

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ
(РГГМУ)

Допущен к защите		Кафедра экспериментальной физики
Зав. кафедрой	д.ф.-м.н., профессор А.Д. Кузнецов	атмосферы

Дипломный проект
Влияние частиц аэрозоля на параметры
электрического поля Земли

Выполнила	О.А. Аврамова гр. М-512
Руководитель	канд. ф.-м. н., доцент В.В. Чукин

Санкт-Петербург 2006

Содержание

	Стр.
Введение	4
1 Источники ионизации атмосферы	5
1.1 Ионизация атмосферы	5
1.1.1 Виды ионов	6
1.2 Ультрафиолетовое и рентгеновское электромагнитное излучение Солнца	8
1.2.1 Рентгеновское излучение Солнца	8
1.2.2 Ультрафиолетовое излучение Солнца	10
1.3 Космические лучи (солнечные и галактические)	11
1.3.1 Космические галактические лучи	12
1.3.2 Солнечные космические лучи	13
1.4 Атмосферная радиоактивность	13
2 Основные характеристики и пространственно-временное распределение частиц аэрозоля	17
2.1 Почвенные аэрозоли	19
2.2 Океанические аэрозоли	20
2.3 Вторичные аэрозоли, или аэрозоли, образующиеся <i>in situ</i>	21
2.3.1 Сульфатный аэрозоль	23
2.3.2 Органический аэрозоль	23

2.4	Стратосферный аэрозоль	24
2.5	Антропогенный аэрозоль	25
2.5.1	Физико-химические свойства антропогенных аэрозолей	25
2.5.2	Пространственно-временные вариации структуры антропогенных аэрозолей	30
2.5.3	Особенности фазовых переходов воды в загрязненной атмосфере	33
3	Захват атмосферных ионов частицами аэрозоля. Избирательные свойства поверхности капель	36
3.1	Механизмы зарядки аэрозолей	36
3.1.1	Прямая ионизация частицы	36
3.1.2	Статическая ионизация	37
3.1.3	Столкновение с ионами или ионными кластерами	39
3.2	Возникновение двойного электрического слоя	41
3.3	Избирательные свойства поверхности воды	42
3.4	Кинетический режим зарядки капель	46
4	Связь профиля концентрации частиц аэрозоля с профилем напряженности электрического поля. Электродный эффект электрического поля Земли	51
4.1	Характеристики атмосферного электричества	51
4.2	Глобальная атмосферно-электрическая токовая цепь	51
4.3	Электричество приземного слоя	53
4.3.1	Классический электродный эффект	54
4.3.2	Турбулентный электродный эффект	56

4.3.3	Влияние аэрозоля на распределение электрических характеристик в приземном слое атмосферы	57
5	Результаты моделирования электрического поля Земли	63
	Заключение	70
	Список используемых источников	72
	Приложения	76

Введение

Целью дипломного проекта является определение роли атмосферного аэрозоля в формировании электрического поля Земли.

Актуальность работы определяется существующим интересом к особенностям формирования электрического поля Земли, его пространственным и временным изменениям.

В процессе работы над дипломным проектом необходимо решить следующие задачи:

- 1) рассмотреть теоретические основы процесса влияния ионов и аэрозолей на электрическое поле Земли;
- 2) построить математическую модель электрического поля Земли с учетом влияния атмосферных аэрозолей;
- 3) провести численное математическое моделирование параметров электрического поля Земли.

В первой главе рассматривается ионизация, источники ее возникновения, виды ионов в зависимости от их размеров и подвижности.

Вторая глава посвящена рассмотрению видов аэрозоля, в зависимости от источников его образования, физико-химических свойств, а также пространственно-временному распределению антропогенных аэрозолей и особенностям фазовых переходов воды в загрязненной атмосфере.

В третьей главе сначала описывается ионный механизм зарядки аэрозолей, при котором изменение заряда частиц определяется захватом ими

ионов атмосферы. Затем рассматривается кинетическое зарядение и диффузионная зарядка частиц аэрозоля за счет захвата атмосферных ионов.

В четвертой главе рассматривается связь между концентрацией частиц аэрозоля и профиля напряженности электрического поля Земли.

В пятой главе рассматривается математическая модель и результаты моделирования.

1 Источники ионизации атмосферы

1.1 Ионизация атмосферы

Частицы, которые несут на себе отрицательный или положительный электрический заряд, носят название ионов.

Для разделения нейтрального невозбужденного атома (или молекулы) на две или более заряженные частицы необходимо затратить энергию ионизации. Различают два вида ионизации в газах. Если энергия ионизации сообщает ионизируемой частице другой частицей (электроном, атомом или ионом) при их столкновении, то ионизация называется ударной. Вероятность ионизации, мерой которой служит так называемое сечение ионизации, зависит от свойств ионизируемых и бомбардирующих частиц, и в первую очередь от их кинетической энергии (K): до некоторого (порового) значения $K_{\text{пор}}$ эта вероятность равна нулю, при возрастании K выше $K_{\text{пор}}$ она вначале быстро растет, достигает максимума, а затем убывает. Если энергия, передаваемая ионизируемым частицам, велика, то возможность образование многозарядных ионов.

Нередко при первичных соударениях атомы (молекулы) переходят лишь в возбужденное состояние, после чего для их ионизации необходимо затратить меньше энергии, чем на непосредственное образование ионов при первом столкновении.

Если ионизируемые частицы получают энергию от фотонов (квантов электромагнитного излучения), то процесс образования ионов называют фотоионизацией.

Вокруг выбитого электрона (равно как и положительно заряженного ядра) группируется несколько нейтральных молекул. Эти заряженные комплексы молекул представляют собой легкие ионы (размером порядка 10^{-9} м). Если легкий ион соединяется с частицей атмосферных примесей (аэрозоля), то образуется средний или тяжелый ион (размером порядка 10^{-8} м и более).

1.1.1 Виды ионов

Легкие ионы

По-видимому, первым, кто заметил явление проводимости воздуха, в частности утечку через воздух заряда с изолированного наэлектризованного тела, был Кулон. Он считал, что частицы воздуха или пыли могут приобретать заряды при столкновении с заряженным телом, а затем отталкиваться от него. Этой точки зрения придерживались до тех пор, пока Эльстер и Гейтель и Вильсон почти одновременно не открыли существование ионов. Утечка заряда с изолированного тела может быть объяснена как притяжением к телу ионов противоположного по отношению к телу знака, так и отталкиванием ионов одинакового знака. В отсутствие ветра ионы движутся вдоль электрических силовых линий.

Подвижность легких ионов лежит в пределах от $0.5 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ м²/(В·с). Было найдено, что при одних и тех же условиях подвижность отрицательных

ионов несколько больше, чем положительных.

Свободные электроны имеют значительно большую подвижность, чем легкие ионы, но электроны не могут оставаться не связанными продолжительное время при условиях, существующих в областях атмосферы, рассматриваемых в рамках науки об атмосферном электричестве.

Тяжелые ионы

В то время как легкие ионы незначительно превосходят по своим размерам молекулу, тяжелые ионы значительно больше легких ионов, и представляют собой заряженные частицы того же типа, что и ядра, на которых Айткен обнаружил конденсацию влаги. Возможно, что эти ядра представляют собой частицы таких веществ, как испарившаяся морская соль или растворимые вещества промышленного дыма. Тяжелые ионы и ядра содержатся в большем количестве в атмосфере городов, чем сел.

Подвижность тяжелых ионов лежит в пределах от 10^{-7} до 10^{-8} $\text{м}^2/(\text{В}\cdot\text{с})$. Мак-Гриви и О'Коннор обнаружили, что ядра могут образовываться при воздействии солнечного света на имеющиеся в незначительном количестве в атмосфере газы (такие, как сероводород и сернистый газ), а также на различные естественные и искусственные твердые вещества (такие, как хвоя сосен и полиэтилен).

Средние ионы

Ионы, подвижность которых лежит между подвижностями легких и тяжелых ионов, называются средними ионами - с подвижностью от $5 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-7} $\text{м}^2/(\text{В}\cdot\text{с})$. Средние ионы - соединения из нескольких легких ионов, связь которых носит как электростатический (кулоновский), так и валентный характер.

Различие между тяжелыми и легкими ионами. Совершенно независимо от различия в подвижности существует очень важное физическое различие между

тяжелыми и легкими ионами, которое может быть сформулировано следующим образом: сущностью легкого иона является его заряд, в то время как для тяжелого иона заряд не является основной характеристикой. Легкий ион включает в себя группу молекул, но как только заряд исчезает, молекулы перестают быть связанными, так как именно заряд есть тот механизм, который собирает их вместе; когда легкий ион теряет свой заряд, не остается никаких следов существования иона. Однако когда тяжелый ион теряет свой заряд, он становится незаряженным ядром и его по-прежнему легко обнаружить; он может легко приобрести заряд любого знака. На основании этого критерия средние ионы можно скорее назвать тяжелыми, чем легкими.

1.2 Ультрафиолетовое и рентгеновское электромагнитное излучение Солнца

Как известно, на Солнце возникают мощные циклически повторяющиеся возмущения, которые достигают максимума каждые 11 лет. В периоды высокой активности яркость некоторых областей на Солнце возрастает в несколько раз, и они посылают мощные импульсы ультрафиолетового и рентгеновского излучения. Во время вспышки извергается солнечный газ (в основном протоны и электроны), и элементарные частицы устремляются в космическое пространство. Действительно, электромагнитное излучение Солнца приходит к Земле через приблизительно 8 минут, имеющие околорелятивистские скорости энергичные частицы - через десятки минут, и только потоки частиц, переносящие основную часть возмущения от Солнца со скоростью около 1000 км/с, способны дать наблюдаемую задержку в 2-3 суток. Электромагнитное и корпускулярное излучение Солнца в моменты таких

вспышек оказывает сильное воздействие на атмосферу Земли.

1.2.1 Рентгеновское излучение Солнца

Роль рентгеновского диапазона как нового информативного источника знаний о Вселенной была давно осознана астрофизиками. Еще до начала прямых наблюдений жесткое рентгеновское излучение было обнаружено по измерениям степени ионизации слоя D ионосферы. Земная атмосфера поглощает коротковолновую область спектра солнечного электромагнитного излучения, где находятся ультрафиолетовые, рентгеновские и гамма-лучи. Все они, кроме близкого ультрафиолета, доступны наблюдениям только с ракет и искусственных спутников, оснащенных специальной аппаратурой. В 1995 году исполнилось ровно 100 лет со дня открытия великим немецким физиком Вильгельмом Конрадом Рентгеном нового вида излучения, который получил название рентгеновских лучей.

Общепринято под рентгеновским излучением понимать электромагнитные волны в области энергий от 0.1 до 300 кэВ. Этот диапазон, в свою очередь, делится на три поддиапазона: от 0.1 до 5 кэВ (мягкое рентгеновское излучение), от 5 до 50 кэВ (классический рентгеновский диапазон), от 50 до 300 кэВ (жесткое рентгеновское излучение). Электромагнитное излучение в области энергий $E \geq 300$ кэВ принято называть гамма-излучением.

Наиболее сильное изменение (по сравнению со спокойными условиями) наблюдается в рентгеновской части спектра. Так, во время вспышки средней

мощности поток излучения с длиной волны от 10^{-9} до 10^{-8} м может возрасти в 100 раз, а с длиной волны менее 10^{-9} м в десятки тысяч раз [1]. Поскольку рентгеновское излучение вызывает ионизацию атмосферного газа на высотах областей E (от 90 до 110 км) и D (от 60 до 90 км) ионосферы, ясно, как сильно появление вспышки на Солнце должно влиять на состояние этих ионосферных областей.

Наша Земля надежно защищена атмосферой от проникающего жесткого электромагнитного излучения. Поэтому рентгеновские источники регистрируются с помощью детекторов, установленных на ракетах и космических кораблях-спутниках. Такими детекторами являются газовые пропорциональные счетчики или специальные твердые кристаллы-сцинтилляторы, в которых регистрируется ток электронов, возникающих в процессе ионизации под действием рентгеновского космического излучения. В последнее время в качестве детекторов успешно используются зеркальные телескопы, сделанные из специально подобранных материалов, которые эффективно отражают и рассеивают рентгеновские лучи. При этом в фокусе такого телескопа по-прежнему располагаются высокочувствительные пропорциональные счетчики.

Все изложенное позволяет сделать вывод, что рождение новых методов внеатмосферных наблюдений Солнца в рентгеновском диапазоне и интенсивные наблюдения в рамках международных кооперативных наблюдательных программ привели к ряду открытий в физике Солнца.

1.2.2 Ультрафиолетовое излучение Солнца

Наиболее коротковолновая часть ультрафиолетового излучения с длиной волны примерно от 10^{-8} до $1.25 \cdot 10^{-7}$ м вызывает ионизацию нейтральных атомов и молекул в термосфере и фактически ответственна за образование основной части ионосферы - области F. Эта часть излучения состоит как из непрерывного спектра (где энергия более или менее равномерно распределена по длинам волн), так и из ярких эмиссионных линий (когда в узком интервале длин волн, например от $5 \cdot 10^{-10}$ до 10^{-9} м, сосредоточена большая энергия). Наиболее известная из этих линий - так называемая линия лайман-альфа с длиной волны $121.6 \cdot 10^{-9}$ м. В одной этой линии содержится примерно столько же энергии, сколько во всей остальной части спектрального интервала от 10^{-8} до $1.25 \cdot 10^{-7}$ м. Излучение в линии лайман-альфа проникает в атмосферу Земли достаточно глубоко - до высот 70 - 75 км, поэтому оно играет очень важную роль в жизни самой нижней части ионосферы - области D [2].

Более длинноволновая часть ультрафиолетового спектра, излучаемая хромосферой (с длиной волн от $1.25 \cdot 10^{-7}$ до $3 \cdot 10^{-7}$ м) также играет важную роль в атмосфере Земли. Энергия этого излучения идет на диссоциацию молекул (прежде всего - молекулы кислорода), которые служат исходным материалом при построении молекул озона, максимум концентрации которого располагается на высотах 20 - 25 км.

Многочисленные детальные исследования на космических аппаратах, уходящих за границу магнитосферы Земли, показали, что сверхзвуковой поток плазмы - солнечный ветер - существует всегда, но его параметры меняются в широких пределах в зависимости от условий истекания плазмы и по-

следующего разгона в солнечной короне.

Эти параметры на орбите Земли таковы: - скорость ветра от 300 до 1000 км/с (при среднем значении около 450 км/с); - концентрация частиц от 10^6 до 10^8 м^{-3} (в среднем около 10^7 м^{-3}); - температура ионов от 30 до 300 тыс. К (среднее значение около 70 тыс. К); температура электронов, обычно, в 2-3 раза выше температуры ионов [3].

Главной ионной компонентой солнечного ветра являются протоны (ионы водорода); имеются также ионы гелия (около 4%) и очень немного (десятые и сотые доли процента) более тяжелых ионов (кислород, кремний, сера, железо).

В 90-е гг. стало ясно, что основным источником возмущений являются грандиозные выбросы вещества из короны Солнца, так называемые корональные выбросы массы.

При своем движении от Солнца корональные выбросы масс часто принимают форму замкнутых образований со своеобразным поведением плазмы и магнитного поля магнитных облаков, приводящих к сильным (иногда экстремальным) возмущениям на Земле. Таким образом, выстраивается причинно-следственная цепочка - корональные выбросы массы образуют магнитные облака, которые приводят к возмущениям магнитосферы Земли.

1.3 Космические лучи (солнечные и галактические)

Конец XIX - начало XX века ознаменовались новыми открытиями в области микромира. После открытия рентгеновских лучей и радиоактивности были обнаружены заряженные частицы, приходящие на Землю из космического

пространства. Эти частицы были названы космическими лучами. Датой открытия космических лучей принято считать 1912 г., когда австрийский физик В.Ф.Гесс с помощью усовершенствованного электроскопа измерил скорость ионизации воздуха в зависимости от высоты. Оказалось, что с ростом высоты величина ионизации сначала уменьшается, а затем на высотах более 2 км начинает сильно возрастать. Ионизирующее излучение, слабо поглощаемое воздухом и увеличивающееся с ростом высоты, образуется космическими лучами, падающими на границу атмосферы из космического пространства.

1.3.1 Космические галактические лучи

Космические лучи представляют собой ядра различных элементов, следовательно, являются заряженными частицами. Наиболее многочисленны в космических лучах ядра атомов водорода и гелия (около 85% и около 10%, соответственно). Доля ядер всех остальных элементов не превышает около 5%. Небольшую часть космических лучей составляют электроны и позитроны (менее 1 %). Время жизни космических лучей равно около $3 \cdot 10^8$ лет. Оно определяется либо выходом космических лучей из Галактики и гало, либо их поглощением за счет неупругих взаимодействий с веществом межзвездной среды.

Основным источником космических лучей внутри Галактики являются взрывы сверхновых звезд. Космические лучи ускоряются на ударных волнах, образующихся в этих взрывах.

По своему происхождению космические лучи можно разделить на

несколько групп:

- космические лучи галактического происхождения. Источником космических лучей галактического происхождения является наша Галактика;
- космические лучи метagalacticкого происхождения. Эти частицы образуются в других галактиках;
- солнечные космические лучи, генерируемые на Солнце во время солнечных вспышек;
- аномальные космические лучи, образующиеся в солнечной системе на периферии гелиомагнитосферы.

1.3.2 Солнечные космические лучи

Наше Солнце само является источником солнечных космических лучей. Солнечные космические лучи - это заряженные частицы, ускоренные во вспышечных процессах на Солнце до энергий на много порядков превышающих тепловые энергии частиц на его поверхности. Заряженные частицы солнечных космических лучей, ускоренные в солнечной вспышке, выбрасываются в межпланетное пространство, распространяются в нем и попадают на нашу Землю. Когда говорят об солнечных космических лучах, речь идет обычно об электронах с энергией, превышающей 20 кэВ, и протонах с энергией более 10 МэВ. Приведенные цифры представляют собой, конечно, лишь условную нижнюю границу; реальная энергия указанных частиц может быть значительно больше. Так, во время сильных вспышек (точнее, после них, так как для того чтобы дойти до Земли, частицам нужно какое-то время,

зависящее от их скорости, то есть энергии) на орбите Земли регистрируются потоки протонов с энергией, превышающей 100 МэВ. Такие энергичные протоны могут представлять существенную опасность для экипажей космических кораблей и даже пассажиров стратосферных лайнеров. Магнитное поле и атмосфера спасают Землю от радиации.

1.4 Атмосферная радиоактивность

Основным ионизатором воздуха в слое от 0 до 2 км служит излучение радиоактивных веществ, содержащихся в твердой или жидкой оболочках Земли.

Более 60-70 % общей производительности природных ионизаторов дает излучение почвы. На местности с высоким содержанием радиоактивных элементов (гранитные породы, монацитовые песчаники, торфяники) вклад этого излучателя может значительно превышать (в десятки и даже сотни раз) среднее глобальное значение. В почвах, характерных для центральных районов России, обнаруживаются все три основных излучателя: альфа, бета и гамма. Испускаемые радоном и другими радиоактивными веществами α -частицы (которые представляют собой ядра атома гелия, состоящие из двух протонов и двух нейтронов) распространяются (со скоростью, равной от 0.05 до 0.1 скорости света) в воздухе на расстояние от 0.03 до 0.09 м; при этом одна α -частица способна образовать от 190 до 250 тысяч пар ионов.

Поток электронов, образующихся при другом виде радиоактивного распада, носит название β -излучения. Последнее распространяется (со

скоростью, близкой к скорости света) в воздухе на расстояние в несколько метров. Каждая β -частица образует на своем пути около 25 тысяч пар ионов.

Наибольшей проникающей способностью обладает γ -излучение: в воздухе оно пронизывает слой толщиной в несколько десятков метров, при этом каждая γ -частица способна образовать до 30 тысяч пар ионов.

Наибольший вклад в изменчивость ионообразования в приземном слое вносит радиоактивность воздуха, обусловленная переносом радона, торона и других газов из почвы. В изучении атмосферной радиоактивности можно выделить три самостоятельных направления. Первое направление занимается исследованием выделения эманации радона и торона из почвы и образования в атмосфере продуктов их распада.

Захват продуктов распада естественными аэрозолями

После того как радон покинет почву, продукты его распада начинают накапливаться в воздухе. Равновесие для короткоживущих дочерних продуктов достигается по мере увеличения высоты. При слабом перемешивании равновесие будет достигаться на более низких высотах, чем при интенсивном перемешивании.

Период полураспада торона и его дочерних продуктов намного меньше, чем у радона. Таким образом, радон и его продукты распада будут доминировать в тропосфере. Похоже на то, что продукты распада ведут себя как легкие ионы и образуют молекулярные группы с водой, кислородом или какими-нибудь другими газами-трассерами по крайней мере до тех пор, пока они несут на себе электрический заряд. Эти, как мы будем их называть,

первичные частицы обладают высокой подвижностью и, быстро соединяясь с частицами аэрозоля, образуют так называемые вторичные частицы. Такой процесс наиболее важен для явления естественной радиоактивности, и мы рассмотрим его более детально.

Чемберлен и Дайсон [4], рассматривая поведение продуктов распада торона, показали, что большая часть атомов оседает на аэрозольных частицах. Лишь небольшая доля их существует в виде первичных частиц, для которых коэффициент диффузии равен $50 \text{ м}^2/\text{с}$. Такая величина коэффициента молекулярной диффузии соответствует частицам с радиусом около $5 \cdot 10^{-10} \text{ м}$, что равно удвоенному радиусу молекул воздуха.

Почти 30% частиц естественного аэрозоля несут положительный или отрицательный единичный заряд, в связи, с чем возникает вопрос о влиянии этого фактора на процессы захвата. Оценки показывают, что подобные эффекты не вызывают отклонений более чем на 30% от указанных здесь величин и, следовательно, в первом приближении их можно не учитывать.

Подводя итог первой главы можно сказать следующее. Источниками ионизации в верхних слоях атмосферы (ионосфера) является ультрафиолетовое излучение Солнца с длиной волны от 10 до 125 нм с максимумом на длине волны 121.6 нм (линия лайман-альфа). Ионизация стратосферы и верхней части тропосферы в основном обусловлена ионизацией нейтральных атомов и молекул частицами галактических космических лучей. Интенсивность ионизации ультрафиолетовым излучением и галактическими космическими лучами изменяется в течение 11 - летнего солнечного цикла. Максимум ионизации ультрафиолетовым излучением наблюдается на высоте от 200 до 300 км, галактическими космическими лучами от 12 до 20 км, радиоактивным излучением земной поверхности от 0 до 2 км. Максимум

ионизации галактическими космическими лучами наблюдается на широтах от 50 до 60 градусов геомагнитной широты.

2 Основные характеристики и пространственно-временное распределение частиц аэрозоля

Атмосферный аэрозоль является продуктом сложной совокупности химических и физических процессов. Вследствие сложности этих процессов и относительно короткого времени жизни аэрозоля его химический состав и физические характеристики очень изменчивы. Пространственно-временная изменчивость характеристик аэрозоля настолько велика, а данные наблюдений в такой степени фрагментарны, что пока еще невозможны достаточно достоверные оценки общего бюджета аэрозоля различных типов, а имеющиеся оценки мощности глобальных источников аэрозоля природного и антропогенного происхождения сугубо ориентировочны.

В зависимости от состава или источников можно выделить следующие типы природного аэрозоля [5]:

- продукты испарения морских брызг;
- поднятая ветром в атмосферу минеральная пыль;
- вулканический аэрозоль (как непосредственно выброшенный в атмосферу, так и образовавшийся за счет газофазных реакций);
- частицы биогенного происхождения (непосредственно выброшенные в атмосферу и образовавшиеся в результате конденсации летучих органических соединений, например терпенов, а также химических реакций между этими соединениями);
- дымы от сжигания биоты на суше;

- продукты природных газофазных реакций (например, сульфаты, возникающие за счет восстановленной серы, поступающей с поверхности океана).

По этому же принципу антропогенный аэрозоль можно классифицировать следующим образом:

- непосредственные промышленные выбросы частиц (например, частиц сажи, дыма, дорожной пыли и др.);
- продукты газофазных реакций. Целесообразно, помимо этого, различать тропосферный и стратосферный (преимущественно вулканический) аэрозоль.

Большое внимание привлекают следующие газофазные реакции образования аэрозоля:

- однородная гомомолекулярная нуклеация (образование новых устойчивых жидких или твердых мельчайших частиц из газовой фазы при наличии лишь одного газового компонента);
- однородная гетеромолекулярная нуклеация (аналогичный процесс в присутствии двух или более газов);
- гетерогенная гетеромолекулярная конденсация (рост уже существующих частиц за счет адсорбции газа).

Исключительно сложны и пока еще плохо изучены фотохимические и химические реакции, которые ответственны за первоначальную трансформацию «высоко летучего» газа в газовый компонент, являющийся исходным для образования аэрозоля. По-видимому, наиболее существенны следующие процессы:

- реакции сернистого газа с радикалами гидроксила, которые в конечном счете приводят к образованию молекул серной кислоты и сернокислотного аэрозоля;

- реакции неметановых углеводородных соединений с озоном и (или) радикалами гидроксила с образованием альдегидов, спиртов, карбоксильных и дикарбоксильных кислот (как правило, вторичные продукты этих реакций вступают в реакцию с оксидами азота, что приводит к образованию органических нитратов).

Очень важную роль в химии атмосферы играют озон и радикалы гидроксила (HO и HO_2), которые прямо или косвенно являются продуктами фотохимических реакций (именно поэтому процессы газофазного образования частиц характеризуются обычно хорошо выраженным суточным ходом).

2.1. Почвенные аэрозоли

Основным аэрозольным компонентом нижней атмосферы ряда регионов земного шара являются частицы почвенного происхождения, самые большие концентрации которых зафиксированы над аридными зонами, покрывающими более трети поверхности суши [6]. В то же время высокие концентрации частиц обнаружены над обширными районами океана на расстоянии нескольких тысяч километров [7].

Почвенные аэрозоли могут сильно менять оптические свойства атмосферы, в частности на спутниковых фотографиях нередко видна пылевая дымка (шлейф) [6, 8]. Концентрация пылевых частиц в атмосфере сильно зависит от географического района измерений, отчасти из-за наибольшей подверженности почв дефляции (ветровой эрозии) в полуаридных регионах. Способность почвы к дефляции определяется ее физическим состоянием, в

частности влагосодержанием и степенью ее нарушенности пахотой и перетиранением частиц. Эти факторы связаны с сезонным землепользованием. Причем для каждой частицы почвы существует критическая скорость ветра в диапазоне 10-50 м/с, по достижении которой начинается процесс дефляции.

Изменчивость концентрации пыли в атмосфере в значительной степени обусловлена тем, что генерируемые почвой частицы имеют крайне широкий диапазон размеров: от нескольких десятых, а возможно и сотых, до сотен микрометров. Скорость оседания частиц, размеры которых больше 10 мкм, относительно высока, и поэтому они быстро выводятся из атмосферы ($\tau < 10^2 - 10^4$ с, где τ – время оседания частиц), что приводит к заметному снижению концентрации частиц сразу после их подъема с поверхности почвы. В случае дальних переносов и долговременных эффектов представляют интерес физические и химические свойства размером менее 10 мкм, однако с точки зрения процесса дефляции роль больших частиц весьма существенна.

Для понимания физических причин изменчивости концентрации почвенных аэрозолей необходимо знать влияние состава почвы и ее физического состояния, а также мелко- и крупномасштабных метеорологических процессов на интенсивность образования частиц разных размеров и их перенос в атмосфере.

2.2 Океанические аэрозоли

Понятие океанические аэрозоли вошло в практику геохимических, экономических, климатологических и других исследований. К океаническим

аэрозолям относятся:

- твердые и жидкие частицы малых размеров (от долей до десятков мкм в диаметре), содержащиеся в атмосфере над океаном;
- атмосферные частицы, источником которых является морская вода.

К настоящему времени получен многочисленный фактический материал, позволяющий определить генезис аэрозолей в атмосфере над океаном и выявить закономерности пространственного распределения их концентрации.

Океан, занимая $2/3$ поверхности Земли, является мощным, постоянно действующим источником, поставляющим в атмосферу аэрозольное вещество. Химический состав океанических аэрозолей существенно отличается от химического состава морской воды, из которой они образуются. Причину этого следует искать в особенностях химического состава поверхностного микрослоя воды, которые обусловлены:

- химическим составом океанической воды;
- концентрированием на поверхности раздела океан–атмосфера поверхностно-активных веществ;
- флотацией к поверхности взвешенных в морской воде частиц;
- выпадением из атмосферы эолового материала;
- фото-, био- и другими химическими превращениями на поверхности океана.

Распределение концентрации и химический состав аэрозолей в океанической атмосфере зависят от ряда факторов, среди которых следует особо отметить динамику атмосферных процессов над океаном, влажность и температуру воздуха, частоту и интенсивность выпадения осадков и т.п.

2.3 Вторичные аэрозоли, или аэрозоли, образующиеся непосредственно в атмосфере

Реакции образования и трансформации атмосферного аэрозоля происходят в газообразной и жидкой фазах, а также на поверхности взвешенных в воздухе твердых частиц, выступающих в качестве катализаторов. Тип аэрозоля, образующийся из газовых компонентов непосредственно в атмосфере, получил название вторичного аэрозоля. Однако следует тут же оговориться: характер элементарных физико-химических взаимодействий, имеющих место в атмосферных процессах, таков, что при обсуждении гомогенных процессов невозможно оставлять в стороне также и гетерогенные механизмы, роль которых в жизненных циклах атмосферного аэрозоля чрезвычайно велика.

Процесс перехода легкоконденсирующихся веществ, изначально находящихся в газообразном состоянии, в частицы аэрозоля может происходить в результате:

- гомогенной конденсации молекул одного и того же газа (пара);
- гомогенной гетеромолекулярной конденсации молекул нескольких газов (паров);
- адсорбции молекул газа (пара) на аэрозольных частицах – катализаторах;
- гетерогенной конденсации (на ядрах).

Первые два типа конденсации характерны для условий, реализующихся в существенно незапыленной атмосфере. Скорость конденсационных процессов здесь зависит от частоты случайных столкновений между молекулами газа

(газов), способности последних к образованию связей и физико-химических характеристик среды, в которой протекают интересующие нас процессы. Если указанные выше условия благоприятствуют формированию комплексовассоциатов (кластеров), состоящих хотя бы из нескольких молекул, и эти кластеры под влиянием микролокальных флуктуаций температуры и парциального давления конденсирующегося газа (пара) растут, то появляется возможность образования вторичного аэрозоля по механизму гомогенной (в том числе и гетеромолекулярной) конденсации.

При неупругом столкновении молекулы газа с поверхностью твердого тела (твердотельный аэрозольной частицы) характер взаимодействия определяется не только влиянием физико-химических свойств окружающей среды, но и их взаимной способностью к образованию связей, прочность которых может варьироваться в широких пределах: от слабого Ван-дер-Ваальсовского взаимодействия до прочных валентных связей.

Процесс гетерогенного конденсационного роста частиц происходит в несколько стадий: с повышением влажности среды возникновение многочисленного покрытия ядра конденсации приводит к его обводнению, а в последующем – к превращению в каплю. При формировании капли на растворимом ядре равновесная упругость пара у ее поверхности уменьшается на величину, зависящую от природы и концентрации растворимого вещества. В случае негигроскопических ядер процесс заканчивается обводнением ядра, и дальнейший рост может иметь место только при парциальном давлении, превышающем давление насыщения. Если состав ядер смешанный, то стадия конденсационного роста прекращается с исчерпыванием растворимого

компонента ядра.

2.3.1 Сульфатный аэрозоль

Более четверти века назад было впервые показано, что основным компонентом этого типа аэрозоля являются соединения серы, благодаря чему он и получил название сульфатного.

Чрезвычайно важной особенностью сульфатного аэрозоля является его повсеместная встречаемость.

Полагается, что одним из основных естественных источников серы в тропосфере является эмиссия H_2S , обусловленная процессами разложения микробами живых организмов и продуктов их жизнедеятельности, имеющих место преимущественно на болотистых площадях.

Мощными, но эпизодическими источниками H_2S являются извержения вулканов.

2.3.2 Органический аэрозоль

Несмотря на то, что вопрос об органическом аэрозоле начал обсуждаться в литературе относительно давно наши сведения о нем, к сожалению, до сих пор исключительно бедны и фрагментарны

Причинами неудовлетворенной изученности органического аэрозоля послужили многие обстоятельства, среди которых следует отметить, прежде всего, чрезвычайно широкий диапазон самого понятия органического аэрозоля: к этому типу аэрозоль необходимо отнести:

- частицы, образующиеся непосредственно в атмосфере из органических

молекул естественного и антропогенного происхождения;

- частицы, являющиеся продуктами взаимодействия растений и живых организмов с почвой и морской водой и попадающих в атмосферу под действием механических сил;

- пыльцу растений, споры, различного рода микроорганизмы, вирусы.

Уже из этого перечисления явствует, что органический аэрозоль как совокупное понятие должен характеризовать исключительно сложным химическим составом, весьма широким спектром распределения по размерам и универсальной распространенностью.

Вторичный органический аэрозоль образуется в ходе фотохимических реакций газообразных углеводородов, в которых помимо ОН активную роль играют оксиды азота (NO_x). Наиболее важными исходными углеводородными соединениями с точки зрения формирования органического вторичного аэрозоля являются непредельные углеводороды, хотя заметную роль здесь могут играть также ароматические соединения и алкены, а в лесистых районах – терпены.

2.4 Стратосферный аэрозоль

В настоящее время понимание природы стратосферного аэрозоля основано на обширных экспериментальных данных, подкрепленных теоретическими исследованиями. Методы измерений легко делятся на две категории:

- постоянно применяемые и совершенствуемые в течение уже долгого периода времени;
- измерительные методы, используемые от случая к случаю.

Как можно предположить, при первоначальном накоплении материала различными методами были получены также и результаты, противоречащие друг другу. На какое-то время создалось впечатление, что опубликованные данные могут дать подтверждение любой теории о стратосферном аэрозоле. В настоящее время это нежелательное положение в основном разрешено с помощью комплексных, дополнительно друг друга экспериментов. Одновременное сравнение многих методов и средств измерений привело к лучшему пониманию ошибок и ограничений каждого. Исследователь, пользующийся основными параметрами стратосферного аэрозоля, должен побороть искушение использовать публикуемые данные без предварительного критического рассмотрения ошибок и ограничений примененной аппаратуры.

Неоднородность слоя фонового стратосферного аэрозоля незначительна. Однако после вулканического извержения этот слой довольно долго остается неоднородным как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении.

2.5 Антропогенный аэрозоль

Антропогенные аэрозоли наиболее разнообразны по структуре и своим физико-химическим свойствам, а их вклад в общее содержание атмосферного аэрозоля постоянно растет и может быть резко увеличен.

Глобальные выбросы антропогенного аэрозоля в настоящее время достаточно велики. Так, среднегодовой выброс аэрозоля из естественных источников составляет $2312 \cdot 10^6$ т, а из антропогенных — $296 \cdot 10^6$ т, что составляет соответственно 88.5 и 11.5 % от общего среднегодового количества генерируемого аэрозоля.

Антропогенный аэрозоль образуется в районах промышленных центров, расположенных в основном в Северной Америке, Европе, Японии и на части территории Австралии. Таким образом, $296 \cdot 10^6$ т антропогенного аэрозоля образуются над площадью, равной примерно 2.5 % поверхности Земли. Для сравнения отметим, что эта же территория продуцирует $58 \cdot 10^6$ т аэрозоля естественного происхождения, т. е. лишь 20% от антропогенного аэрозоля.

2.5.1 Физико-химические свойства антропогенных аэрозолей

Концентрация в атмосфере аэрозольных частиц антропогенного происхождения зависит в первую очередь от интенсивности генерации и времени их существования. Время жизни частиц определяется как размерами, так и другими их физико-химическими свойствами, а также высотой слоя атмосферы, в который они первоначально введены. В приземном слое частицы, радиус которых превышает 10 мкм, осаждаются на земную поверхность через несколько часов после поступления в атмосферу. Частицы субмикронного размера обладают высокой подвижностью и в результате интенсивного броуновского движения и коагуляции достаточно быстро укрупняются, образуя моду малых частиц. Эта мода аэрозольных частиц может находиться в

воздухе достаточно длительное время [9] и весьма эффективно рассеивает коротковолновую солнечную радиацию. Дисперсность антропогенных аэрозолей определяется характеристиками процессов образования частиц, в том числе концентрацией аэрозолеобразующего вещества и его химическим составом. Роль дисперсионных процессов в образовании антропогенных аэрозолей относительно невелика (сельское хозяйство, горнодобывающая и строительная промышленность) и с каждым годом уменьшается в результате использования методов эффективного пылеподавления и пылеосаждения [10].

В научной литературе обычно не разделяют естественные и антропогенные почвенные аэрозоли, поскольку они мало различаются по своим физико-химическим свойствам.

При процессах горения в атмосферу выбрасывается большое количество соединений тяжелых металлов, которые обладают высокими токсичными свойствами и являются очень эффективными катализаторами атмосферных реакций окисления [10]. Важным фактом для этих процессов аэрозолеобразования является относительно большая высота выброса значительной доли частиц в атмосферу ($z \geq 500$ м), что при малых размерах частиц ($r \leq 1$ мкм) приводит к большому времени жизни их в атмосфере. В результате аэрозольные частицы перемещаются на значительное расстояние, в том числе в те регионы, в которых концентрация естественного аэрозоля низка, а процессы вымывания частиц из атмосферы ослаблены. К таким регионам, в частности, относится Арктика.

Сернистые соединения

Конечными продуктами преобразований серосодержащих газов являются сернокислотные и сульфатные частицы, образующие стабильную субмикронную моду.

В континентальном аэрозоле, средняя массовая концентрация которого составляет 35 мкг/м^3 для $r \leq 5 \text{ мкм}$, содержится от 15 до 30 % сульфатов, в то время как в фоновом морском аэрозоле, средняя массовая концентрация которого для $r \leq 5 \text{ мкм}$ составляет 1 мкг/м^3 , содержится от 30 до 60 % сульфатов.

Так как серосодержащие аэрозольные частицы являются в основном продуктом гетерогенных реакций газообразных сернистых соединений на твердых и жидких ядрах конденсации, по крайней мере в нижних слоях атмосферы, то выделить какие-то характерные распределения частиц по размерам для них трудно. Эти распределения зависят от начальных распределений ядер. Следует отметить, что рост сульфатных частиц происходит как на свету, так и в темновых условиях. Основная доля сульфатных частиц по массе содержится в области размеров $r < 1 \text{ мкм}$.

Нитраты

В отличие от сульфатных аэрозолей нитратные и нитритные образуются в основном в результате гомогенных реакций. Существуют несколько путей образования азотной кислоты;

- окисление диоксида азота озоном до триоксида с последующими реакциями триоксида азота с альдегидами и алкенами;
- реакция N_2O_5 с водой;

- реакция гидроксила с диоксидом азота в присутствии третьей молекулы.

Так как диоксид азота растворяется в воде в неограниченном количестве, тогда как оксид азота слабо растворяется, в жидкой капле образуются практически только азотная кислота и нитраты и почти отсутствуют азотистая кислота и нитриты. При этом размер образующихся нитратных частиц превышает 1 мкм.

Органические аэрозоли

Источником органических аэрозольных частиц в промышленных районах являются в основном процессы превращения летучих органических веществ, образующихся при горении топлива, в конденсаты. При этом примерно половина органического вещества конденсируется на частицах размером более 1 мкм. Среднегодовое количество антропогенных органических аэрозолей, выбрасываемых в атмосферу, составляет 30 Мт, что одного порядка или даже больше среднегодовой продукции органических аэрозолей естественного происхождения (примерно 26 Мт/год). Это соответственно сказывается на различии в химическом составе аэрозолей промышленных и сельских районов. Так, для США среднее содержание в аэрозолях сельских районов органических соединений составляет примерно 6 %, сульфатов 13 % и нитратов 3 %, а в промышленных районах — соответственно 11, 9, 2.5%. Близкие соотношения наблюдаются и для Европы [9, 11].

Значительна доля антропогенных органических аэрозолей вторичного происхождения. По оценкам, глобальный выброс летучих органических соединений антропогенными источниками составляет 88 Мт/год. Причем вклад

автомобильных выхлопных газов в выброс углеводородов колеблется в пределах от 26 до 67 %, на долю испарения топлива приходится 31 %, естественной утечки газа 14 % и утечки в бытовых системах 8 %.

Выхлопные газы автомашин содержат большое количество различных примесей: оксид углерода, оксиды азота, альдегиды, углеводороды, в том числе полициклические ароматические углеводороды, сажа, сернистый газ и сероводород, соединения тяжелых металлов (свинца, марганца, кадмия). Оксиды азота и углеводороды являются исходными продуктами атмосферных фотохимических реакций, протекающих с образованием реакционно-активных фотоокислителей [9]. Протеканию фотохимических реакций способствуют интенсивная солнечная радиация и высокие концентрации углеводородов и оксидов азота.

Сажа

Сажевые частицы образуются при неполном сгорании различных топлив. Так как парциальное давление насыщения углерода очень низкое, то образование частиц может происходить даже при небольших концентрациях элементарного углерода и недоокислившихся углеводородов.

Основным механизмом возникновения как природных, так и антропогенных сажевых частиц является пиролиз в газовой или конденсированной фазе углеродсодержащих материалов [12, 9, 13]. Микрофизические характеристики продуцируемых при этом частиц зависят от специфики источника. Так, частицы, образующиеся при сгорании нефти, имеют кораллоподобную структуру и эффективную форму — сферическую; пиролиз

каменного угля генерирует частицы в виде сфер, внутри которых заключены в большом количестве сферы меньших размеров, хаотически расположенные под внешней оболочкой.

На характер образующихся частиц сажи большое влияние оказывает способ сжигания. При медленном, тлеющем горении образуются крупные, хлопьеобразные частицы (поскольку при этом велика вероятность коагуляционного роста мелких частиц). В случае быстрого горения образуются в основном мелкие частицы с $r \leq 0.1$ мкм.

Частицы с $r > 3$ мкм образуются в особо благоприятных условиях коагуляции и благодаря турбулентно обусловленному «механическому» подъему крупных частиц. Эти частицы довольно быстро выводятся из атмосферы гравитационной седиментацией.

Частицы же с r от 0.1 до 3 мкм (аккумулятивная мода) могут иметь достаточно большое время жизни в атмосфере, ограничиваемое сверху эффективностью механизмов стока [9]: 1 неделя в нижней тропосфере (до высоты 1.5 км), 1 месяц — в верхней тропосфере и более года — в стратосфере.

Пепел

Размеры частиц пепла в основном превышают 1 мкм, и, следовательно, их время жизни в атмосфере относительно невелико. По своим оптическим свойствам частицы пепла ведут себя примерно так же, как частицы почвенного происхождения, поэтому выделение этих частиц в отдельный тип для радиационных расчетов необоснованно. Однако важное значение могут иметь

каталитические и фотокаталитические свойства пепла, обусловленные присутствием в нем тяжелых металлов.

2.5.2 Пространственно-временные вариации структуры антропогенных аэрозолей

В Советском Союзе экспериментальные исследования проводились по программе Комплексного энергетического эксперимента в 1972—1973 гг. в районе Запорожья, а затем Тбилиси и Алма-Аты [9, 14] и в 1987 г. в районе Алма-Аты. Заметное влияние городов обнаруживалось на расстояниях в несколько десятков километров и на высотах не менее 3 км. Были исследованы дымовые купола над этими городами. Свойство сажи, заметное количество которой содержится в антропогенном аэрозоле, весьма эффективно поглощать коротковолновую солнечную радиацию, способствует возникновению инверсионных слоев в атмосфере промышленных центров, а это в свою очередь ведет к еще большему аэрозольному и газовому загрязнению воздуха. В городском воздухе обнаруживается также большое количество гигантских частиц. Функции распределения частиц по размерам практически во всех случаях описываются несколькими модами, причем все они заметно смещаются в первую очередь во времени. Для моды гигантских частиц довольно сложно найти общие закономерности изменения концентрации частиц и модального радиуса [15, 16]. Обычно летом наблюдаются два максимума концентрации гигантских частиц: околополуденный и ночной, причем время наступления обоих максимумов

может смещаться весьма значительно. Экспериментальный материал свидетельствует в пользу тесной связи этих максимумов с движениями воздушных масс, их стратификацией и турбулизованностью. Относительный максимум в распределении в области от 0.20 до 0.60 мкм имеет наиболее устойчивый суточный ход — увеличение от утра к вечеру. Очевидно, эта мода имеет фотохимическое происхождение. Скорость роста аэрозольной массы для приведенных случаев несколько ниже полученной при измерениях в г. Рыльске летом 1979 г. [9].

Электронно-микроскопический анализ проб городских аэрозолей свидетельствует о близкой морфологической структуре частиц для разных городов. Наблюдается повышенное по сравнению с содержанием естественных аэрозолей содержание мелкодисперсной фракции. Наиболее мелкие частицы с r от 0.02 до 0.05 мкм имеют почти правильную сферическую форму. Часто в центре сферы наблюдается ядро с большей плотностью вещества (оксиды металлов), чем на периферии. Плотность частиц может существенно различаться для разных частиц, т. е. наблюдаются как чисто сажевые частицы, так и частицы оксидов металлов и солей. Среди более крупных частиц наблюдаются кристаллы разнообразных форм. Значительное число частиц с $r < 0.5$ мкм можно идентифицировать как сульфатные («розетки»). Часто наблюдаются цепочки из частиц, характерные для дымов. Наличие сложных рыхлых конгломератов из более мелких в основном сферических частиц для фракции гигантских частиц свидетельствуют о повышенной способности частиц промышленного происхождения к коагуляционному росту. Так как большинство рыхлых конгломератов содержит частицы

приблизительно одинаковой плотности, можно предполагать, что происходит быстрый коагуляционный рост таких частиц вблизи их источников. В пробах, взятых при повышенной влажности, наблюдались сферические конгломераты с разной плотностью вещества — гигроскопические частицы типа сульфатных.

Исследования дисперсности аэрозолей в Алма-Ате свидетельствуют об увеличенной по сравнению с другими городами доли мелкодисперсных частиц. Для аэрозолей воздушного бассейна этого города характерно быстрое нарастание концентрации мелких частиц в течение суток и уход большей части аэрозолей ночью и вечером вниз по долине р. Алма-Атинки. Вследствие этого аэрозольные частицы в городе не успевают «состариться». Большинство частиц, явно фотохимического происхождения, образовались из продуктов выхлопов автомобилей и других двигателей и представляют собой конгломераты мелких сфер одного диаметра, равного примерно 0.03 мкм.

Дисперсность частиц на разных уровнях высоты в приземном слое (до $r \approx 100$ м) при одновременных измерениях различается не очень сильно, когда есть заметное вертикальное перемешивание воздушных масс (дневные часы) и может различаться достаточно заметно (намного выше уровня погрешностей измерений) при отчетливой стратификации приземного слоя. Толщина стратифицированных слоев составляет примерно 30—40 м.

Следует отметить, что слоистость вертикальной структуры промышленных аэрозолей — весьма распространенное явление.

В городах почти всегда наблюдается повышение концентрации частиц с высотой, связанное, вероятно, с характером обтекания зданий и неровностей местности воздушными потоками. Такого типа результаты наблюдались, например, в ходе измерений в г. Запорожье [9, 17]. Слоистая вертикальная структура городских аэрозолей, наличие дымового купола в значительной степени обусловлены, очевидно, термическим режимом города [18], наличием в нем острова тепла [19].

Анализ общих закономерностей вертикального распределения ядер конденсации [20, 21] показал, что это распределение описывается экспоненциальной зависимостью вида:

$$N_a(z) = N_0 \exp(-z/h^*), \quad (2.1)$$

где $N_a(z)$ – концентрация частиц аэрозоля, м^{-3} ;
 N_0 – концентрация частиц аэрозоля у поверхности Земли, приблизительно равная 10^{+9} м^{-3} ;
 z – высота над поверхностью Земли, м;
 h^* – коэффициент, определяемый из опытных данных и изменяющийся в зависимости от физико-географических, метеорологических условий и от размера частиц [22].

2.5.3 Особенности фазовых переходов воды в загрязненной атмосфере

Особенности фазовых переходов воды в сильно загрязненной атмосфере урбанизированных районов имеют принципиальные отличия от микрофизических процессов, протекающих в незагрязненной атмосфере.

Одной из причин, влияющих на фазовые переходы воды, является присутствие в городской атмосфере вторичных аэрозолей органического происхождения, для которых нельзя рассчитывать равновесное давление водяного пара на основании уравнения Рауля и необходимо учитывать целый ряд факторов (гидратационные эффекты, характер адсорбции примесей на поверхности аэрозолей и т. д.) [22, 23]. Одним из важных результатов исследований [22, 23] следует считать изучение эффекта понижения давления насыщенного пара над водными растворами органических соединений, вызванного общим усилением гидрофобных взаимодействий в растворах, причиной которых являются микроструктурные особенности воды. Установлено, что мономолекулярные пленки органических соединений способствуют возникновению сильных взаимодействий в поверхностном слое, что приводит к усилению конденсационного роста капель. Обнаружено также повышение температуры кристаллизации растворов органических соединений, вероятно, обусловленное нарушением условий теплообмена по поверхности вторичных аэрозолей.

Если органические вещества полярны, обладают поверхностной активностью и нелетучи, то они адсорбируются на льдообразующих ядрах и облачных ядрах конденсации, а также на поверхности раздела фаз гидрометеоров. Линейные парафиновые углеводороды (п-алканы) неохотно вступают в реакции окисления и в меньшей степени участвуют в поверхностных явлениях и процессах образования аэрозолей.

С другой стороны, будучи окисленными или полимеризованными в результате фотокаталитических процессов, углеводороды превращаются в

полярные частицы [18], имеющие большое сродство к границам раздела фаз[19].

В заключении главы можно сказать, что в атмосфере присутствуют аэрозоли такие как почвенные, океанические, стратосферные, вторичные, антропогенные (сернистые соединения, нитраты, органические аэрозоли, сажа и пепел). Вторичный аэрозоль, в свою очередь подразделяется на сульфатный и органический. Также аэрозоль подразделяется по источникам возникновения: океан, почва (минеральная пыль), вулканы, частицы биогенного происхождения, продукты природных газофазных реакций. Материалы данной главы могут быть использованы для определения влияния аэрозолей на электрическое поле Земли. Одним из механизмов влияния частиц аэрозоля на электрическое поле является изменение концентрации ионов в атмосфере, причем положительные и отрицательные аэрозоли взаимодействуют с ионами по-разному, что объясняется наличием избирательных свойств поверхности частиц аэрозоля.

3 Захват атмосферных ионов частицами аэрозоля. Избирательные свойства поверхности капель

3.1 Механизмы зарядки аэрозолей

К основным процессам, приводящим к образованию заряда на частице, относятся прямая ионизация, статическая электризация, столкновение с ионами или ионными кластерами (в присутствии внешнего электрического поля или без него), а также ионизация частицы электромагнитным излучением (ультрафиолетовым, видимым или гамма-излучением). Перечисленные процессы могут протекать как совместно, так и по отдельности. Рассмотрим каждый из них более подробно.

3.1.1 Прямая ионизация частицы

Об этом механизме электризации частиц почти ничего не известно. Как правило, масса аэрозольных частиц в единице объема много меньше массы воздуха, заполняющего этот объем. Поскольку эффект ионизации прежде всего зависит от массы, количество ионов, образующихся из молекулярных частиц воздуха, будет по крайней мере на несколько порядков выше, чем при ионизации аэрозольных частиц. Поэтому образование заряда на этих частицах должно происходить в основном вследствие захвата ими ионов из воздуха, а не путем прямой ионизации. Таким образом, роль прямой ионизации не

существенна [24].

3.1.2 Статическая ионизация

Процесс статической электризации протекает в результате действия одного или нескольких механизмов, что делает очень трудным его теоретическое описание с помощью единственного механизма.

Однако большинство экспериментаторов пытаются интерпретировать свои результаты именно так. К статической электризации могут приводить пять основных процессов. Рассмотрим каждый из них.

Электролитические эффекты

В этом случае жидкие растворы с высокой диэлектрической проницаемостью обмениваются ионами с металлическим или другими твердыми поверхностями. Например, капли жидкости с большой диэлектрической проницаемостью, стекающие с поверхности металла, уносят с собой значительный заряд. Эти капли отталкиваются друг от друга, так как захватывают заряды одного знака. Возможно, при зарядке аэрозолей этот механизм играет большую роль, хотя это окончательно не установлено [24].

Контактная электризация

При этом процессе электроны с чистых сухих поверхностей различных металлов, находящихся в соприкосновении, перемещаются в глубь металла с более низкой работой выхода электрона. По своей природе это чисто

электронный процесс. Необходимо, чтобы между контактирующими поверхностями отсутствовали примеси. Вследствие такого требования механизм контактной электризации, вероятно не имеет существенного значения для процесса статической зарядки [24,25].

Электризация при распылении

Третий механизм статической зарядки действует при распылении жидкостей. В верхнем слое жидкости с высокой диэлектрической проницаемостью благодаря действию поверхностных сил возрастает концентрация электронов и отрицательных ионов. При распылении и барботаже этот слой разрушается, и образующиеся мелкие капли в основном заряжаются отрицательно, в то время как крупные заряжаются положительно либо отрицательно или остаются незаряженными примерно с равными вероятностями. Отметим, что размеры всех образовавшихся капель можно изменить последующим их испарением или конденсацией. Растворенные соли обычно уменьшают величину заряда по сравнению с аэрозолями, образующимися из чистых жидкостей, но по мере уменьшения диэлектрической проницаемости жидкости этот эффект ослабевает, пока не станет таким же, как при распылении чистых углеводородов, когда образуются очень слабо заряженные частицы. Капли, образовавшиеся при распылении, обычно содержат лишь по несколько единичных зарядов. Описанный механизм играет большую роль при зарядке аэрозолей и очень часто действует в совокупности с другими механизмами. Неучет этого эффекта приводит к ошибкам и усложнению любых попыток анализа природы зарядов на частицах [24].

Электризация трением

Четвертый метод статической зарядки - электризация трением, в результате которой сухие неметаллические частицы приобретают заряд при контакте с металлами или другими частицами. Причины этого весьма распространенного механизма зарядки остаются недостаточно ясными, хотя некоторые его черты изучены хорошо. К примеру, с помощью составленной материалом работы [24] можно оценить знаки зарядов, получаемых каждым из двух контактирующих различных материалов. При взаимодействии двух веществ наиболее вероятно, что положительный заряд получит материал, стоящий выше, а отрицательный - стоящий ниже. Заряды могут образовываться при взаимодействии частиц между собой или частиц с поверхностями, хотя, по-видимому, величины этих зарядов в первом случае будут больше [24].

В случае, если имеющие высокую концентрацию взвеси взрывоопасных частиц пыли протекают через незаземленную трубку, на ней может накопиться значительный заряд, что приведет к искровому разряду и, в конечном итоге, к взрыву [24]. Во взрывах пылевых систем важную роль играет не абсолютная, а относительная влажность, поскольку зарядку трением предотвращает не присутствие водяного пара, а осаждение воды на частицах.

Ионизация в пламени

Хотя ионизацию частиц в пламени наблюдали еще в 1600 г., этот эффект до сих пор возбуждает повышенный интерес из-за возможности его использования

в таких различных областях, как прямое получение электрической энергии, управление процессом горения приложенными электрическими полями и т.п. [24]. В реакционной зоне воздушно-углеводородного или кислородно-углеводородного пламени концентрация ионов составляет $10^{15} - 10^{18} \text{ м}^{-3}$, причем там определенно присутствуют положительные ионы, но вопрос о преобладании отрицательных ионов или свободных электронов является спорным. Наличие в пламени частиц вещества (например, частиц сажи) значительно увеличивает концентрацию свободного заряда [24]. Оказывается также, что чем меньше частица, тем больше свободных зарядов образуется.

3.1.3 Столкновение с ионами или ионными кластерами

Наиболее изученными из трех основных механизмов электризации аэрозолей являются процессы, включающие столкновения ионов или ионных кластеров с аэрозольными частицами. Ионы или ионные кластеры в воздухе образуются, например, при присоединении нейтральными частицами положительных или отрицательных зарядов, возникших за счет энергии α -, β - и γ -лучей после испускания их радиоактивным источником [24]. Образование ионов возможно и при электрических разрядах различного типа.

К зарядке аэрозольных частиц ведут два процесса, действующих по отдельности или совместно. В первом процессе, называемом диффузионной зарядкой, частицы заряжаются при столкновении с диффундирующими ионами в отсутствие внешнего электрического поля. Во втором процессе, который называют зарядкой в электрическом поле, частицы при обретают заряд,

сталкиваясь с ионами, движущимися, главным образом, по направлению внешнего электрического поля. Эти процессы можно рассматривать как аналоги молекулярной и конвективной диффузии. Скорость зарядки в электрическом поле выше, чем при диффузионной зарядке. Для очень мелких частиц диффузионная зарядка играет большую роль даже в присутствии внешнего электрического поля.

Для теоретического изучения обоих механизмов зарядки необходимо сделать следующие предположения относительно аэрозоля.

- частицы сферические (однако теория применима и для изометрических частиц);
- частицы монодисперсные (полидисперсность усложняет, но не опровергает теорию);
- частицы между собой не взаимодействуют;
- около каждой частицы концентрация ионов и электрическое поле однородны.

Для всех естественных и промышленных аэрозолей особенно справедливы два последних допущения. Если исключить большинство крайних случаев, теория была бы адекватна без других допущений.

Диффузионная зарядка

При диффузионной зарядке частицы заряжаются униполярными ионами (ионами одного знака) в отсутствие приложенного электрического поля. Столкновения ионов с частицами - результат хаотического теплового движения ионов, а броуновским движением самих частиц обычно

пренебрегают.

Зарядка частиц в электрическом поле

В отличие от зарядки вследствие диффузии зарядка в электрическом поле происходит в потоке униполярных ионов, то есть в области, где ионы находятся в электрическом поле и их движение упорядочено [24]. Предположим, что незаряженные проводящие сферические аэрозольные частицы внезапно попадают в однородное электрическое поле. Поле около частицы искажилось бы, и газовые ионы, следуя вдоль силовых линий, немедленно начали бы ее заряжать. Предполагается, что сталкиваясь с частицей и заряжать ее будут все ионы, движущиеся внутри границ. Однако, приобретя некоторый заряд, частица начнет отталкивать приближающиеся ионы. В результате конфигурация поля изменится, что приведет к уменьшению скорости зарядки, и, в конце концов, к ее прекращению (зарядовому насыщению). Отметим, что по мере насыщения частицы зарядами уменьшится как число ионов, вступающих в контакт с ней, так и площадь контакта.

3.2 Возникновение двойного электрического слоя

Двойной электрический слой на границе вода-атмосфера образуется в результате избирательной адсорбции ионов поверхностью воды.

В поверхностном слое жидкости существует слой ориентированных полярных молекул воды H_2O на поверхности воды ориентированы

отрицательными полюсами наружу, а положительными внутрь. Согласно теории Я.И. Френкеля, проникновение отрицательных ионов через двойной электрический слой легче, чем положительных [26]. Это объясняется тем, что под влиянием электрического поля ориентированных диполей, попадающие на водную поверхность отрицательно заряженные ионы начинают двигаться внутрь жидкости, а положительные ионы остаются на поверхности и могут испаряться, также как и нейтральные молекулы воды [27]. В результате различия энергетических затрат на преодоление поверхностного слоя ионами противоположных зарядов по обе стороны от водной поверхности происходит формирование областей с электрическим зарядом противоположного знака, и равного значения, то есть на поверхности возникает двойной электрический слой.

Современная теория строения двойного электрического слоя, предложенная Штерном, обобщает две существовавшие ранее теории Гельмгольца-Перрена и Гуи-Чепмена. Согласно этой теории в жидкости располагается ряд ионов одного знака, а в прилегающем воздухе часть ионов противоположного знака (противоионов), расположена в слое толщиной $\delta_{\text{адс}}$ (слой Гельмгольца), а другая часть противоионов образует диффузионный слой (слой Гуи), в котором концентрация ионов изменяется по экспоненциальному закону по мере удаления от поверхности воды.

3.3 Избирательные свойства поверхности воды

Поверхностью воды захватываются только ионы, у которых кинетическая энергия больше значения потенциального барьера A .

На границах такого двойного электрического слоя скачок потенциала равен 0.26 В, а толщина слоя равна $5 \cdot 10^{-9}$ м [27].

Из-за наличия избирательных свойств водной поверхности при одинаковой проводимости положительных и отрицательных ионов в атмосфере, поверхность воды будет заряжаться отрицательно.

Влияние двойного электрического слоя на заряженные частицы нейтрализуется при избыточном отрицательном заряде воды, который создает электрическое поле, равное по модулю и противоположное по направлению электрическому полю двойного слоя.

На ионы действует электрическая сила:

$$F = \frac{Q \cdot q}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r^2}, \quad (3.1)$$

где F – электрическая сила между каплей и ионом, Н;

Q – электрический заряд капли, Кл;

q – заряд иона, Кл;

ϵ_0 – диэлектрическая проницаемость вакуума, равная $8.85 \cdot 10^{-12}$

Ф/м;

r – расстояние от центра капли до иона, м.

при этом напряженность электрического поля равна

$$E = \frac{Q}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r^2}, \quad (3.2)$$

где E – напряженность электрического поля на поверхности капли, В/м.

и, следовательно, потенциал поля $E = \frac{-d\phi}{dr}$ равен

$$\phi = \frac{Q}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r}, \quad (3.3)$$

где ϕ – потенциал электрического поля, В.

При этом потенциальная энергия положительно заряженного иона $F = \frac{-dW}{dr}$

равна:

$$W = \frac{Q \cdot q}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r}, \quad (3.4)$$

где W – потенциальная энергия положительно заряженного иона,
Дж.

Следовательно, в соответствии с законом Больцмана, распределение ионов в потенциальном поле вокруг капли описывается формулой:

$$N_{\pm}(r) = N_{\pm}(\infty) \cdot \exp\left(\frac{-Q \cdot q}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T}\right), \quad (3.5)$$

где $N_{\pm}(r)$ – концентрация ионов на расстоянии r от центра капли, м^{-3} ;
 $N_{\pm}(\infty)$ – концентрация ионов на большом удалении от капли, м^{-3} ;
 k – постоянная Больцмана, равная $1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К;
 T – температура, К.

В частном случае формула (3.5) имеет вид:

$$N_+ = N_+(\infty) \cdot \exp\left(\frac{-Q \cdot q_+}{4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T}\right), \quad (3.6)$$

$$N_- = N_-(\infty) \cdot \exp\left(\frac{-Q \cdot q_-}{4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T}\right). \quad (3.7)$$

Разность потенциалов на границах двойного электрического слоя равна:

$$U = \varphi(r) - \varphi(r - l_D) = \frac{Q}{4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot r} - \frac{Q}{4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot (r - l_D)}. \quad (3.8)$$

где U – разность потенциалов на границах двойного электрического слоя, В;
 l_D – толщина двойного электрического слоя, м.

$$U_B = \varphi_+ - \varphi_-, \quad (3.9)$$

$$U_B = \frac{\rho_B \cdot \bar{p} \cdot l_D}{m_{H_2O} \cdot \varepsilon_0}, \quad (3.10)$$

где ρ – плотность воды, кг/м;
 \bar{p} – среднее значение дипольного момента молекулы воды, равное $6.19 \cdot 10^{-30}$ Кл·м;
 m_{H_2O} – масса воды, равная $2.99 \cdot 10^{-26}$ кг.

Отсюда, заряд равен:

$$Q = 4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot \varphi_B \cdot r. \quad (3.11)$$

3.4 Кинетический режим зарядки капель

Частота столкновений положительных ионов с поверхностью капли равна:

$$\nu_+ = 4\pi r^2 \int_{V_{\min}}^{\infty} n_+(V) \cdot V dV, \quad (3.12)$$

где $n_+(V)$ – распределение ионов по скоростям, с/м⁴;

V – скорость движения ионов, м/с.

Распределение ионов по скоростям определяется законом Максвелла:

$$n_+(V) = N_+ \cdot \sqrt{\frac{kT}{2\pi m_+}} \exp\left(\frac{-m_+ \cdot V}{2kT}\right). \quad (3.13)$$

В результате получается:

$$\nu_+ = 4\pi r^2 N_+ \cdot \sqrt{\frac{kT}{2\pi m_+}} \int_{\frac{A}{kT}}^{\infty} \exp\left(\frac{-m_+ \cdot V}{2kT}\right) \cdot d\left(\frac{m_+ \cdot V^2}{2kT}\right). \quad (3.14)$$

После интегрирования:

$$\nu_+ = 4\pi r^2 N_+ \cdot \sqrt{\frac{kT}{2\pi m_+}} \cdot \exp\left(\frac{-A}{kT}\right), \quad (3.15)$$

где A – Значение потенциального барьера для проникновения иона в каплю, Дж.

Поскольку средняя скорость теплового движения ионов равна:

$$\bar{V}_+ = \sqrt{\frac{8kT}{\pi m_+}}, \quad (3.16)$$

где m_+ – масса ионов, кг.

то

$$v_+ = \pi r^2 \cdot \bar{V}_+ \cdot N_+ \cdot \exp\left(\frac{-A}{kT}\right). \quad (3.17)$$

Для отрицательных ионов:

$$v_- = 4\pi r^2 \int_0^\infty n(V) \cdot V dV, \quad (3.18)$$

и после аналогичных преобразований получается:

$$v_- = \pi r^2 \cdot \bar{V}_- \cdot N_-. \quad (3.19)$$

Концентрация ионов у поверхности воды определяется из закона Больцмана формулами (3.6) и (3.7).

Скорость кинетического роста электрического заряда капли равна:

$$\frac{dQ}{d\tau} = q_+ \cdot v_+ + q_- \cdot v_- . \quad (3.20)$$

где τ – время, с

Используя полученные выражения для частоты столкновений ионов с каплей и концентрации ионов можно записать уравнение скорости роста заряда капли:

$$\begin{aligned} \frac{dQ}{d\tau} = & q_+ \cdot \pi \cdot r^2 \cdot \bar{V}_+ \cdot N_+(\infty) \cdot \exp\left(\frac{-Q \cdot q_+}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T}\right) \cdot \exp\left(\frac{-A}{kT}\right) + \\ & + q_- \cdot \pi \cdot r^2 \cdot \bar{V}_- \cdot N_-(\infty) \cdot \exp\left(\frac{-Q \cdot q_-}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T}\right) \end{aligned} \quad (3.21)$$

При условии стационарности $\frac{dQ}{d\tau} = 0$ и при $q_+ = -q_-$:

$$\begin{aligned} \bar{V}_+ \cdot N_+(\infty) \cdot \exp\left(\frac{-Q \cdot q_+}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T}\right) \cdot \exp\left(\frac{-A}{kT}\right) = \\ = V_- \cdot N_-(\infty) \cdot \exp\left(\frac{-Q \cdot q_-}{4\pi \cdot \epsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T}\right) \end{aligned} , \quad (3.22)$$

или, иначе

$$\begin{aligned} \ln(V_+ \cdot N_+(\infty)) - \frac{-Q \cdot q_+}{4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T} - \frac{A}{kT} = \\ = \ln(V_- \cdot N_-(\infty)) - \frac{Q \cdot q}{4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T} \end{aligned} \quad (3.23)$$

Отсюда, значение равновесного заряда капли равно:

$$Q = \frac{4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot r \cdot k \cdot T}{(q_+ - q_-)} \cdot \left[\ln\left(\frac{V_+ \cdot N_+(\infty)}{V_- \cdot N_-(\infty)}\right) - \frac{A}{kT} \right]. \quad (3.24)$$

Выделим множитель из формулы (3.27) в виде:

$$\xi = \frac{-4\pi \cdot \varepsilon_0 \cdot k \cdot T}{(q_+ - q_-)} \cdot \left[\ln\left(\frac{V_+ \cdot N_+(\infty)}{V_- \cdot N_-(\infty)}\right) - \frac{A}{kT} \right]. \quad (3.25)$$

где ξ – скачок потенциала в двойном электрическом слое, В.

Тогда формула (3.24) будет иметь вид:

$$Q = -\xi \cdot r. \quad (3.26)$$

Из выражения (3.24) можно определить значение потенциального барьера при $\bar{V}_+ \cdot N_+(\infty) = V_- \cdot N_-(\infty)$ [28]:

$$A = \frac{|q| \cdot \xi}{2\pi \cdot \varepsilon_0}. \quad (3.27)$$

В заключение третьей главы можно отметить, что в атмосфере присутствуют ионы с подвижностями от $5 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-8} $\text{м}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$. Различие в подвижности ионов обусловлено различиями размеров и масс ионов. Самые легкие ионы под действием электрического поля обладают наибольшей скоростью движения. Например, при напряженности электрического поля 100 В/м легкие ионы будут двигаться со скоростью 0.5 см/с. Концентрация ионов у поверхности Земли составляет около $5 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$, причем положительных ионов на 20 % больше, чем отрицательных. Одним из механизмов электризации частиц аэрозоля является диффузионная зарядка частиц за счет захвата атмосферных ионов. Кроме того, также существует прямая и статическая электризация частиц аэрозоля. Диффузионный механизм существенен на начальной стадии облакообразования, а статический механизм электризации существенен при больших размерах частиц аэрозоля (облачные капли). Прямая ионизация не существенна по сравнению с другими механизмами электризации аэрозоля.

4 Связь профиля концентрации частиц аэрозоля с профилем напряженности электрического поля. Электродный эффект электрического поля Земли

4.1 Характеристики атмосферного электричества

Основными характеристиками, определяющими электрическое состояние атмосферы, являются напряженность электрического поля E (измеряемая в В/м); нередко вместо этой величины используют градиент потенциала $\nabla\varphi$ (φ - потенциал электрического поля в атмосфере, размерность которого совпадает с E , но отличается знаком), плотность электрического заряда ρ (Кл/м³), плотность электрического тока j (А/м²), потенциал электрического поля атмосферы φ (В), электропроводность атмосферы λ (См/м).

Рассмотренные выше характеристики электрического поля атмосферы являются локальными и являются независимыми.

Кроме рассмотренных величин, существуют величины, которые определяют глобальное электрическое состояние атмосферы. К этим величинам относятся электрический потенциал ионосферы φ_{∞} , общее сопротивление атмосферы R , полный заряд атмосферы Q (Кл), полный электрический ток в атмосфере I (А).

4.2 Глобальная атмосферно-электрическая токовая цепь

Глобальная атмосферно-электрическая токовая цепь определяет в атмосфере баланс электрических токов, условия поддержания электрического поля, а также структуру электрических полей и токов. Данные многолетних измерений электрических характеристик атмосферы вблизи поверхности Земли указывают на существование электрического поля напряженностью порядка 10^2 В/м и электрического тока плотностью порядка 10^{-12} А/м². Поскольку атмосфера Земли обладает электропроводностью, то при отсутствии источников электрического поля электрическое поле в атмосфере исчезает примерно за 10 мин. Согласно современным представлениям, основным источником электрического поля в тропосфере и стратосфере являются грозные облака.

Основные уравнения, описывающие глобальную токовую цепь, имеют следующий вид [29]:

$$\operatorname{rot} E = -\mu_0 \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (4.1)$$

$$\operatorname{rot} H = j + \varepsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t}, \quad (4.2)$$

$$\operatorname{div} E = \frac{\rho}{\varepsilon_0}, \quad (4.3)$$

$$\operatorname{div} H = 0, \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} j = 0. \quad (4.5)$$

где E – напряженность электрического поля, В/м;
 H – напряженность магнитного поля, А/м;
 ρ – плотность электрического заряда, Кл/ м³;
 j – плотность электрического тока, А/м²;
 μ_0 , ε_0 – магнитная и диэлектрическая проницаемость вакуума, Гн/м
и Ф/м соответственно.

4.3 Электричество приземного слоя

Вблизи поверхности Земли существует область, описание электрических процессов в которой отличается от описания этих процессов в свободной атмосфере. Это область приземного слоя атмосферы, в которой существенное влияние на распределение электрических характеристик оказывают турбулентные процессы обмена, наличие поверхностных источников радиоактивных веществ, свойства подстилающей поверхности, наличие аэрозольных частиц. Поэтому исследования электрических процессов в приземном слое отличаются от аналогичных исследований в свободной атмосфере. Прежде всего наличие поверхности Земли приводит к образованию вблизи этой поверхности электродного слоя, в котором электропроводность зависит от напряженности электрического поля. Поэтому для ее определения необходимо исходить из следующей системы уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_{\pm}}{\partial t} + \operatorname{div}(N_{\pm}V) + \operatorname{div}(N_{\pm}u_{\pm}E) - \operatorname{div}K_{\pm}\operatorname{grad}N_{\pm} = \\ = J_{\pm} - \alpha_{\pm}N_{+}N_{-} + \Psi_{\pm}, \end{aligned} \quad (4.6)$$

где N_{\pm} – объемная концентрация ионов i-й группы, $1/\text{м}^3$;
 u_{\pm} – их подвижность, $\text{м}^2/(\text{В}\cdot\text{с})$;
 V – гидродинамическая скорость, $\text{м}/\text{с}$;
 K_{\pm} – коэффициент турбулентной диффузии, $\text{м}^2/\text{с}$;
 Ψ_{\pm} – член, описывающий взаимодействие ионов с ионами других групп и с аэрозольными частицами, $\text{м}^{-3}\cdot\text{с}^{-1}$;
 J_{\pm} – интенсивность ионообразования ионов i-й группы, $\text{м}^{-3}\cdot\text{с}^{-1}$;
 α_{\pm} – коэффициенты рекомбинации, $\text{м}^3\cdot\text{с}^{-1}$.

4.3.1 Классический электродный эффект

Классический электродный эффект проявляется в условиях хорошей погоды (т.е. при отсутствии ветра, облачности, конвекции, загрязнения) вблизи поверхности Земли:

$$\frac{\partial N_{+}}{\partial t} + \operatorname{div}(N_{+}u_{+}E) = J_{+} - \alpha_{\pm}N_{+}N_{-}, \quad (4.7)$$

$$\frac{\partial N_{-}}{\partial t} + \operatorname{div}(N_{-}u_{-}E) = J_{-} - \alpha_{\pm}N_{+}N_{-}, \quad (4.8)$$

$$\operatorname{div}E = \frac{q_{+}N_{+} + q_{-}N_{-}}{\epsilon_0}, \quad (4.9)$$

$$\operatorname{rot}E = 0. \quad (4.10)$$

В стационарном $\left(\frac{\partial N_{\pm}}{\partial t} = 0\right)$ одномерном случае при наличии горизонтально однородной поверхности и зависимости источников ионизации от вертикальной координаты z система уравнений (4.7) - (4.10) приобретает следующий вид:

$$u_+ \frac{d}{dz} N_+ E_z = J_+(z) - \alpha_{\pm} N_+ N_-, \quad (4.11)$$

$$u_- \frac{d}{dz} N_- E_z = J_-(z) - \alpha_{\pm} N_+ N_-, \quad (4.12)$$

$$\frac{dE_z}{dz} = \frac{q_+ N_+ + q_- N_-}{\epsilon_0} = \frac{\rho}{\epsilon_0}. \quad (4.13)$$

где E_z – напряженность электрического поля, направленная по оси z , В/м;
 ρ – плотность электрического заряда, Кл/м³.

Анализ системы (4.11) – (4.13), основанный на теории размерностей, показывает, что характерная толщина электродного слоя определяется выражением [7]:

$$L = \frac{u_0 E_0}{\sqrt{\alpha_{\pm} J_{\pm}}}, \quad (4.14)$$

где $u_0 = \max\{u_+, u_-\}$;

E_0 – напряженность электрического поля вблизи поверхности, В/м.

В общем случае исследование классического электродного эффекта проводится численными методами.

В ряде публикаций [30, 31, 32] анализировались вертикальные профили напряженности электрического поля и концентрации ядер конденсации. Выявилось, что изменение с высотой напряженности поля и концентрации ядер конденсации часто бывает подобным. Анализ общих закономерностей вертикального распределения ядер конденсации [33,21] показал, что это распределение описывается экспонентой.

На определенной высоте (2 – 4 км) скорость убывания концентрации ядер может замедляться и показатель экспоненты принимать другое значение, так что в ряде случаев весь профиль может быть удовлетворительно описан суммой двух экспонент.

Существенное влияние на распределение по высоте ядер конденсации и напряженности поля оказывают суточные колебания метеорологического состояния нижнего слоя атмосферы, в частности наличие конвективной неустойчивости, инверсий.

Нередко максимум в вертикальных профилях напряженности поля и концентрации ядер конденсации наблюдается в ночные и утренние часы и связан с границей слоя инверсии температуры. В дневные часы с развитием турбулентности происходит трансформация профилей, изменение скорости убывания напряженности поля и концентрации ядер с высотой.

4.3.2 Турбулентный электродный эффект

В реальных условиях вблизи поверхности Земли вследствие взаимодействия горизонтального ветра с подстилающей поверхностью и нагревания поверхности, приводящего к появлению конвективных движений, классический электродный эффект переходит в турбулентный электродный эффект. Термогидродинамические процессы в приземном слое носят турбулентный характер, что усложняет описание электрических процессов в этих областях. Одним из подходов к описанию электрических процессов в этих областях. Одним из подходов к описанию электрических процессов при наличии турбулентности состоит в следующем: все известные и неизвестные величины V , N_{\pm} , ρ , E представляются в виде [34]:

$$N_{\pm} = \langle N_{\pm} \rangle + N'_{\pm}, \quad (4.15)$$

$$V = \langle V \rangle + V', \quad (4.16)$$

$$\rho = \langle \rho \rangle + \rho', \quad (4.17)$$

$$E = \langle E \rangle + E'. \quad (4.18)$$

где $\langle N_{\pm} \rangle$, $\langle V \rangle$, $\langle \rho \rangle$, $\langle E \rangle$ – средние значения величины;
 N'_{\pm} , V' , ρ' , E' – их флуктуации.

Средние значения рассматриваемых величин определялись в соответствии с формулой:

$$\langle f \rangle = \frac{1}{T_1} \int_0^{T_1} f(\tau) d\tau. \quad (4.19)$$

где f – осредняемая величина;
 T_1 – период осреднения;
 τ – время.

4.3.3 Влияние аэрозоля на распределение электрических характеристик в приземном слое атмосферы

Присутствие аэрозоля в атмосфере оказывает существенное влияние на электрические характеристики атмосферы: электропроводность λ , напряженность электрического поля E , плотность электрического тока j . Наличие аэрозольных частиц приводит к изменению концентрации положительных и отрицательных легких ионов, которое может быть оценено на основании уравнения

$$\frac{dN_{\pm}}{d\tau} = J_{\pm} - \alpha_{\pm} N_{\pm}^2 - \beta N_a N_{\pm}, \quad (4.20)$$

где N_a – концентрация аэрозольных частиц, $1/\text{м}^3$;
 β – коэффициент присоединения легких ионов к аэрозольным частицам, $\text{м}^3/\text{с}$.

В равновесном состоянии ($dN_{\pm}/d\tau = 0$) из уравнения (4.20) следует уравнение для концентрации ионов:

$$N_{\pm} = \frac{\beta N_a + \sqrt{\beta^2 N_a^2 + 4\alpha_{\pm} J_{\pm}}}{2\alpha_{\pm}}. \quad (4.21)$$

Из уравнения (4.21) следует, что влияние аэрозольных частиц на концентрацию легких ионов существенно при выполнении неравенства $\beta N_a \gg \alpha N_{\pm}$. При $\beta = 1.65 \cdot 10^{-2} \text{ м}^3/\text{с}$ (ядра Айткена), $\alpha = 1.6 \cdot 10^{-12} \text{ м}^3/\text{с}$, $J_{\pm} = 10^7 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ приведенное выше неравенство выполняется при концентрации аэрозольных частиц $N \gg 2.5 \cdot 10^{-9} \text{ м}^{-3}$.

Как показывают данные экспериментальных исследований [35], в приземном слое атмосферы практически всегда содержатся аэрозольные частицы, часть которых нейтральна, а часть заряжена. Частицы, размер которых составляет от 0.01 до 0.2 мкм, оказывают влияние на значения величин атмосферного электричества; их концентрация зависит от местности и изменяется в следующем порядке:

- над океаном вдали от берегов от $3 \cdot 10^8$ до $5 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$;
- в континентальной сельской местности вдали от города от $1 \cdot 10^9$ до $5 \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$;
- в сельской местности вблизи городов от $1 \cdot 10^9$ до $10 \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$;
- в городах от $1 \cdot 10^{10}$ до $10 \cdot 10^{10} \text{ м}^{-3}$.

Из анализа данных измерения электропроводности на сети станций атмосферного электричества следует, что по сравнению с более ранними данными электропроводность в районах измерений уменьшается [36]. Предполагается, что уменьшение электропроводности в этих пунктах может быть вызвано соответствующим увеличением концентрации в воздухе аэрозольных частиц субоптического диапазона размеров (r от 0.01 до 0.03

мкм). С учетом спектрального распределения аэрозольных частиц по радиусам третий член в уравнении (4.20) может быть представлен в следующем виде:

$$\beta N_a N_{\pm} = N_{\pm} \cdot \int \beta(r) n(r) dr, \quad (4.22)$$

где $n(r)$ – спектральная плотность распределения аэрозольных частиц по радиусам, m^{-4} ;
 $\beta(r)$ – коэффициент присоединения легких ионов к аэрозольным частицам радиусом r , m^3/c .

Основные уравнения для исследования влияния аэрозольных частиц на структуру электродного слоя имеют следующий вид:

$$u_+ \frac{d}{dz} (N_+ E) = J_{\pm} - \alpha_{\pm} N_+ N_- - \beta_{+0} N_+ N_{a(0)} - \beta_{+-} N_+ N_{a(-)}, \quad (4.23)$$

$$u_- \frac{d}{dz} (N_- E) = J_{\pm} - \alpha_{\pm} N_+ N_- - \beta_{-0} N_- N_{a(0)} - \beta_{-+} N_- N_{a(+)}, \quad (4.24)$$

$$\frac{dE}{dz} = \frac{(N_+ - N_- + N_{a(+)} - N_{a(-)})}{\epsilon_0}, \quad (4.25)$$

$$\beta_{+0} N_+ N_{a(0)} = \beta_{-+} N_- N_{a(+)}, \quad \beta_{-0} N_- N_{a(0)} = \beta_{+-} N_+ N_{a(-)}. \quad (4.26)$$

где $N_{a(0)}$ – концентрация нейтральных аэрозольных частиц, $1/m^3$;
 $N_{a(-)}$, – концентрация тяжелых ионов положительных и
 $N_{a(+)}$ отрицательных, $1/m^3$;
 β_{+0} , β_{-0} , – соответствующие коэффициенты присоединения, m^3/c .

β_{++}, β_{-+} .

В случае турбулентного электродного слоя ситуация обратная: с увеличением концентрации аэрозольных частиц увеличивается толщина электродного слоя, которая определяется выражением:

$$L_m = \left(\frac{D_m}{4\pi\lambda_\infty} \right)^{\frac{1}{2-m}}. \quad (4.27)$$

Поскольку при наличии аэрозольных частиц электропроводность уменьшается, из выражения (4.27) следует, что величина L_m растет [7].

Встречаются профили, для которых характерно наличие максимума E на некоторой высоте. На рисунке 4.1 приведены кривые распределения по высоте напряженности электрического поля и концентрации, построенные по данным, полученным при 27 подъемах, сделанных в июле 1959 г.

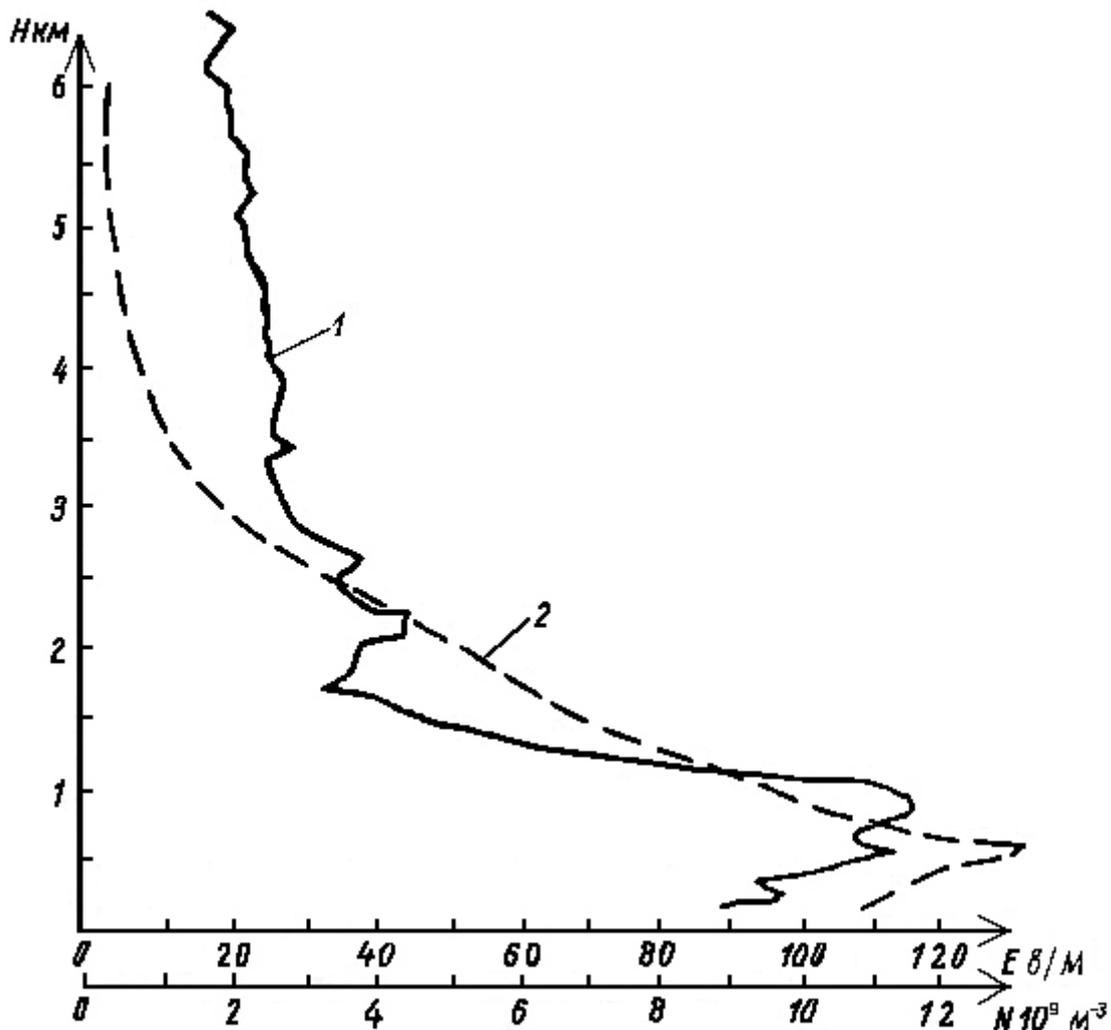


Рисунок 4.1 – Ход с высотой напряженности E электрического поля (1) и концентрации N ядер конденсации (2) в июле 1959 г. вблизи Ленинграда (по результатам 27 зондирований).

Отметим, что почти для всех профилей электрического поля характерен максимум на высоте 500-700 м. Подобный максимум приблизительно на тех же высотах наблюдается и в профилях ядер конденсации. Как правило, в утренние часы наблюдалась довольно сильная инверсия. Вероятно, максимум в распределении ядер конденсации сохраняется после исчезновения задерживающего слоя, связанного с инверсией, вследствие того, что

развивающаяся турбулентность не только размывает слой скопления аэрозолей, но и «подпитывает» его за счет новых порций пыли, приносимых от поверхности земли и других источников загрязнений [31].

По данным источника [7] нами была получена формула зависимости подвижности частиц от их радиусов:

$$u_{\pm} = 3 \cdot 10^{-18} r - 1.3747 \quad (4.27)$$

где r — радиус частиц, м;
 u_{\pm} — подвижность частиц, $\text{м}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$.

В заключение четвертой главы можно сделать выводы, что основными характеристиками, определяющими электрическое состояние атмосферы, является напряженность электрического поля, плотность электрического заряда, плотность электрического тока, потенциал электрического поля атмосферы и электропроводность атмосферы. Были рассмотрены основные уравнения, описывающие глобальную токовую цепь, классический электродный эффект, турбулентный электродный эффект и влияние аэрозоля на распределение электрических характеристик в приземном слое атмосферы. На основании изложенного можно сделать вывод, что между профилем концентрации аэрозоля и профилем напряженности электрического поля Земли следует ожидать значительного подобия. В частности максимумы профилей должны располагаться примерно на одних высотах.

5 Результаты моделирования электрического поля Земли

Поскольку положительные и отрицательные ионы захватываются земной поверхностью, то у поверхности концентрация ионов равна нулю. Благодаря этому создается градиент концентрации ионов, что приводит к диффузии ионов из прилегающей атмосферы к поверхности.

Процессы движения ионов в атмосфере описываются системой дифференциальных уравнений. Если предположить, что ионы двигаются под действием диффузионных (пропорционально градиенту концентрации) и электрических сил, то будут иметь вид:

$$\frac{dN_+}{d\tau} = \frac{d}{dz} \left(K \frac{dN_+}{dz} \right) - u_+ \frac{d}{dz} (N_+ E) + J_{\pm} - \alpha_{\pm} N_+ N_- - \beta_{+0} N_+ N_{a(0)} - \beta_{+-} N_+ N_{a(-)}, \quad (5.1)$$

$$\frac{dN_-}{d\tau} = \frac{d}{dz} \left(K \frac{dN_-}{dz} \right) - u_- \frac{d}{dz} (N_- E) + J_{\pm} - \alpha_{\pm} N_+ N_- - \beta_{-0} N_- N_{a(0)} - \beta_{-+} N_- N_{a(+)}, \quad (5.2)$$

$$\frac{dE}{dz} = \frac{q_+ N_+ + q_- N_- + Q_+ N_{a(+)} + Q_- N_{a(-)}}{\epsilon_0}, \quad (5.3)$$

Граничные условия при наличии частиц аэрозоля в атмосфере:

а) на нижней границе $z=z_0$ (z_0 – параметр шероховатости земной поверхности)

$$N_+(z_0)=0, \quad (5.4)$$

$$N_-(z_0)=0, \quad (5.5)$$

б) на верхней границе $z=\infty$, на основании (4.21);

$$N_+(\infty) = \frac{\beta_{+0} \cdot N_a + \sqrt{\beta_{+0}^2 \cdot N_a^2 + 4 \cdot \alpha_{\pm} \cdot J_{\pm}}}{2 \cdot \alpha_{\pm}}, \quad (5.6)$$

$$N_-(\infty) = \frac{\beta_{-0} \cdot N_a + \sqrt{\beta_{-0}^2 \cdot N_a^2 + 4 \cdot \alpha_{\pm} \cdot J_{\pm}}}{2 \cdot \alpha_{\pm}}. \quad (5.7)$$

Если электрическая цепь разомкнута, то

$$E_z(\infty) = 0, \quad (5.8)$$

если же по цепи протекает электрический ток, то

$$E_z(\infty) = \frac{j}{\lambda_{\pm}(\infty)}. \quad (5.9)$$

Скорость движения ионов под действием электрического поля:

$$V_+ = u_+ \cdot E, \quad (5.10)$$

$$V_- = u_- \cdot E. \quad (5.11)$$

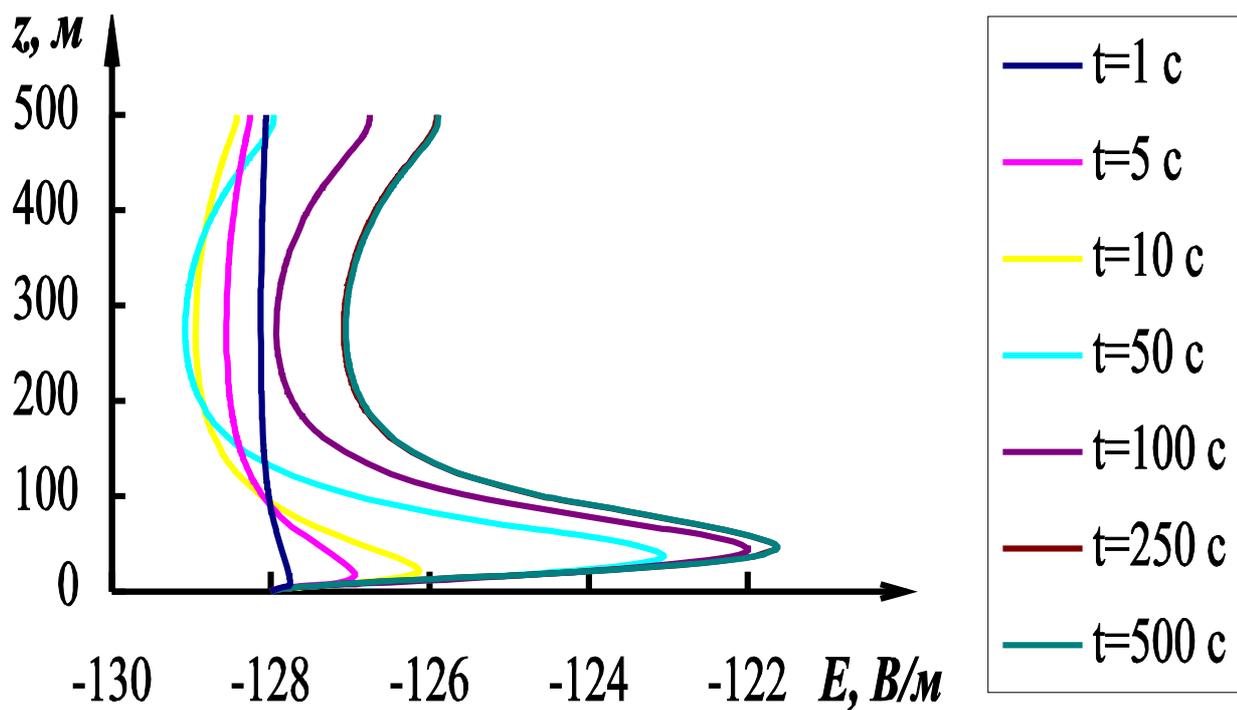
Коэффициент молекулярной диффузии положительных и отрицательных ионов [28]:

$$D_+ = \frac{u_+ \cdot k \cdot T}{q_+}, \quad (5.12)$$

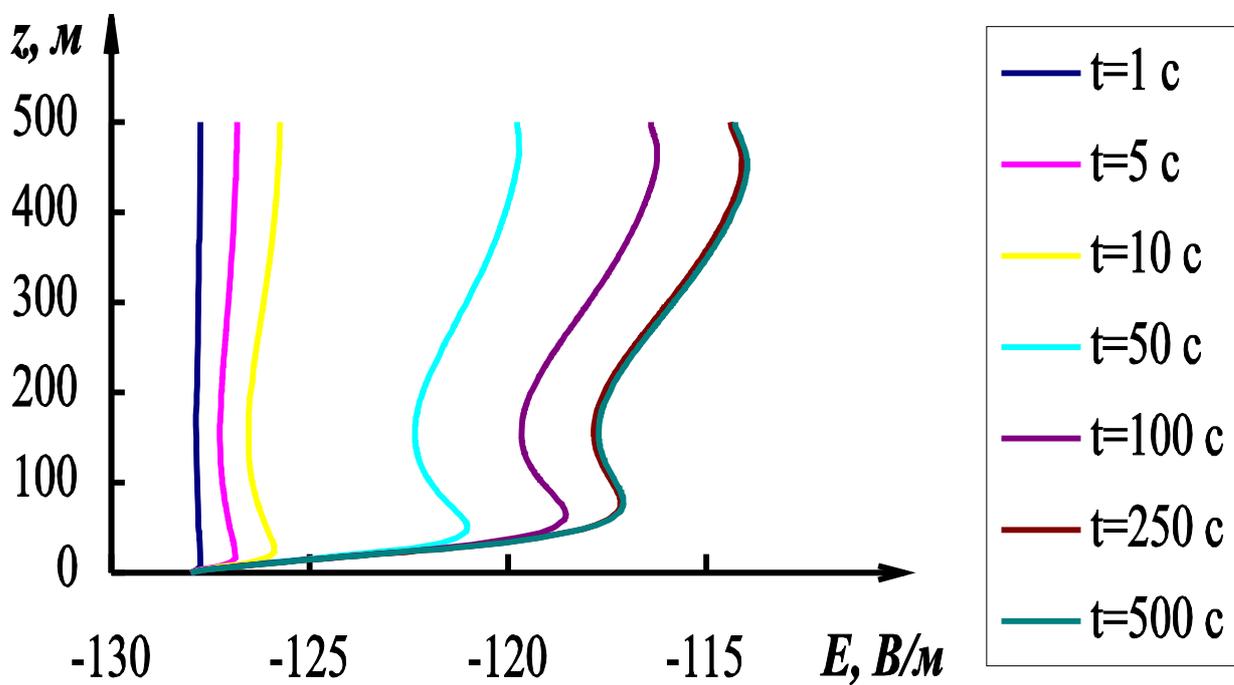
$$D_- = \frac{u_- \cdot k \cdot T}{q_-}. \quad (5.13)$$

В результате проведенного в ходе написания дипломной работы расчета были получены результаты, представленные ниже на графиках и таблицах в приложении Б. В ходе моделирования был выбран интервал времени 500 секунд, за это время профили напряженности электрического поля и концентрации ионов достигают равновесного распределения, т.е. перестают изменяться с течением времени. Это было получено в результате проведенного моделирования за различные интервалы времени, результаты которого представлены на двух рисунках 5.1а и 5.1б. Для определения влияния концентрации аэрозоля на электрическое поле Земли, были проведены расчеты при трех профилях концентрации аэрозолей, представленные на рисунке 5.2. Первому профилю соответствовало линейное убывание концентрации с высотой, второму – наличие максимума на высоте 275 м, а третьему – наличие максимума на меньшей высоте равной 153 м. Результатом расчетов стали профили напряженности электрического поля Земли, представленные на рисунке 5.3. Из графика видно, что при отсутствии аэрозоля в атмосфере и

коэффициенте турбулентности, равном 5 м/с^2 напряженность электрического поля убывает (по модулю) с высотой. При первом профиле концентрации аэрозоля напряженность электрического поля убывает гораздо медленнее, причем на участке от 100 до 450 метров наблюдается спад напряженности электрического поля, что и объясняется присутствием частиц аэрозоля. При втором профиле концентрации частиц



a)



б)

Рисунок 5.1 – Эволюция электрического поля Земли в зависимости от высоты:

а) – профиль 2 и б) – профиль 3

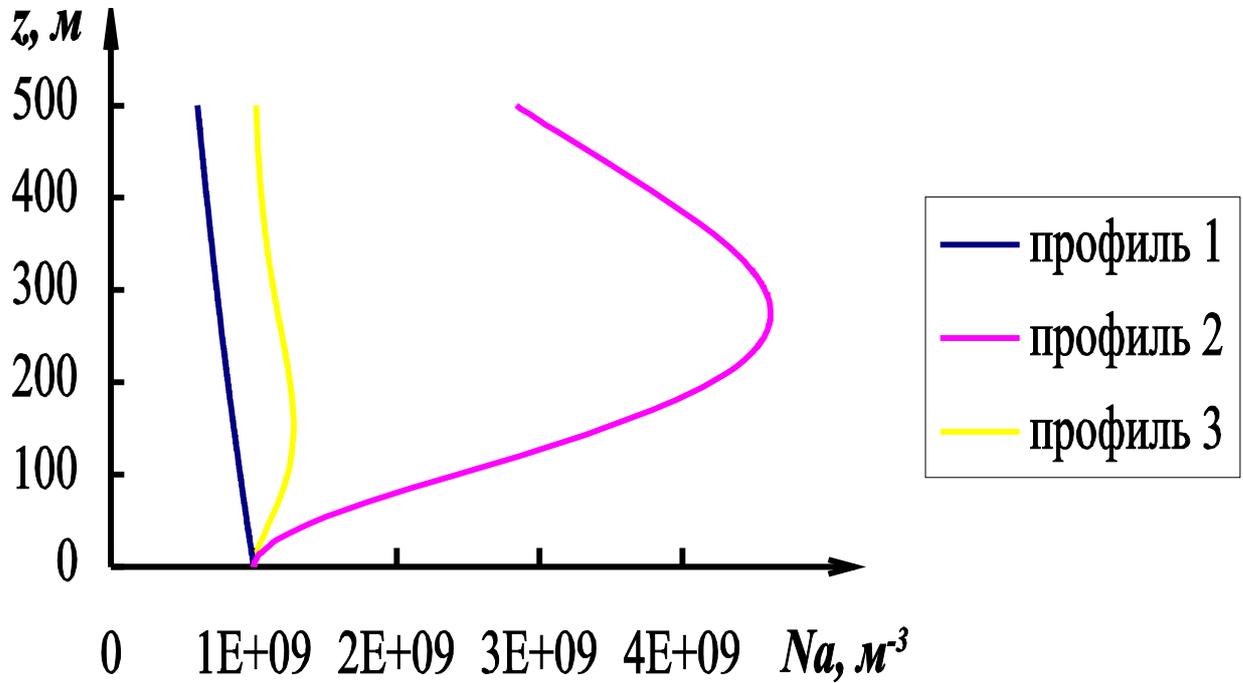


Рисунок 5.2 – Концентрация частиц аэрозоля

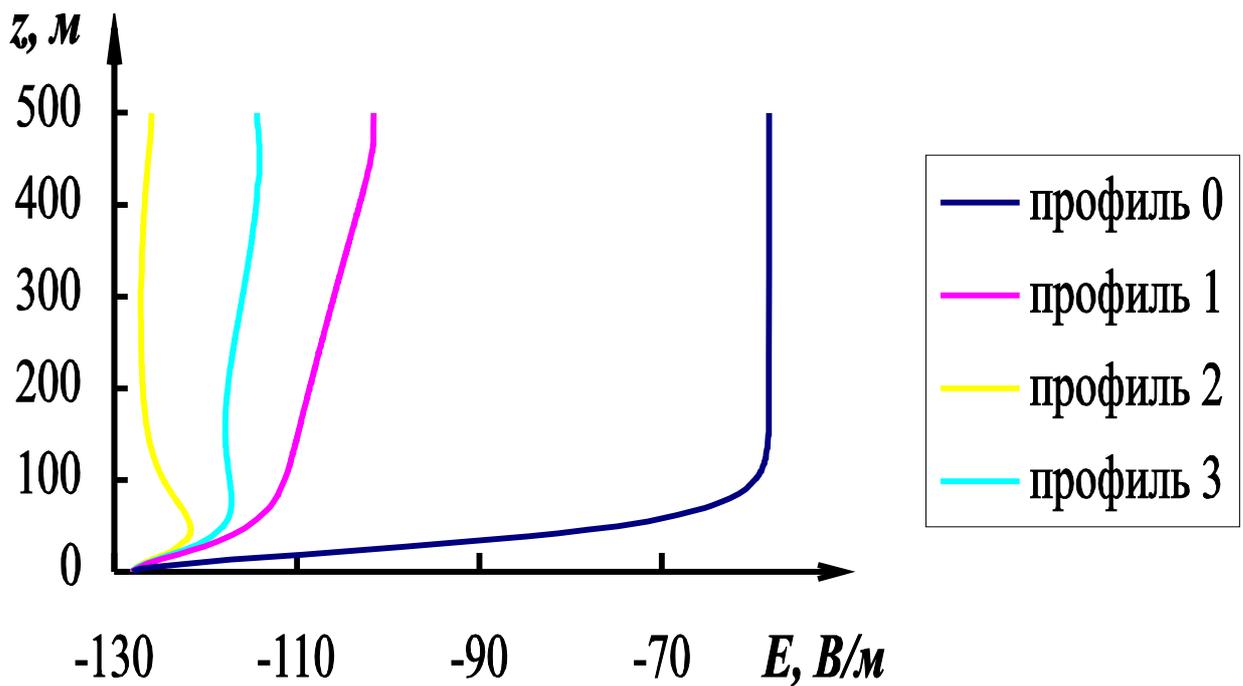


Рисунок 5.3 – Зависимость электрического поля Земли от профилей
концентрации аэрозоля

аэрозоля в профиле напряженности электрического поля появляется максимум на высоте 275 м, что соответствует максимуму частиц аэрозоля. При третьем профиле концентрации частиц аэрозоля максимум напряженности электрического поля смещается вниз на высоту 153 м, что так же соответствует положению максимума профиля вертикального распределения частиц аэрозоля. Результаты расчета плотности электрического заряда представлены на рисунке 5.4. При нулевом профиле концентрации частиц аэрозоля максимум плотности электрического заряда наблюдается приблизительно на высоте 25 м и далее спадает до нуля. При первом профиле концентрации частиц аэрозоля наблюдается максимум плотности электрического заряда на меньшей высоте равной 24 м и более плавный спад плотности электрического заряда с увеличением высоты. При втором профиле появляется два максимума и один минимум. В слое от 0 до 50 м сосредоточен положительный заряд, а в слое от 50 до 275 м – сосредоточен отрицательный заряд, а в слое выше 275 м находится область положительного заряда. Таким образом, видно, что при наличии максимума концентрации аэрозоля на высоте 275 м под этим уровнем сосредоточена область отрицательного заряда, а выше - положительного. При третьем профиле, когда максимум концентрации аэрозоля на высоте 153 м наблюдается аналогичная картина: в слое от 87 до

153 м – отрицательный заряд, а выше 153 м – положительный (в слое от 0 до 87 м – положительный заряд).

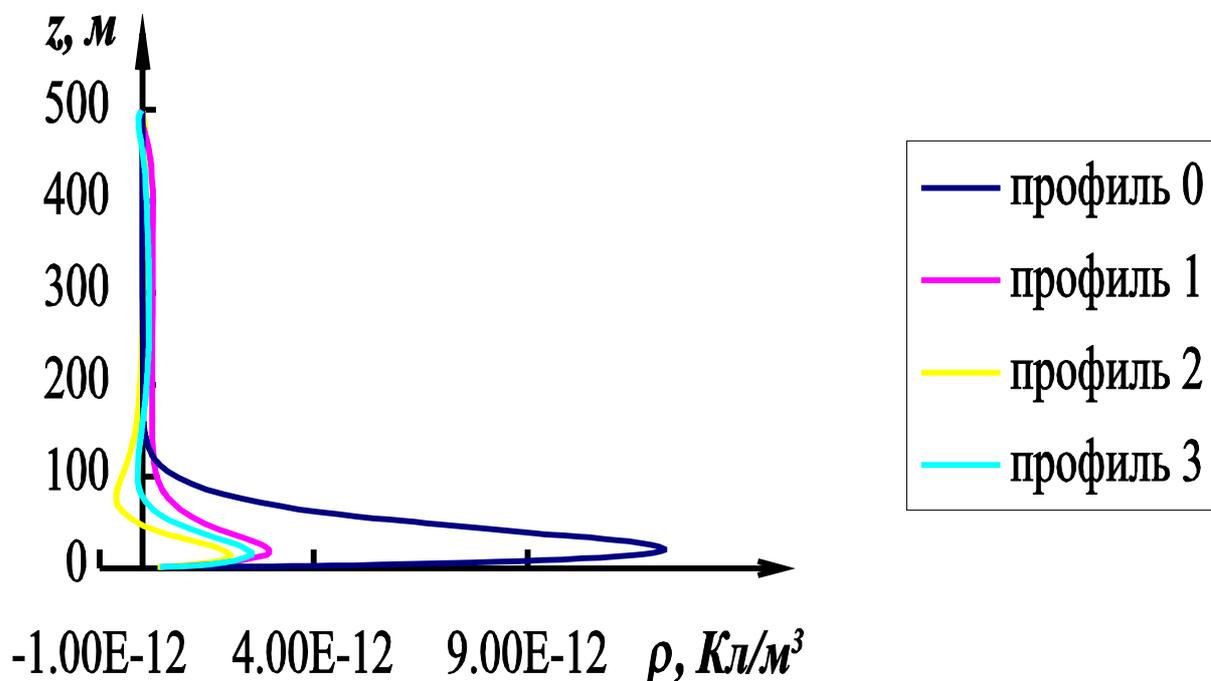


Рисунок 5.4 – Зависимость профиля плотности электрического заряда от различных профилей концентрации аэрозоля

В пятой главе мы рассмотрели математическую модель, учитывающую наличие частиц аэрозоля в атмосфере, а также результаты моделирования пространственно-временного распределения электрического поля Земли. Из представленных данных видно, что частицы аэрозоля в значительной степени влияют на вертикальное распределение напряженности электрического поля Земли и плотности электрического заряда, в частности, ниже слоя с максимальной концентрацией частиц аэрозоля происходит формирование слоя с отрицательным объемным зарядом.

Заключение

В результате работы над дипломным проектом получены следующие результаты:

- рассмотрены основные источники ионизации атмосферы. Установлено, что основными источниками ионизации в верхних слоях атмосферы (ионосфера) является ультрафиолетовое излучение Солнца. Ионизация стратосферы и верхней части тропосферы в основном обусловлена ионизацией нейтральных атомов и молекул частицами галактических космических лучей. Максимум ионизации ультрафиолетовым излучением наблюдается на высоте от 200 до 300 км, галактическими космическими лучами - от 12 до 20 км, радиоактивным излучением земной поверхности - от 0 до 2 км;

- выявлено, что в атмосфере присутствуют аэрозоли такие как почвенные, океанические, стратосферные, вторичные, антропогенные (сернистые соединения, нитраты, органические аэрозоли, сажа и пепел). Вторичный аэрозоль, в свою очередь подразделяется на сульфатный и органический. Также аэрозоль подразделяется по источникам возникновения: океан, почва (минеральная пыль), вулканы, частицы биогенного происхождения, продукты природных газофазных реакций;

- проведено математическое описание избирательных свойств поверхности частиц аэрозоля;

- установлено, что в атмосфере присутствуют ионы с подвижностями от $5 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-8} $\text{м}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$. Различие в подвижности ионов обусловлено различиями размеров и масс ионов. Концентрация ионов у поверхности Земли

составляет около $5 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$, причем положительных ионов на 20 % больше, чем отрицательных;

- показано, что одним из механизмов электризации частиц аэрозоля является диффузионная зарядка частиц за счет захвата атмосферных ионов;

- проведено описание основных уравнений, описывающих глобальную токовую цепь, классический электродный эффект, турбулентный электродный эффект и влияние аэрозоля на распределение электрических характеристик в приземном слое атмосферы;

- создана математическая модель, учитывающая наличие частиц аэрозоля в атмосфере;

- математическая модель была реализована на языке программирования javascript;

- в результате проведенного численного моделирования пространственно-временного распределения электрического поля Земли установлено, что частицы аэрозоля в значительной степени влияют на вертикальное распределение напряженности электрического поля Земли и плотности электрического заряда, в частности, ниже слоя с максимальной концентрацией частиц аэрозоля происходит формирование слоя с отрицательным объемным зарядом;

- в ходе написания дипломной работы поставленная цель была достигнута и определена роль атмосферного аэрозоля в формировании электрического поля Земли.

На основании результатов полученных в данной работе можно осуществить моделирование параметров электрического поля Земли в

различных районах земного шара, отличающихся пространственным и временным распределением частиц аэрозоля.

Список используемых источников

1 Авдюшин С.И. Рассказ о космической погоде / С.И. Авдюшин, А.Д. Данилов. – СПб.: Гидрометеоздат, 1993. – 160 с.

2 Герман Дж.Р. Солнце, погода и климат / Дж.Р. Герман, Р.А. Гольдберг. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 319 с.

3 Кузнецов А.Д. Космические воздействия на атмосферу / А.Д. Кузнецов, В.Ф. Логинов. – Л.: ЛПИ, 1984. – 160 с.

4 Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. – М.: Мир, 1965. – 424 с.

5 Кондратьев К.Я. Глобальный климат. – Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. Т.17. – М.: ВИНТИ, 1987. – 313 с.

6 Агаркова А.П. Пылевые бури и их прогноз. – М., 1981. – 100 с.

7 Атмосфера / Под ред. Ю.С. Седунова, С.И. Авдюшина, Е.П. Борисенкова и др. – Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 509.

8 Андреев Б.Г. Некоторые данные о химическом составе атмосферных аэрозолей Средней Азии / Б.Г. Андреев, Р.Ф. Лавриненко. – Метеорология и гидрология, 1968, №4. – С. 63 – 69.

9 Ивлеев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. – Л.: ЛГУ, 1982. – 366 с.

10 Иванов А.И. Спектральные измерения поглощения солнечной радиации индустриальной дымкой / А.И. Иванов, И.А. Федулин, В.Н. Коровченко // Метеорология и гидрология, 1979, №7. – с. 111 – 113.

11 Исидоров В.А. Органическая химия атмосферы. – Л.: Химия, 1985. – 265 с.

12 Голицин Г.С. Последствия ядерной войны для атмосферы // Природа. - 1985. - №6. – С. 22 – 29.

13 Кондратьев К.Я. Атмосферный аэрозоль полярных районов // В кн.: Первый глобальный эксперимент – ПИГАП, т.2. Полярный аэрозоль, протяженная облачность и радиация. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. - С. 92 - 100.

14 Полный радиационный эксперимент / Под ред. К.Я. Кондратьева, Н.Е. Тер-Маркарянец. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 238 с.

15 Головина Е.Г. О влиянии влажности на структуру аэрозолей промышленного происхождения / Е.Г. Головина, Л.С. Ивлеев, В.К. Соломатин. – Труды ГГО, 1974, Вып. 332. – С. 104 – 109.

16 Овчинников С. Исследование дисперсного состава твердых аэрозольных примесей в приземном слое атмосферы // В кн.: Содержание примесей в атмосферных осадках, атмосферные аэрозоли. – Вильнюс, АН Лит ССР, 1976, Вып. 3. – С. 183 – 192.

17 Ивлев Л.С. Особенности структуры аэрозоля в промышленном районе г. Запорожье / Л.С. Ивлев, Е.Г. Головина, В.И. Дмоховский и др // Труды ГГО. – 1974. Вып. 332. – С. 96 – 103.

18 Исидоров В.А. Органическая химия атмосферы. – Л.: Химия, 1985. – 265 с.

19 Аэрозоль и климат / Под ред. К.Я. Кондратьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 511 с.

20 Селезнева Е.С. Результаты наблюдений за атмосферными ядрами конденсации в период ННГ и МГС // В кн.: Материалы конференции по итогам МГГ (1960 г.) и метеорологического излучения Антарктиды (1959 г.). – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – С. 207 – 217.

21 Селезнева Е.С. О закономерности вертикального распределения ядер конденсации в атмосфере / Е.С. Селезнева, М.И. Юдин // Труды ГГО. – 1960. - Вып. 105. – С. 37 – 42.

22 Морачевский В.Г. Особенности фазовых переходов воды в загрязненной атмосфере // В кн.: Современные проблемы метеорологии, 1981. - Вып. 73. – С. 46 – 64.

23 Морачевский В.Г. Роль углеводородных соединений СНР в конденсационных процессах в атмосфере / В.Г. Морачевский, Е.Г. Головина, А.В. Цветкова // В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. – М.: Гидрометеиздат, 1981. – С. 139 – 144.

24 Райст П. Аэрозоли. – М.: Мир, 1987. – 278 с.

25 Мучник В.М. Электризация грубодисперсных аэрозолей / В.М. Мучник, Б.Е. Фишман. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 207 с.

26 Френкель Я.И. Теория основных явлений атмосферного электричества // Изд. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. – 1944. - т.8, №5. - С. 325.

27 Шишкин Н.С. О диффузионном заряде капли облаков и туманов // Докл. АН СССР. – 1967. - т. 176, №6. - С. 1288-1291

28 Чукин В.В. Черновые работы.

29 Морозов В.Н. Модели глобальной атмосферно-электрической цепи.- ВНИИГМИ-МЦД. Обзорная информация. – 1981. - 1981

30 Двали Е.Р. Электрические явления в свободной атмосфере над Закавказьем / Е.Р. Двали, Л.М. Каланджева. - Труды ЗакНИГМИ. – 1974. - Вып. 57 (63). - С.149-159.

31 Имянитов И.М. Электричество свободной атмосферы/И.М. Имянитов, Е.В. Чубарина.-Л.: Гидрометиздат, 1965.-239 с.

32 Чубарина Е.В. Связь электрического поля атмосферы с ядрами конденсации // Труды ГГО. – 1964. - Вып. 157. - С. 20-24.

33 Селезнева Е.С. Результаты наблюдений за атмосферными ядрами конденсации в период НГГ и МГС // В кн.: Материалы конференции по итогам МГГ (1960 г.) и метеорологического излучения Антарктиды (1959 г.).-Л.: Гидрометеиздат, 1961. - С. 207-217.

34 Монин А.С. Статическая гидромеханика/А.С. Монин, А.М. Яглом.- М.: Наука, 1965.-639 с.

35 Брикар Дж. Влияние радиактивности и загрязнений на элементы атмосферного электричества // В кн.: Проблемы атмосферного электричества. Труды 3 Международной конференции по электричеству атмосферы и космического пространства.-Л.: Гидрометеиздат, 1969. - С. 68-104

36 Шварц Я.М. Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. – 1987. - №7. - С. 59-64.