вариация

Тщательные измерения, проведенные в чистом океанском воздухе во время экспедиции исследовательского судна «Карнеги» в 1915-1928 годах, показали четкий суточный цикл изменения напряженности электрического поля, который не зависел от географического местоположения. Это важное открытие наводило на мысль о глобальном источнике суточного изменения поверхностного электрического поля. К концу 1920-х годов так же собирались доказательства того, что суточное изменение напряженности по отношению к Универсальному Времени было одинаковым для станций по всему миру. Благодаря этим исследованиям и было открыто явление Унитарной Вариации, которое является одним из главных доказательств существования Глобальной Атмосферой Электрической Цепи [5].

Явление унитарной вариации (UT вариация) заключается в том, что суточные изменения напряженности электрического поля (Е) имеют вид простой волны с максимумом в 19.00UT и минимумом в 04.00UT, наблюдаемыми одновременно для всего земного шара. Величина изменения напряженности составляет порядка 20%.



Рисунок 4 – Суточный ход унитарной вариации

На рисунке 4 представлен график изменения напряженности электрического поля атмосферы (кривая Карнеги). Как можно видеть, минимум напряженности электрического поля наблюдается около 04.00UT, а максимум – около 19.00UT. Величина изменения напряженности совпадает с данными теоритических исследований и измерений на станциях.

Данные исследований, проведенных для измерения напряженности электрического поля для различных областей земного шара представлены на рисунке 5.



Рисунок 5 – Суточный ход унитарной вариации в различных регионах земного шара и грозовой активности

Анализируя рисунок 5 можно заметить, что над океаническими регионами наблюдается меньшее изменение напряженности, чем в других регионах, что подтверждается исследованиями, проведенными на исследовательском судне «Карнеги». В полярных регионах так же наблюдается суточные вариации электрического поля с максимумами около 19 часов и минимумами около 04 часов [8]. Судя по графикам, существует небольшая связь с суточными изменениями грозовой активностью. Разберем этот вопрос подробнее.

С созданием глобальной сети метеорологических станций стало возможным сравнить суточные колебания напряженности электрического поля с суточным циклом глобальной грозовой активности. Это было впервые исследовано Франциском Джошем Уипплом английским математиком и метеорологом в 1929 году. Ф. Дж. Уиппл сравнил суточную вариацию площади грозы (рисунок 6) и предположения о типичном возникновении штормов в местное время и частоте океанических штормов с суточной вариацией напряженности поля для различных регионов. Было достигнуто хорошее согласование между этими данными, причем

минимумы и максимумы обеих кривых происходили примерно в одно и то же время, что сильно поддерживало теорию Вильсона о Глобальной Электрической Цепи. Однако это исследование не учитывало ливневые облака и другие области «нарушенной» погоды, поскольку ожидалось, что грозы будут основным, но не единственным механизмом питания глобальной цепи. Дальнейшие исследования провели экстраполяцию линейного соответствия между напряженностью поля из кривой Карнеги и областью грозовой активности. Было обнаружено, что грозовая активность вносит существенный вклад в изменение напряженности электрического поля атмосферы, но не является единственным ее источником.



Рисунок 6 – Суточный ход грозовой активности в различных регионах земного шара

Синхронные изменения наблюдаются так же и в годовом ходе напряженности поля. В северном полушарии напряженность электрического поля имеет максимум в зимнее время (декабрь-февраль), а минимум в летнее (июнь-август). Амплитуда годовых колебаний растет от полярных и южных районов к средним широтам. В южном полушарии так же максимум наблюдается в период с декабря по февраль и минимум – с июня по август, но амплитуда изменений меньше, чем в северном

полушарии. Исходя из этого, можно сказать, что годовой ход изменения напряженности электрического поля происходит одинаково для всего земного шара.

Таким образом, очевидно, что наблюдения, сделанные в течение 100 лет с момента появления концепции Глобальной Атмосферной Электрической Цепи, продолжают поддерживать ее гипотезу. Возможно, наибольшая неопределенность кроется в количественной связи между глобальной грозовой активностью и потенциалом ионосферы, а также в физических механизмах разделения зарядов и их переноса в верхние слои атмосферы, хотя относительно недавнее открытие восходящих плазменных разрядов с вершин гроз (например, «Спрайтов»), вероятно, даст ключ к разгадке этого недостающего звена. Было замечено ослабление этого разряда, когда он проходит вдоль ионосферы, что дает дальнейшее представление о взаимодействиях, присутствующих в этой цепи. Несмотря на растущее количество доказательств, для более убедительного доказательства теории Глобальной Электрической Цепи требуются дальнейшие научные исследования, достаточно плотные сеть станций и одновременный мониторинг основных электрических характеристик атмосферы с помощью радиозондов и других современных средств, а также глобальной грозовой активности.

1.3 Исторический обзор численных моделей электрических процессов в атмосфере

В последнее время интерес к физической природе Глобальной Атмосферной Электрической Цепи повысился в связи с тем, что электрические параметры, которые входят в ее состав, являются хорошими индикаторами изменений в климатическом состоянии Земли, а также процессов, которые происходят в околоземном космическом пространстве. Именно это и определяет необходимость проведения непрерывных измерений электрических параметров атмосферы и дальнейшего анализа полученных данных. С развитием компьютерной техники

LL

появилась возможность не только хранить и обрабатывать большие объемы информации, но и создавать модели атмосферы в различных масштабах и для различных целей. В настоящий день существует множество прогностических моделей для различных регионов земного шара, но не стоит забывать, что существуют модели, создаваемые и для научных целей. Например, модели развития облачности, электрических параметров атмосферы, некоторые из которых и будут рассмотрены далее.

В 1970 году Е. Шрив [9] одним из первых провел подробный количественный расчет вертикального профиля электрических параметров атмосферы. Данная модель проводила расчеты для слоя от поверхности земли до 60 км следующих параметров: профили концентрации легких ионов, общей проводимости воздуха, градиента потенциала и интенсивности ионообразования. Модель была рассчитана для стационарного состояния, когда скорость образования ионов находилась в равновесии с оскоростью потерей ионов (интенсивность ионообразования была в равновесии с интенсивностью рекомбинации) и заряд сохранялся (т. е. плотность тока проводимости с высотой была постоянной). Однако влияние аэрозолей в процессах рекомбинации не рассматривалось, что делает результаты данного профиля довольно нереалистичными, особенно для нижней тропосферы, где концентрация аэрозоля высока. Кроме того, было рассчитано, что влияние тяжелых ионов, которое не было учтено Шривом, вносит вклад в проводимость воздуха почти в 10% для средних концентраций аэрозолей в пограничном слое над сущей.

В 1979 году П. Б. Хейс и Р. Дж. Робл [10] предложили первую трехмерную численную модель Глобальной Электрической Цепи (учитывали вертикальную составляющую и географическое расположение). В модели была использована сферическая система координат, а шаг составил 5°. По вертикали модель состояла из четырех связанных слоев: нижняя тропосфера, верхняя тропосфера, стратосфера и мезосфера с магнитосферой в качестве верхнего слоя. Поскольку рассматривалось влияние магнитосферы, было смоделировано так же и магнитное поле Земли для того чтобы учесть линии поля, которые отклоняются от вертикального положения с

высотой (и, следовательно, найти линии наибольшей проводимости). Широтное изменение интенсивности космических лучей моделировалось с использованием простой косинусной зависимости. Орография поверхности была представлена довольно грубо, влияние аэрозолей, как и в предыдущей модели Шрива, не рассматривалось, а вертикальный профиль проводимости воздуха задавался уменьшением зависимой экспоненциальным И только от интенсивности космических лучей. Модель в основном использовалась для исследования влияния орографии и электрической связи между грозами (смоделированными в виде вертикальных диполей, распределенными глобально в соответствии с вероятностью грозы в различных регионах с использованием климатологической статистики) и ионосферой, включая влияние солнечных вспышек и последующего снижения интенсивности космических лучей.

В 1985 году М. Макино и Т. Огава [11] предложили еще одну трехмерную глобальную модель, которая была настроена на нижние слои атмосферы на высоте от 0 до 60 км. Важным достижением стало включение эмпирической формулы для широтного изменения интенсивности космических лучей, основанной на фактических измеренных вертикальных профилях для различного географического местоположения. Так же модель учитывала вертикальный профиль концентрации аэрозолей, позволяющий проводимости воздуха быть зависимой как от космических лучей, так и от радиоактивных источников на поверхности земли для процесса ионизации и, что особенно важно, аэрозольного влияние для потери ионов в к простой рекомбинации. В модели учитывалась дополнение орография поверхности, и результаты моделирования были рассчитаны на сетке с шагом 5°. Вертикальное разрешение зависело от высоты, при этом разрешение вблизи уровня моря составляло 50 м, увеличиваясь до 500 м на высоте более 20 км. В модели Макино и Огавы использовалось предположение, что ионосфера является глобально эквипотенциальной, и, как и в модели Хейса и Робла, грозы рассматривались как единственный источник электродвижущей силы для ГЭЦ, причем ток воздух-земля вертикально и был стационарен (был постоянным с высотой). протекал

Вертикальный профиль аэрозолей был представлен простым экспоненциальным профилем.

Аналогичная модель была разработана в 1990 году Б. К. Сапкотой и Н. К. Варшнеей [12]. Основными отличиями данной модели было во включении глобального распределения аэрозоля антропогенного происхождения, основанного на плотности населения (опять же, с использованием простого экспоненциального уменьшения), и вулканического аэрозоля, основанного на распределении глобальной вулканической активности, что позволяет учитывать вулканический аэрозоль в стратосферном разрезе профиля концентрации количества аэрозоля. Кроме того, был представлен эффект ионизации из-за корональных разрядов под грозовыми облаками, что сделало общее сопротивление атмосферы также зависимым от интенсивности грозовой активности.

В 2006 году Б. Тинсли и Л. Чжоу [13] создали усовершенствованную модель Глобальной Атмосферной Электрической Цепи. Базовая структура модели была аналогична модели Макино и Огавы, с горизонтальным разрешением 5° и переменным вертикальным разрешением от 50 м вблизи поверхности до 500 м на верхнем пределе модели на 60 км. Одним из основных отличий было включение увеличения проводимости стратосферы вследствие изменения потоков заряженных частиц из космоса, а именно релятивистских электронов (RE) и частиц солнечной энергии (SEP), в дополнение к фоновой интенсивности космических лучей. Эта дополнительная ионизация увеличила ионизацию стратосферы в два раза по сравнению с ионизацией в модели Макино и Огавы и Сапкотой и Варшавеей. Модель также параметризовала динамику атмосферы, которая приводила к горизонтальной изменчивости радона (и, следовательно, к поверхностной составляющей скорости ионизации). Поверхностное значение скорости ионизации также зависело от географического положения, при этом учитывалось влияние поверхностного покрова (почвы, льда, океана и т.д.) на эмиссию радона.

Как и в модели Сапкотой и Варшнеи, была смоделирована пространственная изменчивость антропогенных и вулканических аэрозольных выбросов, но в

*__*J

дополнении к этому также учитывалось распределение по размерам и виды. Профили аэрозолей были смоделированы на основе глобального набора данных измеренных профилей аэрозолей (Global Aerosol Data Set, GADS), включая дополнительные наблюдения за стратосферным аэрозолем. Кроме того, были простые предположения о сезонной зависимости образования у введены поверхности земли радона и аэрозолей по высотам образования. Используя свою авторы предполагают, что изменения в Глобальной Атмосферной модель, Электрической Цепи связаны с изменением климата в межгодовом масштабе по времени (циклы Миланковича). В основном они предполагают, что колебания солнечной радиации в тропической и субтропической зонах в циклах Миланковича влияют на интенсивность глобальной грозовой активности и, следовательно, на ток воздуха и земли. Кроме того, предполагается, что изменения в токе воздух-земля влияют на глобальный облачный покров, который может быть фактором, способствующим изменению климата в долгосрочной перспективе.

С момента открытия атмосферного электричества в XVIII веке было собрано множество доказательств в поддержку гипотезы о Глобальной Атмосферной Электрической Цепи, первоначально предложенной Чарльзом Вильсоном. Все основные компоненты этой схемы (такие как потенциал ионосферы, общее сопротивление атмосферы и глобальная грозовая активность) в настоящее время могут быть измерены, хотя полное исследование, связывающий все эти факторы, еще предстоит сделать. Попытки численного моделирования ГЭЦ успешно продемонстрировали фундаментальные аспекты, такие как влияние профиля аэрозолей и изменчивости космических лучей, хотя по-прежнему существует высокий уровень неопределенности для некоторых параметров, используемых в Области наибольшей моделях. неопределенности моделей включают фундаментальные значения, такие как глобальный средний потенциал ионосферы и общий вертикальный ток. Но с усовершенствованием моделей будет становиться все меньше неучтенных факторов и все больше разнообразных процессов, которые влияют на электрическое поле атмосферы Земли.

2 Общее описание модели и исходные данные расчетов

2.1 Описание электростатической модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды»

В данной работе за основу исследований была взята одномерная электростатическая модель электрической структуры атмосферы, разработанная Л. В. Кашлевой, М. Е. Барановой и Ю. П. Михайловским. В базовом состоянии она рассчитывает электрические параметры тропосферы в условиях «хорошей погоды» [14].

В соответствии с теорией Глобальной Атмосферной Электрической Цепи упомянутая выше модель атмосферы Земли представляет собой конденсатор, нижней обкладкой которого является земная поверхность, заряженная отрицательно, а изменение вертикальной составляющей напряженности атмосферного электрического поля с высотой является следствием существования положительного объемного заряда в атмосфере.

При разработке модели были приняты следующие основные допущения:

1. Напряженность электрического поля атмосферы у Земли (E₀) задается уравнением:

$$E_0 = \frac{\varphi}{\lambda \cdot R},\tag{2}$$

где ф – потенциал ионосферы,

 λ – проводимость воздуха вблизи земной поверхности,

R – сопротивление вертикального столба атмосферы единичного сечения.

Наибольшим вариациям во времени подвержена проводимость атмосферного воздуха, которая в условиях «хорошей погоды» зависит от времени суток. В общем случае изменения напряженности определяются изменениями всех переменных, входящих в уравнение.

2. Для работы был применён принцип квазистатичности, так как в атмосфере время релаксации электростатических процессов меньше одного часа. Поскольку атмосфера земли обладает электрической проводимостью, то при отсутствии источников электрического поля электрические поля должны были исчезнуть примерно за 10 минут. Но этого не происходит и наблюдается квазистационарная картина электрического поля.

3. Для первой части работы была использована одномерная модель, так как в условиях «хорошей погоды» горизонтальный градиент напряженности электрического поля значительно меньше вертикального градиента.

4. В модели был использован закон Ома для вертикального столба атмосферного воздуха, т.к. в тропосфере перенос зарядов обеспечивается проводимостью воздуха.

5. Атмосферное электрическое поле возникает из-за разности потенциалов ионосферы и земли. Заряд земной поверхности частично компенсируется объемным зарядом, который содержится в тропосфере.

2.1.1. Основные уравнения, используемые в модели

При работе с моделью были рассчитаны вертикальные профили напряженности электрического поля (E_z) и проводимость (λ_z) атмосферы, 28

концентрации (n₊, n_) и подвижности (k₊, k_) положительных и отрицательных ионов, плотность объемного заряда атмосферы (ρ_z) и распределение объемного заряда вертикального столба атмосферного воздуха с единичны сечением по высоте от земной поверхности до уровня z ($Q_{\text{атм,z}}$), так же была рассчитана плотность поверхностного заряда земли (σ_3).

Для решения поставленной задачи были использованы следующие уравнения:

1. Вертикальный профиль напряженности электрического поля для различных регионов рассчитывается по следующим формулам:

А) для океанических регионов:

$$\mathbf{E}_{\mathbf{z}} = \mathbf{E}_0 \cdot \mathbf{e}^{-\alpha \mathbf{z}},\tag{3}$$

где E_z – напряженность электрического поля на высоте z,

α – скорость убывания электрического поля (α_{океанический регион}=0,25-0,4 км⁻¹)
Б) для континентальных регионов:

при z < h
$$\rightarrow$$
 $E_z = E_0 \cdot e^{-\alpha_1 z}$ (4)

при z≥h →
$$E_z = E_k \cdot e^{-\alpha_2 z}$$
, (5)

где E_z – напряженность электрического поля на высоте z,

α – скорость убывания электрического поля.

При h = 1,5-3км а_{1континентальный регион}=1,0 км⁻¹ и а_{2континентальный регион}=0,4-0,5 км⁻¹.

 Плотность тока проводимости атмосферы принимают постоянной с высотой и равной плотности тока проводимости у поверхности земли (высота 1 м). Рассчитывается по следующей формуле:

$$i_0 = \lambda_0 \cdot E_0, \tag{6}$$

где i_0 – плотность тока проводимости атмосферы у поверхности земли,

 λ_0 – проводимость атмосферы у земли,

Е₀ – напряженность электрического поля у земли.

3. Формула для расчета электропроводности (проводимости) атмосферного воздуха может быть получена из формулы (6):

$$\lambda_{\rm Z} = \frac{\rm i}{\rm E_{\rm Z}},\tag{7}$$

Общая электропроводность воздуха состоит из положительной и отрицательной (полярных) проводимостей и может быть рассчитана по следующей формуле:

$$\lambda = \lambda_+ + \lambda_-,\tag{8}$$

где λ_{+} – положительная проводимость атмосферы,

λ_- отрицательная проводимость атмосферы.

4. Формулы для расчета концентрации положительных и отрицательных ионов были получены из формул для расчета полярных проводимостей путем простейших преобразований:

$$\lambda_{\pm} = \mathbf{n}_{\pm} \cdot \mathbf{k}_{\pm} \cdot \mathbf{e},\tag{9}$$

$$n_{\pm} = \frac{\lambda_{\pm}}{k_{\pm} \cdot e},\tag{10}$$

где λ_{\pm} – полярная проводимость атмосферы,

n_± – концентрация положительных и отрицательных ионов,

k_± – подвижность положительных и отрицательных ионов,

е – элементарный заряд.

5. Средняя подвижность полярных ионов рассчитывается по формуле:

$$k(T, P) = k(T_o, P_o) \cdot \frac{P_o}{P} \cdot \frac{T}{T_o},$$
(11)

где T_o – температура на уровне z_o ,

Т – температура на уровне z_i,

Р_о – давление на уровне z_o,

Р-давление на уровне z_{i.}

Для определения средней подвижности используют данные атмосферного зондирования.

При создании модели использовали предположение, что отношение полярных ионов имеет зависимость от плотности воздуха. Используя данные лабораторных исследований, при которых были получены значения подвижности положительных и отрицательных легких ионов у поверхности земли ($k_{+n0}=1,37\cdot10^{-4} \text{ M}^2/(B\cdot c)$) и $k_{-n0}=1,89\cdot10^{-4} \text{ M}^2/(B\cdot c)$), было получено значение средней подвижности ионов на уровне земли:

$$k_0 = \frac{k_{+\pi 0} + k_{-\pi 0}}{2},\tag{12}$$

где k₀ – средняя подвижность ионов у земной поверхности,

 $k_{+\pi0}$ – подвижность положительных легких ионов у земной поверхности,

k _{л0} – подвижность отрицательных легких ионов у земной поверхности.

6. Для определения плотности объемного заряда атмосферы может быть использована формула:

$$\rho_{\rm B} = -\varepsilon \varepsilon_0 \cdot \frac{\mathrm{d} \mathrm{E}}{\mathrm{d} \mathrm{z}},\tag{13}$$

где є – диэлектрическая проницаемость воздуха,

 ϵ_0 – электрическая постоянная (ϵ_0 =8.85·10⁻¹² Кл/(В·м)),

dE/dz – изменение напряженности электрического поля с высотой.

Формула справедлива при условии, когда эквипотенциальные (уровенные) поверхности параллельны горизонтальным поверхностям, т.е. не наблюдается областей с большой напряженностью поля.

Плотность объемного заряда атмосферы состоит из плотностей объемного заряда полярных ионов:

$$\rho_{\rm B} = \rho_+ + \rho_-, \tag{14}$$

7. Плотность поверхностного заряда земли рассчитывают при использовании формулы:

$$\sigma_3 = \varepsilon \cdot \varepsilon_0 \cdot E_0, \tag{15}$$

где є – диэлектрическая проницаемость воздуха,

 ϵ_0 – электрическая постоянная (ϵ_0 =8.85·10⁻¹² Кл/(В·м)),

Е₀ – напряженность электрического поля у земли.

8. Расчет объемного заряда слоя атмосферного воздуха от уровня земной поверхности до уровня z_н производится по следующей формуле:

$$Q_{aTM,Z} = \sum_{i=2}^{i=N} \frac{\rho_i + \rho_{i-1}}{2} dz,$$
 (16)

где ρ_i – плотность объемного заряда на заданном уровне,

ρ_{i-1} – плотность объемного заряда на предыдущем уровне,

dz – шаг по высоте (в модели использовали 100 м).

2.1.2 Граничные условия и исходные данные

В использованной модели расчеты были проведены для вертикального столба атмосферного воздуха с единичным сечением. В качестве верхней границы был определен уровень (z_H), на котором напряженность электрического поля составила $E_z=1,0$ В/м. Это связано с тем, что точность измерения напряженности электрического поля с помощью СПНП (самолетные приборы для измерения напряженности электрического поля), установленных на самолете, составляет 5 В/м. В качестве нижней границы был выбран уровень z₀, на котором все параметры определяются исходными данными.

В качестве исходных данных были использованы:

1. Типичный суточный ход положительных и отрицательных проводимостей атмосферы, данные для которого были получены с помощью измерений, проводимых с 1 часовым интервалом, в п. Воейково, Ленинградская область.

2. Универсальная суточная вариация напряженности электрического поля.

3. Данные вертикального профиля давления стандартной атмосферы и температуры воздуха.

В модели был задан шаг по высоте, равный 100 м, и шаг по времени 1 час. Расчеты были проведены в слое от z=100м (i=2) до z_H (i=N).

На уровне z₀ плотность объемного заряда атмосферы рассчитывается по значениям напряженности электрического поля атмосферы у поверхности земли (E₀) и на уровне 25м.

2.1 Модификация модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды»

В условиях реального мира не существует случаев абсолютно «хорошей погоды», поскольку атмосфера благодаря всей своей сложности очень быстро 33

изменяется даже под самым незначительным влиянием, что, конечно же, приводит и к изменениям ее электрических характеристик. Именно поэтому было принято решение усовершенствовать электростатическую модель электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды». Для этого был создан дополнительный блок модели на языке Fortran.

Основной идеей новой модели электрической структуры атмосферы было внесение слоя с измененными характеристиками, соответствующего слою примесей и облачности, для обнаружения влияний данного слоя на распределение электрических параметров атмосферы с высотой и их изменение во времени.

Расчет проводится в три этапа. На первом этапе, решая систему уравнений, указанную в предыдущем пункте данной работы, были рассчитаны профили основных электрических параметров атмосферы в условиях «хорошей погоды» (условиях стационарного состояния). Были получены вертикальные профили следующих характеристик:

1) Напряженность электрического поля;

2) Проводимость атмосферы;

3) Плотность объемного заряда в атмосфере;

4) Концентрации положительных и отрицательных ионов;

5) Средняя подвижность, подвижность положительных и отрицательных ионов;

6) Ток проводимости атмосферы.

На втором этапе производился расчет параметров атмосферы с учетом переноса ионов в электрическом поле, но без влияния облачности или слоя примесей. Для оценки корректности описания процессов в модели строились соответствующие графики.

После подтверждения правильности всех расчетов был осуществлен переход к третьему этапу, на котором был внесен слой с пониженной подвижностью ионов (слой облачности или примесей в соответствии с заданным уровнем подвижности). В результате работы были получены вертикальные профили основных параметров электрического состояния атмосферы и их изменение во времени:

1) Концентрации положительных и отрицательных ионов;

2) Плотность объемного заряда в атмосфере;

3) Ток проводимости атмосферы.

2.2.1. Основные уравнения, используемые в модели

1. Напряженность электрического поля на всем временном интервале расчетов оставалась постоянной и была равна напряженности поля, полученной ранее с помощью модели в 19.00.

2. Концентрации положительных и отрицательных ионов в начальный момент времени задавались равными соответствующим концентрациям рассчитанными ранее моделью за 19.00. Дальнейшие изменения рассчитывались по следующим формулам:

$$n_{+} = n_{i-1,m}^{+} - \left(n_{i-1,t}^{+} \cdot k_{+} \cdot E_{i-1,m} \cdot \Delta t\right) + \left(n_{i-1,m+1}^{+} \cdot k_{+} \cdot E_{i-1,m+1} \cdot \Delta t\right), \quad (17)$$

где n₊ – концентрация положительных ионов на заданном уровне в заданный момент времени,

n⁺_{i-1,m} – концентрация положительных ионов на заданном уровне в предыдущий момент времени,

k₊ – подвижность положительных ионов,

Е_{i-1,m} – напряженность электрического поля на заданном уровне в предыдущий момент времени,

∆t – временной шаг, равный 1 минуте (60 секунд),

n⁺_{i-1,m+1} – концентрация положительных ионов на вышележащем уровне в предыдущий момент времени,

Е_{i-1,m+1} – напряженность электрического поля на вышележащем уровне в предыдущий момент времени.

Концентрация отрицательных ионов рассчитывалась по формуле (18):

$$n_{-} = \bar{n_{i-1,m}} - \left(\bar{n_{i-1,m}} \cdot k_{-} \cdot E_{i-1,m} \cdot \Delta t\right) + \left(\bar{n_{i-1,m-1}} \cdot k_{-} \cdot E_{i-1,m-1} \cdot \Delta t\right), \quad (18)$$

где n_ – концентрация отрицательных ионов на заданном уровне в заданный момент времени,

n_{i-1,m} – концентрация отрицательных ионов на заданном уровне в предыдущий момент времени,

k_ – подвижность отрицательных ионов,

Е_{i-1,m} – напряженность электрического поля на заданном уровне в предыдущий момент времени,

∆t – временной шаг, равный 1 минуте (60 секунд),

n_{i-1,m-1} – концентрация положительных ионов на нижележащем уровне в предыдущий момент времени,

Е_{i-1,m-1} – напряженность электрического поля на нижележащем уровне в предыдущий момент времени.

3. Плотность объемных зарядов в начальный момент времени задавалась равной плотности объемного заряда рассчитанной ранее моделью за 19.00.
Плотность объемного заряда рассчитывалась по формуле (19) с учетом рассчитанных концентраций полярных ионов по формулам (17) и (18):

$$\rho = \mathbf{n}_+ \cdot \mathbf{e} - \mathbf{n}_- \cdot \mathbf{e},\tag{19}$$

где р – плотность объемного заряда на заданном уровне,

n_± – концентрация положительных и отрицательных ионов на заданном уровне в заданный момент времени,

е – элементарный заряд (е=1,6·10⁻¹⁹ Кл).

4. Общий ток проводимости атмосферы определяется, как сумма полярных токов проводимости (формула 20):

$$i = i_{+} + i_{-},$$
 (20)

где і – плотность тока проводимости на заданном уровне,

i_± – плотность положительного и отрицательного тока проводимости на заданном уровне в заданный момент времени.

Токи проводимости рассчитываются по следующей формуле:

$$\mathbf{i}_{\pm} = \mathbf{n}_{\pm} \cdot \mathbf{k}_{\pm} \cdot \mathbf{E},\tag{21}$$

где i_± – плотность положительного и отрицательного тока проводимости на заданном уровне в заданный момент времени,

n_± – концентрация положительных и отрицательных ионов на заданном уровне в заданный момент времени,

k_± – подвижность положительных и отрицательных ионов на заданном уровне в заданный момент времени,

Е – напряженность электрического поля на заданном уровне в заданный момент времени. 5. Подвижность ионов задавалась равной подвижности ионов, рассчитанной ранее с помощью модели. В слое от 0,9до 1,3 км была введена пониженная подвижность ионов, которая зависела от задаваемых условий:

при слое примесей
$$\rightarrow k=10^{-5} \text{ м}^2/\text{B·c}$$
 (22)

при облачном слое
$$\rightarrow k=10^{-8} \text{ м}^2/\text{B·c}$$
 (23)

Основная идея влияния введенного слоя с пониженной подвижностью ионов состоит в том, что данный слой, как и в облачности или в задерживающих слоях в реальной атмосфере существуют области с отличной подвижностью ионов от подвижности в условиях «хорошей погоды». Данные слои влияют не только на электрическое поле внутри себя, но и на близлежащие слои атмосферы. Оказанное влияние приводит к изменению электрического поля атмосферы.

2.2.2. Граничные условия и исходные данные

Модельные расчеты были проведены для вертикального столба атмосферного воздуха с единичным сечением. Верхней границей был выбран уровень z=5 км, так как существенное изменение основных электрических характеристик атмосферы происходит именно в слое до 5 км. В качестве нижней границы был выбран уровень земной поверхности.

В качестве исходных данных были использованы значения, полученные ранее с использованием электростатической модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды» для момента времени 19.00, когда наблюдаются максимальные значения напряженности электрического поля.

Расчеты проводились с временным шагом 1 минута для 1-часовго цикла (60 шагов по времени). В модели был задан шаг по высоте, равный 100 м, как и в предыдущей части работы. Расчеты были проведены в слое от z=100м до z_H=5 км.

Дальнейшие исследования и преобразование модели позволят проанализировать формирования заряда облачной атмосферы. Результаты проделанных преобразований модели представлены в следующей главе данной дипломной работы.

3 Анализ полученных результатов

3.1 Анализ результатов, полученных с помощью исходной модели

Описанный во многих исследованиях характер изменения напряженности электрического поля достаточно отчетливо выражен при наблюдениях в условиях «хорошей погоды», моделирование которого и было проведено на первом этапе данной работы. В реальной атмосфере электрическое поле испытывает неправильные и нередко большие колебания, обусловленные влиянием объемных зарядов и изменением проводимости. Эти влияния и были исследованы во второй половине данной работы.

Для анализа результатов, полученных на первом этапе моделирования, были построены графики по полученным значениям основных характеристик электрического состояния атмосферы, представленные далее.



Рисунок 7 – Суточный ход напряженности электрического поля

На рисунке 7 представлен суточный ход напряженности электрического поля у поверхности земли и на высоте 1 км. На данном графике явно выражена унитарная вариация напряженности поля на различных высотах. Максимальное значение напряженности наблюдалось в 18 ч и составило E₀=135 В/м у поверхности земли и E_z≈55 В/м на высоте 1 км. Минимальные значения напряженности наблюдались в 4-5 ч и принимали значения в E₀=80 В/м у поверхности земли и E_z≈35 В/м на высоте 1 км. У поверхности земли наблюдаются бо'льшие колебания значений напряженности поля относительно среднего значения, чем на высоте 1 км и составляют 55 В/м и 22 В/м соответственно. Из данных результатов можно сделать вывод, что явление унитарной вариации наблюдаются не только у поверхности земли, но и на различных высотах.



Рисунок 8 – Вертикальный профиль напряженности электрического поля

Как видно рисунка 8 напряженность поля уменьшается ИЗ ПО экспоненциальному закону и уменьшение в 2 раза наблюдается в слое 0-1 км и в 4 раза – в слое 0-1,5 км. Особенно резко значения напряженности электрического поля уменьшаются с высотой в непосредственной близости к земной поверхности. Высота слоя резкого уменьшения (около 50-100 м) зависит от величины напряженности в атмосфере, степени ионизации и турбулентности. В данном слое наблюдается процесс «обогащения» атмосферы ионами знака, противоположного знаку заряда Земли (обычно положительными), имеет место явление электродного эффекта. В реальной атмосфере изменение напряженности поля с высотой оказывается сложным. В первом приближении значения напряженности убывают с высотой, но плавный ход часто нарушается влиянием объемных зарядов, облачности, наличием слоев с пониженной проводимостью.

Убывание напряженности электрического поля с высотой связано с наличием в атмосфере объемных зарядов. Объемные заряды в атмосфере образуются в результате разнообразных процессов, некоторыми из них являются неодинаковое перемещение ионов различных знаков под действием электрического поля атмосферы. Так же объемные заряды могут возникать при различных процессах электризации (трение, распыление воды и т. д.), в процессе которых в атмосфере появляются заряженные частицы преимущественно одного знака. Затем они разносятся на различные расстояния от места образования.

Большая изменчивость объемных зарядов зависит от места и времени, а наибольшие значения достигаются во время гроз и осадков. С помощью модели были рассчитаны значения объемного заряда в атмосфере, по которым был составлен суточный ход плотности объемного заряда, представленный на рисунке 9. Суточный ход плотности объемного заряда имеет те же закономерности, что и суточный ход напряженности электрического поля атмосферы. Максимум значений приходится на 18 ч (ρ=1028·10⁻¹⁵ Кл/м³), а минимум значений – на 4-5 ч (ρ=609·10⁻¹⁵ Кл/м³) для плотности объемного заряда у поверхности земли. С высотой значения уменьшаются, как и уменьшаются отклонения от среднего значения.



Рисунок 9 – Суточный ход плотности объемного заряда

По графику вертикального профиля плотности объемного заряда, представленного на рисунке 10, видно, что плотность объемного заряда с высотой уменьшается ПО экспоненциальному закону. Максимум значений так же наблюдается у поверхности земли и составляет 1030 Кл/м³. В слое от поверхности земли до 1 км плотность объемного заряда уменьшается больше, чем в 2 раза.

По данным исследованиям, которые выявляли закономерности изменения плотности объемного заряда в атмосфере, было обнаружено, что максимальные значения плотности заряда наблюдаются в нижнем километровом слое (как над сушей, так и над морем), что согласуется с данными, полученными с нашей модели. Натурные измерения показали, то над морем максимальные значения объемного заряда на порядок меньше, чем над сушей.



Рисунок 10 – Вертикальный профиль плотности объемного заряда

Многочисленные исследования обнаружили тесную связь между изменениями напряженности электрического поля и проводимостью атмосферы. Как можно видеть из графиков, представленных на рисунке 7 и рисунке 11, суточный ход

проводимости атмосферы и напряженности электрического поля изменяются в обратных направлениях, т.е. в моменты наступления максимума напряженности поля наблюдаются минимальные значения проводимости атмосферы и наоборот. При настолько тесной взаимосвязи напряженности поля и проводимость и атмосферы все метеорологические условия, которые способны оказывать влияние на проводимость, влияют и на напряженность электрического поля. Особенно сильно заметно влияние запыленности воздуха, при которой проводимость атмосферного воздуха снижается, а напряженность поля резко увеличивается. Во время мглы и туманов так же наблюдаются низкие значения проводимости и концентрации легких ионов и большие значения концентрации тяжелых ионов.



Рисунок 11 – Суточный ход проводимости атмосферы

Уже первые наблюдения, выполненные на высотах (с помощью аэростатов, самолетов, в горах) показали, что в тропосфере проводимость изменяется с высотой. Из сравнения вертикального профиля напряженности и проводимости атмосферы (представлен на рисунке 12) видно, что напряженность электрического поля и

проводимость атмосферы изменяются в обратных направлениях не только в суточном или годовом ходе, но и в отдельно взятый момент времени. Основными факторами, определяющими проводимость атмосферы, являются концентрация и подвижность ионов. Анализируя данные, рассчитанные нашей моделью, мы видим, что подвижность (рисунок 13) и концентрация (рисунок 14) ионов с высотой увеличивается, что так же характерно для проводимости атмосферы. Это показывает, что данные характеристики согласуются между собой.



Рисунок 12 – Вертикальный профиль проводимости атмосферы



Рисунок 13 – Вертикальный профиль подвижности ионов

На графике профили концентрации положительных и отрицательных ионов практически совпадают, но разница между концентрациями положительных и отрицательных ионов составляет 0,01% концентрации положительных ионов. Эту разницу можно заметить на графике суточного хода концентраций ионов (рисунок 15). Данное наблюдение подтверждают многочисленные исследования И наблюдения, произведенные в различных пунктах. По результатам исследований число положительных ионов в большинстве случаев несколько больше числа отрицательных (примерно в отношении n₊/n_=1,1-1,2). Это связано с тем, что поверхность земли заряжена отрицательно, а в атмосфере существует объемный заряд, который стремиться скомпенсировать заряд земли. Он возникает в результате разделения разноимённо заряженных частиц в атмосфере, при отрыве частиц от земли или от воды. Образованию объемного заряда способствуют наличие облаков, туманов и осадков, метели, извержения вулканов, при работе автомобильных и авиационных двигателей и многое другое. В целом атмосфера имеет положительный объемный заряд (около 3·10⁵ Кл/м³), в то время как в условиях «хорошей погоды» у поверхности земли плотность объемного заряда составляет ±(1-5)·10⁻¹² Кл/м³, а в грозовых облаках она может доходить достигать $\pm 3.10^{-8}$ Кл/м³.

Так же из анализа графиков суточного хода напряженности поля и концентрации ионов можно заметить, что они имеют противоположное направление изменения значений.



Рисунок 14 – Вертикальный профиль концентрации ионов



Рисунок 15 – Суточный ход концентрации ионов

Плотность тока проводимости атмосферы была принята постоянной с высотой, следовательно, напряженность электрического на поля влияет содержащиеся В воздухе объемные проводимость атмосферы И заряды, локализованные в исследуемой области. Из этого следует, что изменения напряженности поля соответствуют изменениям проводимости, но на ЭТО накладывается влияние неоднородностей объемных зарядов атмосферы.

Расчеты, проведенные с помощью модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды» согласуются с имеющимися данными, представленными в литературе, что позволяет использовать модель для построения профилей электрических параметров атмосферы в условиях «хорошей погоды». Дальнейшие исследования и преобразование модели позволят проанализировать формирования заряда облачной атмосферы. Результаты представлены далее в следующем пункте работы.

3.2 Анализ результатов, полученных с помощью модифицированной модели

В силу сложности и многообразия процессов, происходящих в атмосфере Земли, условия «хорошей погоды», используемые в концепции Глобальной Атмосферной Электрической Цепи практически не наблюдаются в реальности. В связи с этим, в практической и исследовательской деятельности необходим расчет электрических параметров атмосферы вне зон грозовой деятельности, когда наблюдаются небольшие возмущения электрического поля, вызванные облачностью.

На первом этапе работы мы получили данные распределения электрических характеристик атмосферы (концентрация ионов, плотность объемного заряда, общий заряд столба атмосферного воздуха) для различных условий. На втором этапе работы производился расчет параметров атмосферы с учетом переноса ионов в электрическом поле, но без влияния облачности или слоя примесей. После оценки корректности выполненных преобразований был выполнен переход от стационарной схемы к схеме динамической.

На заключительном этапе был введен слой устойчивости на высоте 1-1,3 км с подвижностью ионов порядка 10^{-5} м²/(B·c). Данный слой представляет собой устойчивый подинверсионный слой в атмосфере, в котором подвижность ионов упала на порядок. В данном слое возможно развитие облачности или задержка атмосферных примесей. После этого был введен облачный слой на высоте 1-1,3 км, в котором подвижность ионов задавалась 10^{-8} м²/(B·c). По заданным характеристикам облако в модели соответствует тонкому слоистообразному облаку толщиной 300 м с низкой проводимостью.

В результате проведенных модельных расчетов были получены значения концентраций положительных и отрицательных ионов и плотности объемного заряда через 1 минуту на различных высотах. По этим данным были построены профили концентраций полярных ионов через каждые 10 минут, представленные на рисунках 16-28.

На рисунке 16 а) изображен график вертикального распределения концентраций положительных и отрицательных ионов в 0 минут (начальный момент времени). Вертикальные профили для слоев с различной подвижностью совпадают и равны значениям концентраций ионов в 19 часов (максимум унитарной вариации).



Рисунок 16 – Вертикальный профиль: а) концентраций ионов и б) плотности объемного заряда в начальный момент времени

На рисунке 16 б) изображен вертикальный профиль плотности объемного заряда атмосферы в начальный момент времени. Как можно увидеть, объемный заряд уменьшается с высотой без резких перепадов, вызванных различными внешними условиями. На данном шаге были использованы начальные данные, равные значениям электрических характеристик в 19 ч. На следующем представленном шаге (через 10 минут/10 временных шагов модели) в атмосфере уже появились слой устойчивости и слой облака, которые изменяют начальное распределение основных электрических параметров атмосферы с высотой. Графики распределения концентрации и плотности объемного заряда с высотой представлены на рисунках 17 и 18.



Рисунок 17 — Вертикальный профиль концентраций ионов через 10 минут для ионов с подвижностью: а) $k=10^{-5} \text{ м}^2/\text{B·c u 6}$ $k=10^{-8} \text{ м}^2/\text{B·c}$

Как видно из вертикальных профилей концентрации ионов, внесенные слои с различной подвижностью влияют на распределение ионов в атмосфере. Наименьшее влияние испытывают ионы в ситуации с добавленным слоем устойчивости, подвижность в котором задавалась равной 10^{-5} м²/(B·c). Изменения концентраций наблюдается в слое от 0,8-0,9 км до 1,3-1,6 км. Наибольшее влияние испытывают отрицательные ионы. В случае с облачным слоем, в котором подвижность ионов задавалась равной 10^{-8} м²/(B·c), ионы испытывают большее влияние (наблюдается увеличение концентрации в 2-2,5 раза больше, чем в слое с повышенной устойчивостью). Начало изменений концентраций наблюдаются в слое 100-200 м и на нижней границе облака (900 м) начинается накопление отрицательного заряда. Концентрация положительных ионов стремиться к нулю. Затем с увеличением высоты отрицательных ионов становится все меньше, и на верхней границе облака начинается процесс накопления положительного заряда. Начиная с уровня 2 км концентрации ионов увеличиваются согласно первоначальному распределению.



Рисунок 18 – Вертикальный профиль плотности объемного заряда через 10 минут для слоев с различной подвижностью

На рисунке 18 представлены вертикальные профили плотности объемного заряда для заданных слоев с различной подвижностью. Из анализа графика можно видеть, что в ситуации с заданным облачным слоем плотность объемного заряда изменяется в бо'льших пределах, чем в ситуации со слоем устойчивости. Несмотря на различие в значениях, в обеих ситуациях сохраняются схожие тенденции изменения плотностей объемных зарядов, а именно: в слое от 0 до 1,1 км наблюдаются отрицательные объемные заряды, которые в слое 1,2-1,7 км затем переходят в положительные. В слоях выше 1,8-2 км плотности объемного заряда становятся меньше на несколько порядков, так как влияние введенных слоев с меньшей подвижностью еще не распространилось на вышележащие слои атмосферы.

Результаты модельных расчетов через 20 шагов (20 минут) представлены на рисунках 19 и 20. При анализе вертикальных профилей концентрации было обнаружено, что общие тенденции в изменениях концентраций сохраняются. В ситуации с добавленным слоем примесей значения концентраций не увеличились значительно, хотя небольшое увеличение присутствует. Слой, в котором наблюдается различие в концентрациях положительных и отрицательных ионов, так же увеличился, его верхняя граница поднялась выше 2 км.





Рисунок 19 – Вертикальный профиль концентраций ионов через 20 минут для ионов с подвижностью: а) k=10⁻⁵ м²/В·с и б) k=10⁻⁸ м²/В·с

В ситуации с добавленным облачным слоем концентрации ионов в слое от 0,8 до 1,4 км увеличились в 2 раза по сравнению со значениями на предыдущих 10 минутах. В подоблачном слое концентрация положительных ионов испытывает резкое уменьшение, а с уровня 1,0-1,1 км наблюдается рост концентраций. В концентрациях отрицательных ионов наблюдаются противоположные изменения: от

поверхности земли до 1,1 км значения увеличиваются, затем до уровня 1,5 км концентрация ионов падает, начиная с 1,5 км, концентрация увеличивается до тех пор, пока не станет равной концентрации отрицательных ионов (будет наблюдаться начальное распределение). По представленным результатам можно сделать вывод, что процесс накопления отрицательного заряда в нижней части облака и положительного заряда в верхней части облака продолжается.

Вертикальные профили плотности объемного заряда, представленные на рисунке 20, так же свидетельствуют о происходящих процессах накопления зарядов в облаке и в слое с повышенной устойчивостью.



Рисунок 20 – Вертикальный профиль плотности объемного заряда через 20 минут для слоев с различной подвижностью

В атмосфере с подвижностью ионов равной 10⁻⁵ м²/В·с, значения плотностей объемных зарядов так же увеличиваются, но незначительно. Изменение зарядов по высоте так же остается схожим с предыдущим временным шагом. В целом наблюдается небольшое нарушение в слое от 0,7 до 2,0 км. В атмосфере с добавленным облачным слоем процессы накопления зарядов происходят активнее, о 55

чем свидетельствует увеличение значений плотности объемного заряда в 2 раза по сравнению с предыдущим временным шагом. Дипольная структура облака с отрицательными зарядами внизу и положительными наверху становится все более выраженной. Поле с положительным объемным зарядом, расположенное выше верхней границы облака, увеличивается не только по величине заряда, но и по высоте и достигает уровня в 2,1-2,3 км.

На рисунках 21 и 22 представлены результаты, полученные на четвертом представленном шаге, который соответствует 30 минутам или 30 модельному шагу. При анализе графика изменения концентрации ионов с высотой было обнаружено, что полученные ранее закономерности изменения значений сохраняются.

Из графика 21 а) видно, что концентрации ионов в слое с уменьшенной подвижностью увеличиваются, то есть накопление заряда продолжается. Так же выше слоя с пониженной подвижностью концентрация отрицательных ионов меньше концентрации положительных, на уровне 2,5 км их значения становятся примерно равны и далее наблюдается изменение концентраций с высотой, характерный для ненарушенной атмосферы (зона «хорошей погоды»).



Рисунок 21 – Вертикальный профиль концентраций ионов через 30 минут для ионов с подвижностью: а) k=10⁻⁵ м²/В·с и б) k=10⁻⁸ м²/В·с

Из вертикального профиля концентрации ионов, изображенного на рисунке 21 б) видно, что процесс накопления зарядов так же продолжается, причем активнее, чем в слое с подвижностью 10^{-5} м²/(В·с). Благодаря этому концентрация отрицательных ионов в нижней части облачного слоя достигает 7,00·10⁹ ионов/м³. Положительные ионы продолжают накапливаться выше уровня 1 км, и максимальные концентрации наблюдаются в слое 1,1-1,3 км и достигают 5,5-5,8·10⁹ ионов/м³. Концентрации отрицательных ионов стремятся к нулю в слое от 1,3 до 2 км, а затем постепенно увеличиваются, до уровня 2,5 км, на котором концентрации полярных ионов совпадают, и дальнейшее изменение концентраций происходит по схеме, характерной для зоны с ненарушенной погодой.



Рисунок 22 – Вертикальный профиль плотности объемного заряда через 30 минут для слоев с различной подвижностью

Из графиков плотностей объемного заряда для заданных слоев с различной подвижностью на 30 шаге модели можно видеть, что накопление и положительных, и отрицательных зарядов продолжается, причем для атмосферы с заданным облачным слоем этот процесс проходит активнее, что имело место на предыдущих шагах. Так же можно заметить, что влияние введенных слоев с меньшей подвижностью на вышележащие слои атмосферы с каждым шагом увеличивается, о чем свидетельствует увеличение области, соответствующей равным значениям концентраций ионов. Уровень стабилизации и уменьшения влияния задерживающих зон с уменьшенной подвижностью с каждым шагом поднимается и на 30 шаге модели расположен на 2,5 км.

Следующий представленный шаг соответствует 40 шагу в модели и 40 минутам процессов, происходящих в атмосфере. Результаты представлены на рисунках 23 и 24. Анализируя текущий шаг и сравнивая результаты с данными полученными ранее, можно заметить, что процессы накопления и разделения зарядов в задерживающих слоях продолжаются с той же интенсивностью. В атмосфере с добавленным облачным слоем происходит активное накопление полярных ионов по всей толще облака и в областях, близких к нему. Причем, отрицательного заряда в облаке накапливается больше, чем положительного, но изменение положительного заряда на верхней границе облака и в зоне над ним изменений происходит постепенно, В отличие OT резких концентраций отрицательных ионов.





Рисунок 23 – Вертикальный профиль концентраций ионов через 40 минут для ионов с подвижностью: а) k=10⁻⁵ м²/В·с и б) k=10⁻⁸ м²/В·с

Уровень наступления равных значений концентрации положительных и отрицательных ионов продолжает повышаться (на 40 шаге расположен на 2,7 км), хотя не так быстро, как в предыдущие моменты времени. Этот уровень так же можно обнаружить на вертикальных профилях плотностей объемного заряда, изображенных на рисунке 24.

Зону над облаком с преобладанием положительного заряда можно заметить на вертикальных профилях концентрации ионов и плотности объемного заряда. Данная зона увеличилась по сравнению с предыдущим шагом. Это связано не только с ростом концентрации положительного заряда в слое от 1,1 км и выше, но и с резким уменьшением количества отрицательных ионов в слое от 0,9-1,0 км до 1,8-1,9 км.

Зона с преобладанием положительных ионов для атмосферы со слоем устойчивости поднялась выше относительно предыдущего представленного шага. Значения плотности объемного заряда изменяются незначительно, в пределах 1-2·10⁻¹² Кл/м³.



Рисунок 24 – Вертикальный профиль плотности объемного заряда через 40 минут для слоев с различной подвижностью

На рисунках 25 и 26 изображены вертикальные профили концентраций ионов и объемных зарядов, полученных при расчетах на 50 минуте (50 шаге модели). В целом на всех графиках продолжаются процессы, наблюдаемые в предыдущие моменты времени. Так же сохраняются тенденции изменения электрических характеристик атмосферы не только в вертикальном масштабе, но и по времени от одного временного шага к последующему. Например, концентрация отрицательных ионов в атмосфере с добавленным облачным слоем на высотах от 0,8 до 1,0 км увеличивается не только с высотой относительно нижележащего слоя, но и в сравнении с предыдущим временным шагом. Такие же зависимости были обнаружены и для положительных ионов. Зона над облаком с преобладающим положительным зарядом увеличилась по высоте, и на данном шаге верхняя граница поднялась до уровня 3,0 км.

При анализе графика концентрации ионов в атмосфере с введенным слоем устойчивости, было обнаружено, что зона с преобладанием положительного заряда

над введенной областью поднялась на 200 м относительно ее предыдущего положения. В целом значения концентраций практически не изменились.



Рисунок 25 – Вертикальный профиль концентраций ионов через 50 минут для ионов с подвижностью: а) k=10⁻⁵ м²/В·с и б) k=10⁻⁸ м²/В·с

Обнаруженные тенденции изменений можно проследить и на графике изменения плотности объемного заряда с высотой (рисунок 26). Для атмосферы с 62

добавленным облачным слоем, наблюдается преобладание отрицательного заряда в слое от поверхности земли до 1,0 км, так же продолжается накопление отрицательного заряда в нижней части облачного слоя. Преобладание отрицательного заряда наблюдается в верхней части облачного слоя и над облаком в слое до 2,7-2,8 км. Для атмосферы с добавленным слоем примесей видно, что зона с преобладанием положительных ионов поднялась до уровня 3 км, что так же прослеживалось на предыдущих графиках. Существенного накопления заряда в данном слое по сравнению с предыдущими временными шагами не происходит.



Рисунок 26 – Вертикальный профиль плотности объемного заряда через 50 минут для слоев с различной подвижностью

Последний представленный шаг соответствует 60 шагу в модели и 60 минутам процессов, происходящих в атмосфере. Результаты представлены на рисунках 27 и 27. Как можно видеть из вертикальных профилей концентраций ионов, процессы, начавшиеся на первом шагу модели, продолжаются. Интенсивность процессов не изменилась. В атмосфере с добавленным слоем устойчивости концентрация ионов относительно начальных значений незначительно увеличилась в слое от 0,7-0,8 км до

1,3 км (от 3,8-4,0·10⁸ ионов/м³ в начальный момент времени до 7,2·10⁸ ионов/м³ на заключительном 60 шаге), уменьшение отрицательных ионов наблюдается в слое 2,4-3,0 км (от 3,8-4,0·10⁸ ионов/м³ в начальный момент времени до 7,9·10⁸ ионов/м³ на заключительном 60 шаге). В слое от 3 км и выше наблюдаются стандартные концентрации полярных ионов, характерные для невозмущенной атмосферы.

В атмосфере с добавленным облачным слоем процессы, начавшиеся на первом шагу, продолжаются с той же интенсивностью. Максимальные значения концентрации отрицательных ионов в слое облака изменились от 3,8-4,0·10⁸ ионов/м³ в начальный момент времени до 1,4·10¹⁰ ионов/м³ на заключительном 60 шаге модели. Отрицательные ионы сосредоточены в слое под облаком и нижней части облака (от 0,7 км до 1,1 км). Положительные ионы сосредоточены в верхней части облака и преобладают над отрицательными над ним в слое до 3 км. Максимальные значения наблюдаются на высоте 1,2-1,3 км и составляют 1,1·10¹⁰ ионов/м³ на заключительном 60 шаге модели (в начальный момент времени наблюдалась концентрация примерно равная 4,2-4,4·10⁸ ионов/м³). Слой над облаком с преобладанием положительных ионов поднялся до высоты 3 км.

Из этого можно сделать вывод, что слои с пониженной подвижностью ионов в них оказывают слияние на нижележащие и вышележащие слои атмосферы, причем интенсивность влияние зависит не только от заданной подвижности в слое, но и времени, прошедшего с начала процесса. В атмосфере с задерживающим слоем, в котором подвижность ионов была искусственно уменьшена на один порядок, процессы накопления зарядов в данном слое и последующее влияние на соседние слои атмосферы протекает медленно, за 60 модельных шагов концентрация ионов в среднем увеличилась на $3-4\cdot10^8$ ионов/м³. В атмосфере с облачным слоем, в котором подвижность ионов была уменьшена на 4 порядка, процессы накопления зарядов в облаке и последующее влияние на соседние слои атмосферы протекает довольно интенсивно, за 10 модельных шагов концентрация ионов в среднем увеличилась на $2,5-3\cdot10^5$ ионов/м³. По окончанию модельных расчетов концентрация ионов в

облачном слое увеличилась в 30-35 раз, что говорит о довольно интенсивном процессе накопления зарядов в облачном слое.



Рисунок 27 – Вертикальный профиль концентраций ионов через 60 минут для ионов с подвижностью: а) k=10⁻⁵ м²/В·с и б) k=10⁻⁸ м²/В·с

Анализируя вертикальные профили объемного заряда, изображенные на рисунке 27, и сравнивая их с вертикальными профилями объемных зарядов с предыдущих временных шагов, можно сделать вывод, что процессы накопления зарядов в заданных слоях с уменьшенной подвижностью ионов зависят от заданного значения подвижности ионов в данном слое и от времени, пройденного с начала запуска модельных расчетов. В случае с добавленным слоем облачности наблюдается преобладание отрицательного заряда в слое от поверхности земли до 1,1 км, затем преобладающим зарядом становится положительный, в результате чего наблюдается положительный объемный заряд от 1,2 км до 3-3,1 км. В случае с добавленным слоем устойчивости наблюдается преобладание отрицательного заряда в слое от 0,7 км до 1,1 км, затем преобладающим зарядом становится положительный в слое от 2,1 км до 3 км. Расстояние между этими слоями увеличивается с каждым шагом модели.



Рисунок 28 – Вертикальный профиль плотности объемного заряда через 60 минут для слоев с различной подвижностью

С помощью модели, используемой в данной работе, были получены вертикальные профили положительного, отрицательного и суммарного тока проводимости атмосферы для каждого временного шага модели. На рисунке 29 а) и б) представлены вертикальные профили токов проводимости для 2 заданных условий на 10 минуте (10 временном шаге модели). Из данных графиков видно, что облачный слой оказывает большее влияние на токи проводимости атмосферы, чем слой устойчивости с подвижностью ионов 10⁻⁵ м²/В·с).

В атмосфере с добавленным слоем устойчивости положительный ток проводимости испытывает влияние слоя с пониженной подвижностью, начиная с уровня 0,8-0,9 км: наблюдается понижение значения примерно в 2 раза, но после уровня 1,4 км значения тока увеличиваются до исходного значения. Отрицательный ток проводимости испытывает влияние добавленного слоя, начиная с уровня поверхности земли и до уровня 1,1-1,2 км, на котором значения тока проводимости изменяется в слое от поверхности земли до 2 км.

В атмосфере с добавленным облачным слоем положительный ток проводимости испытывает влияние слоя с пониженной подвижностью, так же начиная с уровня 0,8-0,9 км: наблюдается резкое понижение значения примерно в 4 раза, но после уровня 1,3-1,4 км значения тока увеличиваются до исходного значения. Отрицательный ток проводимости испытывает влияние добавленного слоя, начиная с уровня поверхности земли и до уровня 1,1-1,2 км, на котором значения тока проводимости изменяется в слое от поверхности земли до 2 км резкими скачками, как и положительный и отрицательные токи проводимости. Из данных наблюдений можно сделать вывод, что с уменьшением подвижности ионов в слое атмосферы начинают проявляться изменения электрических параметров атмосферы, к которым относится и ток проводимости.

На дальнейших шагах по времени наблюдались идентичные процессы изменения тока проводимости атмосферы, величины токов проводимости

67

атмосферы в заданных задерживающих слоях практически не изменялись во временных интервалах.



Рисунок 29 – Вертикальный профиль тока проводимости через 10 минут для ионов с подвижностью: а) k=10⁻⁵ м²/В·с и б) k=10⁻⁸ м²/В·с

На протяжении всего времени работы модели проводилась проверка корректности полученных результатов с помощью контроля суммарного заряда столба атмосферы на каждом временном шаге. В таблице 1 и 2 представлены результаты расчетов заряда на каждом уровне и суммарный заряд столба атмосферы каждые 10 шагов модели, начиная с исходных значений.

Таблица 1

Значения зарядов атмосферы по уровням и суммарного заряда столба атмосферы для атмосферы со слоем устойчивости

Высота,	0 ман	10	20	20	4.0		<i>c</i> 0
КМ	Омин	10 мин	20 мин	30 мин	40 мин	50 мин	60 мин
5	1,1.10-15	7,7.10-11	7,7.10-11	7,7·10 ⁻¹¹	7,68·10 ⁻¹¹	7,68·10 ⁻¹¹	7,68.10-11
4,9	1,2.10-15	-3,4.10-14	-5,2.10-14	-8,7.10-14	-1,3.10-13	-1,7.10-13	-2,2.10-13
4,8	1,3.10-15	-9,4.10-15	-1,9.10-14	-3,9.10-14	-6,5.10-14	-9,7.10-14	-1,4.10-13
4,7	1,4.10-15	-1,1.10-15	-7,1.10-15	-1,8.10-14	-3,4.10-14	-5,5.10-14	-8,2.10-14
4,6	1,6.10-15	-4,0.10-16	-5,4.10-15	-1,4.10-14	-2,6.10-14	-4,3.10-14	-6,6.10-14
4,5	1,7.10-15	-3,5.10-16	-5,7.10-15	-1,4.10-14	-2,6.10-14	$-4,2\cdot10^{-14}$	-6,3.10-14
4,4	1,8.10-15	-3,1.10-16	-6,1.10-15	-1,5.10-14	-2,8.10-14	-4,5.10-14	-6,6.10-14
4,3	2,1.10-15	-2,9.10-16	-6,4.10-15	-1,6.10-14	-2,9.10-14	-4,6.10-14	-6,8.10-14
4,2	2,3.10-15	-2,6.10-16	-6,2.10-15	-1,6.10-14	-2,9.10-14	-4,6.10-14	-6,8.10-14
4,1	2,5.10-15	-5,8.10-17	-4,2.10-15	-1,3.10-14	-2,6.10-14	-4,3.10-14	-6,6.10-14
4	2,7.10-15	1,3·10 ⁻¹⁵	1,52.10-15	-6,4.10-15	-2,0.10-14	-4,0.10-14	-6,6.10-14
3,9	2,9.10-15	7,2.10-15	-2,8.10-15	-1,3.10-14	-3,1.10-14	-5,3.10-14	-8,3.10-14
3,8	3,2.10-15	-2,4.10-15	-1,1.10-14	-2,6.10-14	-4,6.10-14	-7,3.10-14	-1,1.10-13
3,7	3,5.10-15	-1,6.10-16	-1,1.10-14	$-2,7\cdot10^{-14}$	$-5,1.10^{-14}$	-8,3.10-14	-1,2.10-13
3,6	3,8.10-15	4,2.10-16	-1,0.10-14	-2,9.10-14	-5,5.10-14	-9,1.10-14	-1,4.10-13
3,5	4,2.10-15	5,8.10-14	-1,1.10-14	-3,1.10-14	-6,0.10-14	-1,0.10-13	-1,5.10-13

3,4	4,6.10-15	7,1.10-16	-1,2.10-14	-3,4.10-14	-6,6.10-14	-1,1.10-13	-1,6.10-13
3,3	5,1.10-15	8,3.10-16	-1,3.10-14	-3,6.10-14	-7,1.10-14	-1,2.10-13	-1,5.10-13
3,2	5,5.10-15	1,0.10-15	-1,3.10-14	-3,8.10-14	-7,7.10-14	-1,2.10-13	-8,8.10-14
3,1	6,1.10-15	1,4.10-15	-1,3.10-14	-4,2.10-14	-8,3.10-14	-1,0.10-13	1,0.10-13
3	6,7.10-15	2,6.10-15	-1,3.10-14	-4,5.10-14	-8,6.10-14	-1,7.10-14	5,1.10-13
2,9	7,4.10-15	4,3.10-15	-1,7.10-14	-5,2.10-14	-7,1.10-14	2,2.10-13	1,2.10-12
2,8	8,0.10-15	-1,0.10-16	-2,2.10-14	-5,8.10-14	8,0·10 ⁻¹⁵	6,9·10 ⁻¹³	1,9.10 ⁻¹²
2,7	8,7.10-15	1,2.10-15	-2,3.10-14	$-5,1\cdot 10^{-14}$	2,4.10-13	1,4.10-12	2,6.10-12
2,6	9,5·10 ⁻¹⁵	2,1.10-15	-2,4.10-14	-7,2.10-15	7,1·10 ⁻¹³	2,2.10-12	2,8.10-12
2,5	1,1.10-14	2,6.10-15	-2,3.10-14	1,4.10-13	1,5.10-12	2,8.10-12	2,4.10-12
2,4	1,2.10-14	2,9.10-15	-1,7.10-14	5,1.10-13	2,3.10-12	2,9·10 ⁻¹²	1,7.10 ⁻¹²
2,3	1,3.10-14	3,7.10-15	1,8.10-14	1,2.10-12	2,9·10 ⁻¹²	2,3.10-12	8,8·10 ⁻¹³
2,2	1,4.10-14	5,1.10-15	1,5.10-13	2,1.10-12	2,9·10 ⁻¹²	1,5.10-12	3,5.10-13
2,1	1,5.10-14	8,2.10-15	5,1.10-13	2,9.10-12	2,3.10-12	7,8·10 ⁻¹³	9,1.10-14
2	1,7.10-14	1,3.10-14	1,2.10-12	3,1.10-12	1,5.10-12	3,2.10-13	1,2.10-14
1,9	1,8.10-14	1,8.10-14	2,2.10-12	$2,7\cdot10^{-12}$	8,4·10 ⁻¹³	1,1.10-13	7,21.10-15
1,8	2,0.10-14	3,2.10-14	2,9.10-12	1,9.10-12	3,7·10 ⁻¹³	4,0.10-14	2,8.10-14
1,7	2,2.10-14	1,9.10-13	3,1.10-12	1,1.10-12	1,5.10-13	4,0.10-14	5,8·10 ⁻¹⁴
1,6	2,3.10-14	7,5·10 ⁻¹³	2,7.10-12	5,8·10 ⁻¹³	8,1.10-14	6,0·10 ⁻¹⁴	8,5·10 ⁻¹⁴
1,5	2,6.10-14	1,8.10-12	1,9·10 ⁻¹²	$2,7\cdot 10^{-13}$	7,1·10 ⁻¹⁴	8,3·10 ⁻¹⁴	1,1.10-13
1,4	2,8.10-14	2,9.10-12	1,1.10-12	1,5.10-13	8,2.10-14	$1,1.10^{-13}$	1,3.10-13
1,3	3,1.10-14	3,4.10-12	6,5·10 ⁻¹³	$1, 1.10^{-13}$	9,9·10 ⁻¹⁴	1,3.10-13	1,5.10-13
1,2	3,4.10-14	2,3.10-12	3,7.10-13	1,0.10-13	1,1.10-13	1,4.10-13	1,7.10-13
1,1	3,7.10-14	2,1.10-12	-1,2.10-12	-1,3.10-12	-1,3.10-12	-1,3.10-12	-1,3.10-12
1	4,0.10-14	-3,5.10-13	-2,6.10-12	-2,6.10-12	-2,6.10-12	-2,6.10-12	-2,6.10-12
0,9	4,4.10-14	-2,4.10-12	-2,5.10-12	-2,5.10-12	-2,4.10-12	-2,3.10-12	-2,3.10-12
0,8	4,9.10-14	-3,5.10-12	-1,2.10-12	-1,1.10-12	-1,1.10-12	-1,0.10-12	-1,0.10-12
0,7	5,4.10-14	-9,4.10-13	-2,5.10-14	1,3.10-13	1,6.10-13	1,8.10-13	2,0.10-13
0,6	5,8.10-14	-1,1.10-12	-6,9.10-14	1,3.10-13	1,6.10-13	1,8.10-13	2,1.10-13

0,5	6,3·10 ⁻¹⁴	-1,2.10-12	-1,2.10-13	1,3.10-13	1,7.10-13	1,9.10-13	2,1.10-13
0,4	6,9·10 ⁻¹⁴	-1,1.10-12	-1,8.10-13	1,3.10-13	1,8.10-13	1,9.10-13	$2,1.10^{-13}$
0,3	7,5.10-14	-9,3.10-13	-2,4.10-13	1,2.10-13	1,8.10-13	1,9·10 ⁻¹³	$2,1.10^{-13}$
0,2	8,2.10-14	-6,7.10-13	-2,9.10-13	1,2.10-13	1,8.10-13	1,9.10-13	2,1.10-13
0,1	9,1·10 ⁻¹⁴	-4,2.10-13	-1,1.10-13	1,0.10-13	1,4.10-13	1,4.10-13	1,5·10 ⁻¹³
Q _{атм.сум} .	1,1.10-12	7,8.10-11	8,5.10-11	8,6.10-11	8,6.10-11	8,5.10-11	8,4.10-11

Таблица 2

Значения зарядов атмосферы по уровням и суммарного заряда столба атмосферы для атмосферы с облачным слоем

Высота,	0 мин	10	20	20	40	50	()
КМ	0 Milli	10 мин	20 мин	30 мин	40 мин	50 мин	60 мин
5	1,2.10-15	-2,2.10-14	-5,2.10-14	-8,7.10-14	-1,3.10-13	-1,7.10-13	$-2,2\cdot10^{-13}$
4,9	1,3·10 ⁻¹⁵	-5,3·10 ⁻¹⁵	-1,9·10 ⁻¹⁴	-3,9.10-14	-6,5·10 ⁻¹⁴	-9,7·10 ⁻¹⁴	-1,4·10 ⁻¹³
4,8	1,4·10 ⁻¹⁵	-7,4·10 ⁻¹⁶	-7,0.10-15	-1,8.10-14	-3,4.10-14	-5,5.10-14	-8,3·10 ⁻¹⁴
4,7	1,6·10 ⁻¹⁵	-3,8·10 ⁻¹⁶	-5,4.10-15	-1,4.10-14	-2,6.10-14	-4,3.10-14	-6,6·10 ⁻¹⁴
4,6	$1,7.10^{-15}$	-3,3·10 ⁻¹⁶	-5,7.10-15	-1,4.10-14	-2,6.10-14	-4,2.10-14	-6,3·10 ⁻¹⁴
4,5	1,8.10-15	-3,0·10 ⁻¹⁶	-6,1.10-15	-1,5.10-14	-2,8.10-14	-4,5.10-14	-6,6·10 ⁻¹⁴
4,4	2,1.10-15	-2,7·10 ⁻¹⁶	-6,4·10 ⁻¹⁵	-1,6.10-14	-2,9.10-14	-4,6.10-14	-6,8·10 ⁻¹⁴
4,3	2,3·10 ⁻¹⁵	-1,6·10 ⁻¹⁶	-6,2.10-15	-1,6.10-14	-3,0.10-14	-4,6.10-14	-6,8·10 ⁻¹⁴
4,2	2,5·10 ⁻¹⁵	6,1·10 ⁻¹⁶	-4,2.10-15	-1,3.10-14	-2,6.10-14	-4,3.10-14	-6,6·10 ⁻¹⁴
4,1	2,7.10-15	4,2.10-15	1,5.10-15	-6,4.10-15	-2,0.10-14	-4,0.10-14	-6,6.10-14
4	2,9·10 ⁻¹⁵	2,4·10 ⁻¹⁵	-2,8.10-15	-1,3.10-14	-3,0.10-14	-5,3.10-14	$-8,2\cdot10^{-14}$
3,9	3,2.10-15	-1,3·10 ⁻¹⁵	-1,1.10-14	-2,6.10-14	-4,6.10-14	-7,3.10-14	-1,1·10 ⁻¹³
3,8	3,5·10 ⁻¹⁵	1,3·10 ⁻¹⁶	-1,0.10-14	$-2,7\cdot10^{-14}$	-5,0.10-14	-8,2.10-14	-1,2·10 ⁻¹³
3,7	3,8·10 ⁻¹⁵	5,0·10 ⁻¹⁶	-1,0.10-14	-2,9.10-14	-5,5.10-14	-9,1.10-14	$-1,4\cdot 10^{-14}$
3,6	4,2.10-15	6,4·10 ⁻¹⁶	$-1,1.10^{-14}$	$-3,1.10^{-14}$	-6,0.10-14	-1,0.10-13	$-1,5\cdot10^{-13}$
3,5	4,6.10-15	7,7·10 ⁻¹⁶	-1,2.10-14	-3,4.10-14	-6,6.10-14	-1,1.10-13	-1,5·10 ⁻¹³

$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$-1,3\cdot10^{-14}$ $-1,3\cdot10^{-14}$ $-1,3\cdot10^{-14}$	-3,6·10 ⁻¹⁴ -3,8·10 ⁻¹⁴	-7,1·10 ⁻¹⁴ -7,7·10 ⁻¹⁴	-1,2·10 ⁻¹³	-1,0·10 ⁻¹³		
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$-1,3\cdot10^{-14}$ $-1,3\cdot10^{-14}$	-3,8.10-14	-7,7·10 ⁻¹⁴	-1 1·10 ⁻¹³	9 0.10-14		
32	$-1,3\cdot10^{-14}$			1,1 10	0,0.10		
$6,1\cdot10^{-15}$ 2,0·10 ⁻¹⁵		$-4,2\cdot10^{-14}$	$-8,2\cdot10^{-14}$	-4,8.10-14	5,9·10 ⁻¹³		
3,1 6,7.10 ⁻¹⁵ 3,4.10 ⁻¹⁵	$-1,3.10^{-14}$	-4,5.10-14	-7,6·10 ⁻¹⁴	1,7.10-13	1,8.10-12		
3 7,4.10-15 2,1.10-15	$-1,7\cdot10^{-14}$	$-5,2\cdot10^{-14}$	-3,0.10-14	7,6.10-13	3,8·10 ⁻¹²		
2,9 8,0.10-15 5,7.10-16	$-2,2\cdot10^{-14}$	-5,6.10-14	1,6.10-13	2,0.10-12	6,9·10 ⁻¹²		
2,8 8,7.10 ⁻¹⁵ 1,7.10 ⁻¹⁵	-2,3·10 ⁻¹⁴	-3,7.10-14	6,9·10 ⁻¹³	4,2.10-12	1,0.10-11		
2,7 9,5.10 ⁻¹⁵ 2,3.10 ⁻¹⁵	$-2,4\cdot10^{-14}$	5,8·10 ⁻¹⁴	1,8.10-12	7,3·10 ⁻¹²	1,4.10-11		
2,6 1,0.10-14 2,7.10-15	$-2,2\cdot10^{-14}$	3,7.10-13	3,8·10 ⁻¹²	$1,1.10^{-11}$	1,6.10-11		
2,5 1,.10 ⁻¹⁴ 3,3.10 ⁻¹⁵	-9,6·10 ⁻¹⁵	$1,2.10^{-12}$	6,6·10 ⁻¹²	1,3.10-11	1,8.10-11		
2,4 1,3.10 ⁻¹⁴ 4,4.10 ⁻¹⁵	5,8·10 ⁻¹⁴	$2,7.10^{-12}$	9,6·10 ⁻¹²	1,5.10-11	$1,7.10^{-11}$		
2,3 1,4.10 ⁻¹⁴ 6,6.10 ⁻¹⁵	3,2.10-13	5,0·10 ⁻¹²	1,2.10-11	1,5.10-11	1,6.10-11		
2,2 1,5.10 ⁻¹⁴ 1,0.10 ⁻¹⁴	1,1.10-12	7,7·10 ⁻¹²	1,3.10-11	1,5.10-11	1,5.10-11		
2,1 1,7.10 ⁻¹⁴ 1,6.10 ⁻¹⁴	2,6.10-12	9,8·10 ⁻¹²	1,3.10-11	1,4.10-11	1,4.10-11		
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	4,8.10-12	$1,1.10^{-11}$	1,2.10-11	1,3.10-11	1,3.10-11		
$1,9 \qquad 2,0.10^{-14} 2,1.10^{-13}$	7,1.10-12	1,1.10-11	1,2.10-11	1,2.10-11	1,2.10-11		
1,8 2,2.10 ⁻¹⁴ 9,3.10 ⁻¹³	8,6·10 ⁻¹²	$1,1.10^{-11}$	$1,1.10^{-11}$	$1,1.10^{-11}$	$1, 1.10^{-11}$		
1,7 2,3.10 ⁻¹⁴ 2,6.10 ⁻¹²	9,1·10 ⁻¹²	9,8·10 ⁻¹²	9,8·10 ⁻¹²	1,0.10-11	1,0.10-11		
1,6 2,6.10 ⁻¹⁴ 4,8.10 ⁻¹²	8,9·10 ⁻¹²	9,1·10 ⁻¹²	9,1·10 ⁻¹²	9,2·10 ⁻¹²	9,2.10-12		
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	8,3·10 ⁻¹²	8,5·10 ⁻¹²	8,5·10 ⁻¹²	8,5·10 ⁻¹²	8,5·10 ⁻¹²		
1,4 3,0.10 ⁻¹⁴ 7,2.10 ⁻¹²	7,7·10 ⁻¹²	7,8·10 ⁻¹²	7,8·10 ⁻¹²	7,8·10 ⁻¹²	7,8·10 ⁻¹²		
1,3 3,4·10 ⁻¹⁴ 7,0·10 ⁻¹²	7,1.10-12	7,2·10 ⁻¹²	7,2·10 ⁻¹²	7,2.10-12	7,3·10 ⁻¹²		
1,2 3,7.10 ⁻¹⁴ 1,6.10 ⁻¹¹	3,1.10-11	4,4·10 ⁻¹¹	5,9·10 ⁻¹¹	7,3·10 ⁻¹¹	8,4·10 ⁻¹¹		
1,1 4,0.10-14 1,3.10-11	2,7.10-11	4,1.10-11	5,5.10-11	6,9·10 ⁻¹¹	8,0 ·10 ⁻¹¹		
$\begin{array}{ c c c c c c c c } 1 & 4,4.10^{-14} & -1,6.10^{-11} \\ \end{array}$	-3,4.10-11	-5,3.10-11	-7,1.10-11	-8,8·10 ⁻¹¹	-1,1.10-11		
0,9 4,9.10 ⁻¹⁴ -1,8.10 ⁻¹¹	-3,7.10-11	-5,5.10-11	-7,4.10-11	-9,0.10-11	-1,4.10-10		
0,8 5,4.10-14 -4,6.10-12	-4,6·10 ⁻¹²	-4,6.10-12	-4,6.10-12	-4,6.10-12	-4,6.10-12		
0,7 5,8.10 ⁻¹⁴ -4,2.10 ⁻¹² -	-4,3·10 ⁻¹²	-4,3·10 ⁻¹²	-4,3·10 ⁻¹²	-4,3.10-12	-4,3.10-12		
0,6 6,3.10 ⁻¹⁴ -3,8.10 ⁻¹²	-4,0.10-12	-4,0·10 ⁻¹²	-4,0·10 ⁻¹²	-4,0·10 ⁻¹²	-4, <u>0·1</u> 0 ⁻¹²		
0,5	6,9·10 ⁻¹⁴	-3,2.10-12	-3,7.10-12	-3,7.10-12	-3,7.10-12	-3,7.10-12	-3,7.10-12
------------------------	-----------------------	------------------------	------------------------	-----------------------	------------------------	------------------------	-----------------------
0,4	7,5·10 ⁻¹⁴	-2,6.10-12	-3,4·10 ⁻¹²	-3,4.10-12	-3,4.10-12	-3,4·10 ⁻¹²	-3,4.10-12
0,3	8,2.10-14	-1,8·10 ⁻¹²	-3,0·10 ⁻¹²	-3,0.10-12	-3,0·10 ⁻¹²	-3,0·10 ⁻¹²	-3,0.10-12
0,2	9,0·10 ⁻¹⁴	-7,2.10-13	-1,4·10 ⁻¹²	-1,4.10-12	-1,4.10-12	-1,4·10 ⁻¹²	-1,4.10-12
0,1	9,7·10 ⁻¹⁴	0	9,7·10 ⁻¹⁴	9,7·10 ⁻¹⁴	9,7·10 ⁻¹⁴	9,7·10 ⁻¹⁴	9,7·10 ⁻¹⁴
Q _{атм.сум} .	$1,1.10^{-12}$	3,1.10-12	2,8.10-11	5,4.10-11	8,1.10-11	$1,1.10^{-10}$	1,4.10-10

Как видно из таблиц 1 и 2 значения заряда столба атмосферного воздуха на каждом временном шаге незначительно увеличиваются вне зависимости от заданных условий. Это связано с тем, что при создании дополнительного блока со слоем устойчивости/слоем облака, была учтена только часть источников и стоков заряда в атмосфере. Создание модели с полным описанием всех источников и стоков энергии в атмосфере на данный момент времени не является возможным, так как часть из них является плохо или совсем не изученной.

В целом, как видно из представленных результатов моделирования, основная электростатическая модель электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды» и созданный дополнительный блок с облачным слоем и слоем устойчивости показывают результаты, согласующиеся с данными исследований в области атмосферного электричества и регулярных наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении сформулируем основные выводы выпускной квалификационной работы:

1. был выполнен обзор структуры Глобальной Атмосферной Электрической Цепи и ее основных элементов, были изучены основные процессы, участвующие в работе ГЭЦ;

2. было дано краткое историческое описание развития численных моделей, описывающих изменение электрических параметров атмосферы, более подробно была рассмотрена электростатическая модель электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды», разработанная Л. В. Кашлевой, М. Е. Барановой и Ю. П. Михайловским;

3. был создан дополнительный блок в электростатическую модель электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды» для ее дальнейшего применения в расчетах электрического состояния тропосферы вне зон грозовой деятельности. Результаты, полученные с помощью исходной и модифицированной модели, были проанализированы. Основные выводы представлены ниже.

Расчеты, проведенные с помощью модели электрической структуры атмосферы в условиях «хорошей погоды» согласуются с имеющимися данными, представленными в литературе, а именно:

- явление унитарной вариации, заключающееся одновременных суточных изменениях напряженности электрического поля, наблюдаемыми одновременно для всего земного шара, с максимумом в 19.00UT и минимумом в 04.00UT, наблюдается так же и в полученных результатах используемой модели;

74

- проведенные расчеты показали, что в тропосфере существует объемный заряд атмосферы, более чем на 95% компенсирующий заряд земной поверхности;

- изменения основных электрических характеристик атмосферы так же совпадают с данными многочисленных исследований и измерений, что говорит о том, что исходную модель можно использовать для построения профилей электрических параметров атмосферы в условиях «хорошей погоды».

Дальнейшее преобразование модели, заключающееся в добавлении слоя устойчивости и облачного слоя, позволяет проанализировать формирования заряда облачной атмосферы, а именно:

 - с уменьшением подвижности ионов в заданном слое атмосферы наблюдается увеличение скорости процессов накопления зарядов в данном слое и близлежащих слоях атмосферы;

 - благодаря слою с низкой подвижностью ионов в облачном слое наблюдается накопление отрицательных зарядов в нижней части облака и в подоблачном слое и положительного заряда – в верхней части облака и над ним. Аналогичные процессы наблюдаются в слое устойчивости, по сравнению с процессами в облаке они имеют меньшую интенсивность;

- в облачном слое наблюдается резкое понижение значений тока проводимости атмосферы на уровнях, близких к нижней границе облачности, и резкое повышение до начальных значений над ним;

- был оценен суммарный заряд для столба атмосферного воздуха. Результаты показали незначительные повышения значений, которые объясняются особенностями модели.

В целом все полученные результаты согласуются с данными натурных наблюдений. Дальнейшие исследования и усовершенствование модели позволят проанализировать распределение электрических характеристик атмосферы при различных более сложных условиях.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов С. В., Мареев Е. А. Геофизические исследования глобальной электрической цепи//Физика Земли.№ 10, 2008, 8-18 с.

2. Чалмерс Дж. Л. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеоиздат, 1974, 420 с.

3. Кашлева Л. В., Михайловский Ю. П. Атмосферное электричество. Учебное пособие, — СПб: РГГМУ, 2019, 125-148 с.

4. Мареев Е. А., Трахтенгерц В. Ю. Загадки атмосферного электричества //Природа. № 3, 2007, 24-33 с.

5. Bennett A. Measurement of Atmospheric Electricity During Different Meteorological Conditions, University of Reading, 2017, 10-29 c

Морозов В.Н.(1991). Глобальная атмосферно-электрическая токовая цепь.
Справочник «Атмосфера» — Л.: Гидрометеоиздат., 1991, 395-408 с.

7. Devendraa Siingh, R. P. Singh, V. Gopalakrishnan1, C. Selvaraj, C. Panneerselvam. Fairweather atmospheric electricity study at Maitri (Antarctica). Earth Planets Space, 65, 2013, 1541-1553c.

8. Harrison, R. G. The Carnegie curve. Surveys in Geophysics, 34 (2), 2013, 209-232 c.

9. Shreve, E. L.Theoretical Derivation of Atmospheric Ion Concentrations, Conductivity, Space Charge Density, Electric Field and Generation Rate from 0 to 60km. Journal of the Atmospheric Sciences, 27, 1970, 1186-1194 c.

Hays, P. B. and Roble, R. G. A Quasi-Static Model of Global Atmospheric Electricity 1.
The Lower Atmosphere, Journal of Geophysical Research 84, 1979, 3291-3305 c.

11. Makino, M. and Ogawa, T. Quantitative Estimation of Global Circuit, Journal of Geophysical Research 90, 1985, 5961-5966 c.

12. Sapkota, B. K. and Varshneya, N. C. On the global atmospheric electrical circuit, Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics 52, 1990, 1-20 c.

13. Tinsley, B. A. and Zhou, L. Initial results of a global circuit model with variable stratospheric and tropospheric aerosols, Journal of Geophysical Research, 2006.

14. 7. Кашлева Л. В., Баранова М. Е., Михайловский Ю. П. К расчету электрических параметров тропосферы в условиях «хорошей погоды», Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А. И. Воейкова, 2018, 124-138 с.