

Министерство образования и науки Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ
(РГГМУ)

УДК [551.576::551.521:519.6](073)

Нгуен Тонг Там

МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ
Разработка численной модели радиационных
свойств облаков

Направление 510900 – гидрометеорология

Программа 5109014 – информационно-измерительные системы в
гидрометеорологии

Научный руководитель
канд. физ.-мат. наук, доцент

В.В. Чукин

Санкт-Петербург 2012

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Сокращения	4
Введение	5
1 Облака	8
1.1 Образование облаков и их классификация	8
1.2 Радиационные свойства облаков	16
1.3 Микрофизические свойства облаков	18
1.4 Диэлектрические свойства кристаллов льда и капель воды	21
2 Распространение электромагнитных волн в облаках	26
2.1 Теория дифракции электромагнитных волн Рэлея	30
2.2 Теория дифракции электромагнитных волн Ми	33
2.3 Рассеяние электромагнитных волн совокупностью облачных частиц	34
3 Численное моделирование распространения электромагнитных волн в облаках	37
3.1 Численная модель рассеяния электромагнитных волн на сферических частицах	37
3.2 Коэффициенты рассеянной электромагнитной волны облачными частицами	45
4 Численная модель радиационных свойств облаков	54
4.1 Получение зависимости радиационных свойств облаков от микрофизических свойств облаков с использованием теории Ми	54
4.2 Определение оптической толщины облаков на основе актинометрических данных	59

	Стр.
5 Результаты численного моделирования радиационных свойств облаков	67
5.1 База актинометрических данных	67
5.2 Определение зависимости количества облаков от их оптической толщины	69
5.3 Климатический анализ изменений водозапаса облаков	73
Заключение	80
Список использованных источников	82

СОКРАЩЕНИЯ

- ВМО – Всемирная метеорологическая организация;
- ЭМВ – Электромагнитная волна;
- ГНСС – Глобальная навигационная спутниковая система;
- ГЛОНАСС – Глобальная навигационная спутниковая система;
- GPS – Global Positioning System — глобальная система позиционирования;
- UTC – Coordinated Universal Time — всемирное координированное время;
- БД – База данных;
- BSRN – Baseline Surface Radiation Network - базовая сеть наземных радиационных наблюдений

ВВЕДЕНИЕ

Радиационные процессы играют центральную роль в атмосферном тепло-энергообмене и, следовательно, в формировании климата Земли. Мало того, климат крайне чувствителен даже к казалось бы незначительным изменениям в механизме этих процессов. Наличие облаков в атмосфере оказывает большое влияние на тепловой баланс земной поверхности, так как облачные частицы способствуют рассеянию, ослаблению и отражению падающих на них солнечных лучей и также собственного излучения подстилающей поверхности.

Радиационные свойства облака в основном определяются их микрофизическими свойствами, водностью или ледностью, вертикальной мощностью и пространственной структурой. Существует ряд работ, посвященных радиационным свойствам облаков и влиянию облаков на формирование погоды [1-4].

Возможность дистанционного определения свойств кристаллических и смешанных облаков определяется отличием диэлектрической проницаемости капель воды и кристаллов льда от диэлектрической проницаемости воздуха, в результате чего они рассеивают проходящую электромагнитную волну, часть которой приходит к поверхности Земли. Таким образом наличие облаков в атмосфере влияет на различные составляющие радиационного баланса у земной поверхности, следовательно, на радиационный режим атмосферы, формирование погодных условий и климата Земли.

Оптическая толщина облаков является важнейшим параметром, используемым для описания их радиационных свойств и тесно связана с их микрофизическими и диэлектрическими свойствами. В данной работе представлена разработка численной модели радиационных свойств облаков.

Целью работы является разработка параметризации оптической толщины облаков как функции их водозапаса.

Актуальность исследования определяется необходимостью разработки метода, позволяющего технически сравнительно просто и оперативно измерять параметры облаков.

Научная новизна заключается в разработке модели, осуществляющей расчет радиационных свойств облаков в широком диапазоне спектра электромагнитных волн и размеров облачных частиц.

Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие задачи:

- изучить микрофизические и радиационные свойства облаков;
- изучить диэлектрические свойства облачных частиц: капель воды и кристаллов льда;
- изучить физику распространения электромагнитных волн в атмосфере;
- реализовать алгоритм расчета явления рассеяния по теории Ми в виде численной модели рассеяния электромагнитных волн сферическими частицами;
- создать численную модель радиационных свойств облаков;
- провести численное моделирование и оценку полученных результатов.

Первая глава данной работы посвящена вопросам, касающимся образования облаков, их микрофизических характеристик и также диэлектрических свойств облачных частиц.

Во второй главе рассматриваются физические основы распространения электромагнитных волн в атмосфере. Осуществляется обзор разных теорий, описывающих рассеяние излучения облачными частицами.

В третьей главе представлен алгоритм расчета параметров рассеяния электромагнитных волн сферическими частицами по теории Ми.

Производятся численные эксперименты для проверки работоспособности разработанной модели и анализа параметров рассеяния.

Четвертая глава посвящена разработке параметризации оптической толщины облаков как функции их водозапаса и описанию этапов определения характеристик облачности на основе модели радиационных свойств облаков и актинометрических данных.

В пятой главе приводятся результаты численного моделирования свойств облаков и анализ полученных результатов, а также оценка практической значимости разработанной численной модели радиационных свойств облаков.

1 Облака

1.1 Образование облаков и их классификация

Когда в атмосфере под влиянием различных условий происходит охлаждение воздушных масс, то количество водяных паров в какой-либо ее точке может превзойти предельную величину, нужную для насыщения воздуха при данных условиях. В этом случае водяные пары, оказавшиеся в избытке, должны перейти в жидкое или даже твердое состояние. Если такая конденсация паров происходит на некоторой высоте в атмосфере и принимает достаточно обширные размеры, причем выделившиеся частицы воды или кристаллы льда скапливаются в значительные массы, то результатом такого скопления является образование облаков.

Образование облаков [5] происходит за счет процесса адиабатического охлаждения поднимающегося воздуха. Условия для такого охлаждения создаются в результате развития вертикальных движений различного масштаба: макро-масштабных упорядоченных движений (циклоны, фронты), мезомасштабных конвективных движений (местная циркуляция), турбулентных и волновых движений (приземный слой атмосферы, инверсии свободной атмосферы).

В 1934 году Бергерон предложил разделить все облака на три класса в зависимости от условий их образования: кучево-образные, волнисто-образные и слоисто-образные. Такая генетическая классификация облаков, соответствующая видам вертикальных движений, существует и в настоящее время. Причиной образования кучево-образных облаков служит конвекция, волнисто-образных — волновые движения и турбулентное перемешивание в тропосфере, слоисто-образных — крупномасштабное восходящее скольжение теплого воздуха по клину холодного фронта. Образовавшиеся

внутри однородной воздушной массы облака называют внутри-массовыми, развивающиеся во фронтальных зонах — фронтальными.

Термическая и динамическая конвекция (вертикальное движение отдельных масс воздуха при относительно спокойного состояния окружающего воздуха) является основной причиной, приводящей к образованию конвективных (кучево-образных) облаков. Наиболее интенсивно конвекция развивается в неустойчивой атмосфере. К конвективным облакам относятся кучевые и кучево-дождевые облака. Их форма и размеры зависят от интенсивности конвекции и характера стратификации атмосферы. На рисунке 1.1 представлена схема возникновения конвекции.

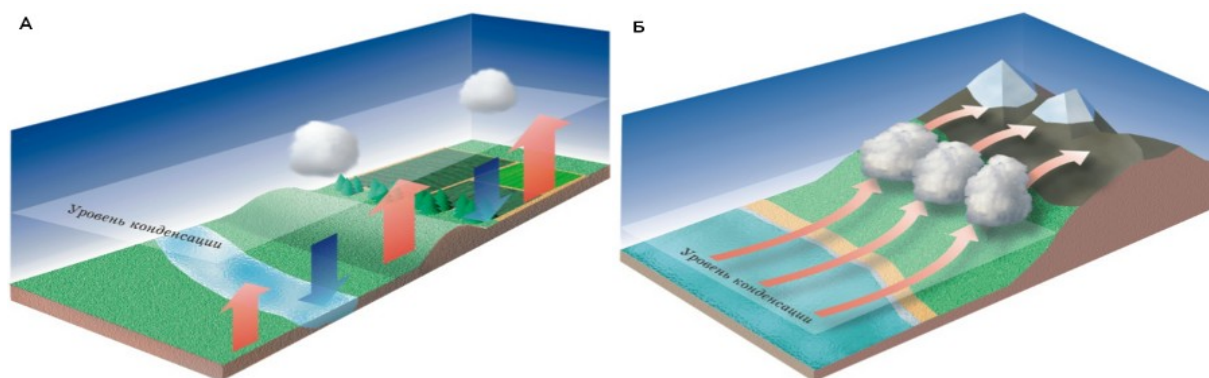


Рисунок 1.1 — Схема возникновения конвекции

А — термической; Б — динамической [5]

В атмосфере на разных высотах часто возникают волновые движения, имеющие различные амплитуду и длину волн. Такие движения в устойчивых воздушных массах при наличии инверсионных слоев служат основной причиной образования волнисто-образных облаков. В нижнем слое тропосферы значительную роль в образовании волнисто-образных облаков играет турбулентное перемешивание. В устойчивой атмосфере конвективные движения тормозятся, вертикальное перемещение воздуха осуществляется лишь за счет турбулентного перемешивания. Поднимающийся от земной

поверхности ненасыщенный воздух адиабатически охлаждается, что приводит к понижению температуры вышележащего слоя, а опускающийся — нагревается, в результате чего температура нижележащего слоя понижается. При этом значительно увеличивается вертикальный градиент температуры, а выше слоя интенсивного турбулентного обмена, где стратификация остается неизменной, образуется слой с инверсией температуры. Турбулентное перемешивание приводит к перераспределению содержания водяного пара по высоте. Пар переносится от земной поверхности вверх и задерживается в под инверсионном слое, здесь же накапливаются и ядра конденсации. Эти факторы благоприятствуют конденсации водяного пара под инверсией и образованию облаков, имеющих вид тонкого слоя значительной протяженности. В результате турбулентного перемешивания образуются облака нижнего яруса — слоисто-кучевые и слоистые. Слоисто-кучевые облака образуются преимущественно в ветреную погоду, слоистые — в маловетреных условиях. Турбулентное перемешивание обычно не распространяется до больших высот, поэтому основание образовавшихся облаков располагается достаточно низко, а верхняя их граница практически совпадает с нижней границей инверсионного слоя.

В зоне атмосферного фронта холодная воздушная масса имеет вид клина, расположенного под теплой воздушной массой. Масса теплого воздуха, перемещаясь в горизонтальном направлении, совершает вынужденный медленный подъем, при котором адиабатически охлаждается. Это приводит к конденсации водяного пара и образованию облаков восходящего скольжения (слоисто-образных), к которым относятся перисто-слоистые, высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака. Процесс восходящего скольжения во фронтальных зонах охватывает обширные пространства, что приводит к образованию фронтальных облачных систем, состоящих из облаков всех ярусов и имеющих значительные вертикальные и горизонтальные размеры. Наиболее мощные облачные системы развиваются

на теплом фронте. При движении атмосферного фронта его облачная система передвигается вместе с ним. На рисунке 1.2 приведена схема образования волнисто-образных облаков под слоем инверсии и облаков восходящего скольжения.

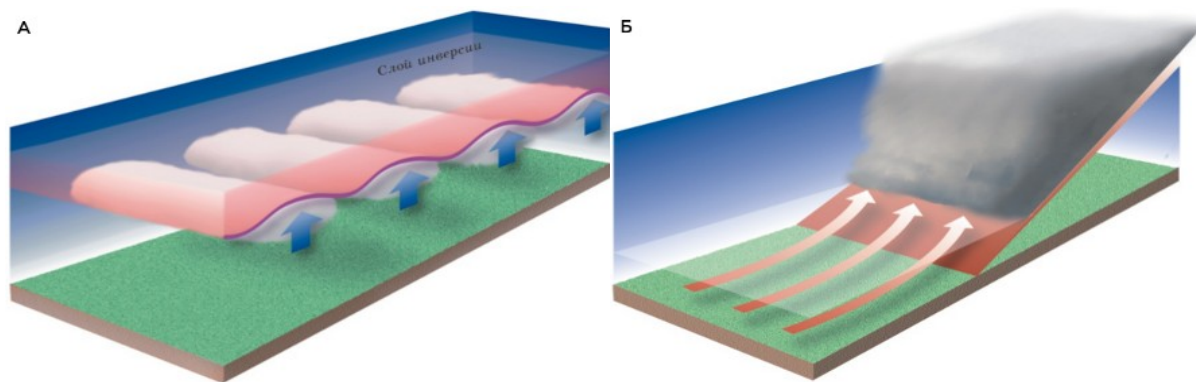


Рисунок 1.2 — Схема образования облаков

А — под инверсионным слоем; Б — восходящего скольжения [5]

Образование той или иной формы облаков может происходить в результате действия как одного процесса, так и совокупности нескольких. Кроме того, образование отдельных облаков может быть обусловлено действием других механизмов, помимо описанных выше. Например, в зоне струйного течения образование перистых и перисто-кучевых облаков происходит при стремительном выносе теплого воздуха в более холодные слои и его охлаждении, которое приводит к конденсации или сублимации водяного пара. Образовавшиеся облака вытягиваются вдоль оси струйного течения в виде полосы или нескольких узких параллельных полос, имеющих хорошо очерченные края. Характерной чертой этих облаков является их быстрое перемещение по небу.

Большую роль в образовании облаков играют аэрозольные частицы, которые всегда присутствуют в атмосфере. Это мельчайшие капельки солей и кислот, твердые частицы солей, пыли, дымов, почвы, споры растений и др. Размеры их колеблются от 0.001 до 10 мкм в радиусе. Концентрация

аэрозолей очень изменчива и зависит как от погодных условий, так и от территории.

В процессе образования облаков частицы аэрозолей служат ядрами, на которые конденсируется водяной пар при пересыщении (состояние, при котором относительная влажность превышает 100%) с последующим образованием облачных капель и кристаллов. Но ядрами конденсации являются не все аэрозоли, а только «подходящие». Это твердые частички солей или жидкие капельки солей и кислот, а также, возможно, нерастворимые, но смачивающиеся твердые частицы. Размер ядер конденсации составляет от 0.01 до 1.00 мкм. На таких ядрах возможна конденсация при малом пересыщении (относительная влажность 100.1-100.5 %), их достаточно много в атмосфере, так как они свободно плавают в ней. Такие аэрозоли называют активными ядрами конденсации. На образование капель расходуется только около 5-10% ядер конденсации от их общего числа. Таким образом, в атмосфере всегда имеется избыток ядер конденсации.

Классификация облаков возможна по ряду признаков [6]:

- а) по внешнему виду (морфологическая классификация);
- б) по происхождению, то есть по характеру процессов их образования (генетическая классификация);
- в) по микрофизическому строению — по агрегатному состоянию, виду и размерам образующих их элементов — капель или кристаллов.

На рисунке 1.3 изображены 10 основных форм облаков по ярусам.



Рисунок 1.3 — Иллюстрация форм облаков согласно классификации Всемирной метеорологической организации [5]

Для метеорологических наблюдений принята морфологическая классификация. Международная классификация облаков в современном виде сформировалась в середине XX века. Классификация подразделяет все облака на формы, виды и разновидности, которым присвоены латинские названия. При описании облаков применяются как полные названия, так и их сокращения. В России, кроме латинских названий облаков, используются соответствующие им русские названия.

Согласно классификации Всемирной метеорологической организации (ВМО) различают 10 форм облаков. Формы облаков в зависимости от их структуры и особенностей внешнего вида подразделяются на виды. Каждое облако может быть отнесено только к одной форме и одному виду. Для более детального описания облаков каждой формы используются разновидности, которые отражают степень прозрачности, особенности отдельных облачных элементов, а также их расположение на небе. Применительно к каждому виду могут использоваться одна или не сколько разновидностей. Кроме описанных выше 10 форм, классификацией ВМО определены дополнительные формы облаков, которые наблюдаются только вместе с

основной формой. Для некоторых облаков характерны дополнительные особенности.

В случае когда облака образовались в результате развития или разрушения части другого облака, в классификации ВМО предусмотрена возможность дать дополнительное определение, указывающее на происхождение облака. В таблицах 1.1-1.5 [5] представлены основные формы облаков, их виды и разновидности по ярусам.

Таблица 1.1 — Основные формы облаков верхнего яруса

Перистые облака (Cirrus, Ci)		Перисто-кучевые облака (Cirrocumulus, Cc)		Перисто-слоистые облака (Cirrostratus, Cs)	
Вид	Разновидность	Вид	Разновидность	Вид	Разновидность
Нитевидные — fibratus (fib.)	Перепутанные — intortus (int.)	Слоистообразны e — stratiformis (str.)	Волнистые — undulatus (und.)	Нитевидные — fibratus (fib.)	Двойные — duplicatus (du.)
Когтевидные — uncinus (unc.)	Радиальные — radiatus (rad.)	Чечевицеобразн ые — lenticularis (lent.)	Дырявые — lacunosus (lac.)	Туманообразные — nebulosus (neb.)	Волнистые — undulatus (und.)
Плотные — spissatus (sp.)	Хребтовидные — vertebratus (vert.)	Башенковидные — castellanus (cast.)			
Башенковидные — castellanus (cast.)	Двойные — duplicatus (dup.)	Хлопьевидные — floccus (floc.)			
Хлопьевидные — floccus (floc.)					

Таблица 1.2 — Основные формы облаков среднего яруса

Высоко-кучевые облака (Alto cumulus, Ac)		Высоко-слоистые облака (Altostratus, As)		Слоисто-дождевые облака (Nimbostratus, Ns)	
Вид	Разновидность	Вид	Разновидность	Вид	Разновидность
Слоистообразны e — stratiformis (str.)	Просвечивающи e — translucidus (trans.)	Не выделяются	Просвечивающи e — translucidus (trans.)	Не выделяются	

Продолжение таблицы 1.2

Высоко-кучевые облака (Alto cumulus, Ac)		Высоко-слоистые облака (Alto stratus, As)		Слоисто-дождевые облака (Nimbostratus, Ns)	
Вид	Разновидность	Вид	Разновидность	Вид	Разновидность
Чечевицеобразные — lenticularis (lent.) Башенковидные — castellanus (cast.) Хлопьевидные — floccus (floc.)	С просветами — perlucidus (per.) Непросвечивающие — opacus (op.) Двойные — duplicatus (dup.) Волнистые — undulatus (und.) Радиальные — radiatus (rad.) Дырявые — lacunosus (lac.)	Не выделяются	Непросвечивающие — opacus (op.) Двойные — duplicatus (du.) Волнистые — undulatus (und.) Радиальные — radiatus (rad.)	Не выделяются	

Таблица 1.3 — Основные формы облаков нижнего яруса

Слоистые облака (Stratus, St)		Слоисто-кучевые облака (Strato cumulus, Sc)	
Вид	Разновидность	Вид	Разновидность
Туманообразные — nebulosus (neb.) Разорванные — fractus (fr.)	Непросвечивающие — opacus (op.) Просвечивающие — translucidus (trans.) Волнистые — undulatus (und.)	Слоистообразные stratiformis (str.) Чечевицеобразные lenticularis (lent.) Башенковидные — castellanus (cast.)	Просвечивающие — translucidus (trans.) С просветами — perlucidus (per.) Непросвечивающие — opacus (op.) Двойные — duplicatus (dup.) Волнистые — undulatus (und.) Радиальные — radiatus (rad.) Дырявые — lacunosus (lac.)

Таблица 1.4 — Основные формы облаков вертикального развития

Кучевые облака (Cumulus, Cu)		Кучево-дождевые облака (Cumulonimbus, Cb)	
Вид	Разновидность	Вид	Разновидность
Разорванные —fractus (fr.)	Радиальные —radiatus (rad.)	Лысые — calvus (calv.)	Не выделяются
Плоские —humilis (hum.)		Волосатые — capillatus (cap.)	
Средние —mediocris (med.)			
Мощные —congestus (cong.)			

Таблица 1.5 — Дополнительные формы и особенности облаков

Дополнительные формы	Дополнительные особенности
Шапки (Pileus, pil.)	Вымя (Mamma, mam.)
Вуаль (Velum, vel.)	Наковальня (Incus, inc.)
Ключья (Pannus, pann.)	Полосы падения (Virga, vir.)
	Осадки (Praecipitatio, prae.)
	Грозовой вал (Arcus, arc.)
	Хобот (Tuba, tub.)

1.2 Радиационные свойства облаков

Радиационные процессы играют центральную роль в атмосферном тепло-энергообмене и, следовательно, в формировании климата Земли. Наличие облаков в атмосфере оказывает большое влияние на тепловой баланс земной поверхности, так как облака способствуют рассеиванию падающих на них солнечных лучей, ослаблению их или отражению собственного излучения подстилающей поверхности.

Радиационные свойства облаков (альбедо, оптическая толщина) в основном определяются их микрофизической структурой, водностью, вертикальной мощностью и также их диэлектрическими характеристиками. Спектральные особенности и соотношение между действительной и мнимой

частями комплексного показателя преломления воды и льда определяют относительную долю рассеяния и поглощения частиц при фиксированном параметре дифракции. Наиболее различие наблюдается в инфракрасном диапазоне длин волн, и меньше в видимом ближнем инфракрасном диапазоне, но тем менее существенны, особенно при сравнении свойств воды и льда [7].

Данные лабораторных измерений диэлектрических свойств капель воды и кристаллов льда отличаются от параметров реальной существующей облачной частицы, что требует постановки прямых натурных измерений показателей преломления облачной среды, по которым можно определить оптическую толщину облаков. Для цели численного моделирования радиационных свойств облаков в данной работе используется численная модель диэлектрических свойств воды и льда [8].

Альbedo облаков является одним из важных радиационных свойств облаков. Его изменчивость определяется влиянием спектра поглощения облачной среды. Для длин волн короче 1 мкм поглощение незначительно, а при 1 мкм имеют место несколько легко различимых полос поглощения. Следует отметить, что альbedo однократного рассеяния зависит от спектра распределения облачных частиц по размерам и оно минимально (максимальное поглощение) для больших частиц.

В работах различных авторов расчет радиационных параметров выполнен для разных участков солнечного спектра, а также для полос поглощения водяным паром, жидкой водой и озоном с учетом рэлеевского рассеяния для узкого или широкого распределения частиц по размерам. При изучении радиационных свойств облаков различных форм или процессов динамики облаков важен расчет оптических параметров для различных распределений частиц по размерам.

Известно, что водяной пар в отличие от других газов, составляющих атмосферу, при наблюдаемых температурах воздуха может изменять свое

агрегатное состояние, переходя в воду (жидкое состояние) или лед (твердое состояние). При этом капли воды и кристаллы льда могут находиться на близких расстояниях друг от друга, как это наблюдается в облаках, где проходят процессы таяния и испарения кристаллов льда, замерзания и испарения капель воды, конденсация и сублимация водяного пара. В этих случаях пар, жидкая вода и лед представляют собой различные фазы, то есть физические однородные части системы, способные переходить из одного состояния в другое [9]. Следует отметить, что для численного моделирования радиационных свойств облаков необходимо изучать их микрофизические свойства и диэлектрические характеристики их частиц. Ниже рассмотрим этот вопрос.

1.3 Микрофизические свойства облаков

Рассмотрим функцию распределения частиц облаков по размерам и анализ ее параметров. При моделировании микрофизических свойств облаков широко используется функция распределения частиц облаков по размерам в виде гамма-распределения, плотность которого имеет вид [10]:

$$n(r) = \frac{N}{\Gamma(\alpha + 1) \beta^{\alpha + 1}} r^\alpha \exp\left(\frac{-r}{\beta}\right), \quad (1.1)$$

где $n(r)$ – функция распределения частиц по размерам;

N – концентрация частиц;

r – радиус частицы;

Γ – гамма-функция;

α – параметр формы распределения;

β – параметр масштаба распределения.

Этот вид функции распределения частиц облака получен в результате обработки и анализа большого эмпирического материала. Из вида формулы (1.1) для плотности гамма-распределения следует, что основные микрофизические параметры связаны с параметрами формы α и масштаба β следующими соотношениями:

а) средний радиус (первый момент распределения) определяется по формуле:

$$r_a = \beta (\alpha + 1), \quad (1.2)$$

где r_a – средний радиус частицы;

α, β – параметр формы и масштаба;

б) модальный радиус (радиус частицы, имеющей наибольшую повторяемость):

$$r_m = \beta \alpha; \quad (1.3)$$

где r_m – модальный радиус частицы;

α, β – параметр формы и масштаба;

в) средний объемный радиус (кубический корень из третьего момента распределения):

$$r_v = \beta \sqrt[3]{(\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)}, \quad (1.4)$$

где r_v – средний объемный радиус частицы;

α, β – параметр формы и масштаба;

г) эффективный радиус (отношение третьего момента ко второму моменту распределения – объемный модальный радиус, то есть радиус капель, дающих максимальный вклад в водность):

$$r_e = \beta(\alpha + 3), \quad (1.5)$$

где r_a – эффективный радиус частицы;

α, β – параметр формы и масштаба;

д) средний объем частицы:

$$V_a = \frac{4}{3} \pi \beta^3 (\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3), \quad (1.6)$$

где V_a – средний объем частицы;

α, β – параметр формы и масштаба;

е) средняя площадь поверхности частицы:

$$S_a = 4\pi \beta^2 (\alpha + 1)(\alpha + 2), \quad (1.7)$$

где S_a – средняя площадь поверхности частицы;

α, β – параметр формы и масштаба;

ж) водность:

$$LWC = \frac{4}{3} \pi \rho N \beta^3 (\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3), \quad (1.8)$$

где LWC – водность облака;

α, β – параметр формы и масштаба.

Учитывая, что наблюдения проводятся в различных географических условиях, где, как известно, имеются особенности в размерах частиц, и с помощью разных приборов, разные авторы получили достаточно широкий диапазон значений параметра α . В таблице 1.6 представлены микрофизические характеристики некоторых типов облаков.

Таблица 1.6 — Микрофизические характеристики облаков

Тип облаков	Концентрация (см^{-3})	Водность (г м^{-3})	ΔH (м)	α	β (мкм)	r_m (мкм)	\bar{r} (мкм)	r_e (мкм)
St I	440	0.22	500, 1000	4.8	0.7	3.5	4.2	5.7
St II	120	0.05	250, 500	1.8	1.3	2.3	3.5	6.0
Sc I	350	0.14	500, 1000	6.4	0.5	3.5	4.1	5.1
Sc II	150	0.47	500, 1000	9.4	0.8	7.5	8.3	9.9
Ns	280	0.50	2500, 3000	1.7	2.1	3.5	5.6	9.8
As	430	0.28	250, 500, 750	10.1	0.4	4.5	4.9	5.8
Cu	300	1.00	500, 750, 1000	2.8	2.0	5.5	7.5	11.4
Cb	72	2.50	2500, 3500	0.9	7.3	6.5	13.8	28.4

1.3 Диэлектрические свойства кристаллов льда и капель воды

Основная электрическая характеристика любой среды — диэлектрическая проницаемость — в случае воды демонстрирует необычные для жидкости особенности. Во-первых, она очень велика, для статических электрических полей она равна 81, в то время как для большинства других

веществ она не превышает значения 10. Если на любое вещество воздействовать переменным электрическим полем, то диэлектрическая проницаемость перестанет быть постоянной величиной, а зависит от частоты приложенного поля, сильно уменьшаясь для высокочастотных полей. Но диэлектрическая проницаемость воды уменьшается не только в переменных во времени полях, но также и в пространственно переменных полях, то есть вода является нелокально поляризующейся средой [11].

Большое значение диэлектрической проницаемости объясняется особенностями молекулы H_2O . Большая величина статической диэлектрической проницаемости воды связана с тем, что вода - сильно полярная жидкость и поэтому обладает мягкой ориентационной степенью свободы (то есть вращения молекулярных диполей). Каждая молекула воды обладает значительным дипольным моментом. В отсутствие электрического поля диполи ориентированы случайным образом, и суммарное электрическое поле, создаваемое ими, равно нулю. Если воду поместить в электрическое поле, то диполи начнут переориентироваться так, чтобы ослабить приложенное поле. Такая картина наблюдается и в любой другой полярной жидкости, но вода, благодаря большому значению дипольного момента молекул H_2O , способна очень сильно ослабить внешнее поле. Так реагирует вода на внешнее электрическое поле, если приложенное поле постоянно по времени и слабо меняется (или вообще не меняется) в пространстве, заполняемом водой. В переменных электрических полях диэлектрическая проницаемость воды уменьшается с ростом частоты приложенного поля, достигая значения 4-5 для частот больше 10^{12} Гц.

Диэлектрическая постоянная (проницаемость) льда зависит от его температуры и частоты электромагнитных волн. Причем диэлектрическая постоянная увеличивается с понижением температуры; с увеличением

частоты волн она уменьшается, достигая при частоте, больше 10^8 Гц постоянного значения, не зависящего от температуры.

Для описания диэлектрических свойств кристаллов льда и капель воды используется модель диэлектрических свойств воды и льда [8]. Коэффициент относительной диэлектрической проницаемости записывается в комплексном виде:

$$m = n - ik, \quad (1.9)$$

где m – комплексный показатель преломления;

n – действительная часть;

k – мнимая часть;

i – мнимая единица.

Действительная мнимая части определяется по следующим формулам формулам:

$$n = \left[\frac{(\epsilon''^2 + \epsilon'^2)^{0.5} + \epsilon'}{2} \right]^{0.5}, \quad (1.10)$$

$$k = \left[\frac{(\epsilon''^2 + \epsilon'^2)^{0.5} - \epsilon'}{2} \right]^{0.5}, \quad (1.11)$$

где ϵ' – действительная часть комплексной диэлектрической проницаемости;

ϵ'' – мнимая часть комплексной диэлектрической проницаемости.

На рисунках 1.4 и 1.5 представлены зависимости действительной и мнимой частей относительной диэлектрической проницаемости воды и льда от частоты электромагнитных волн [8].

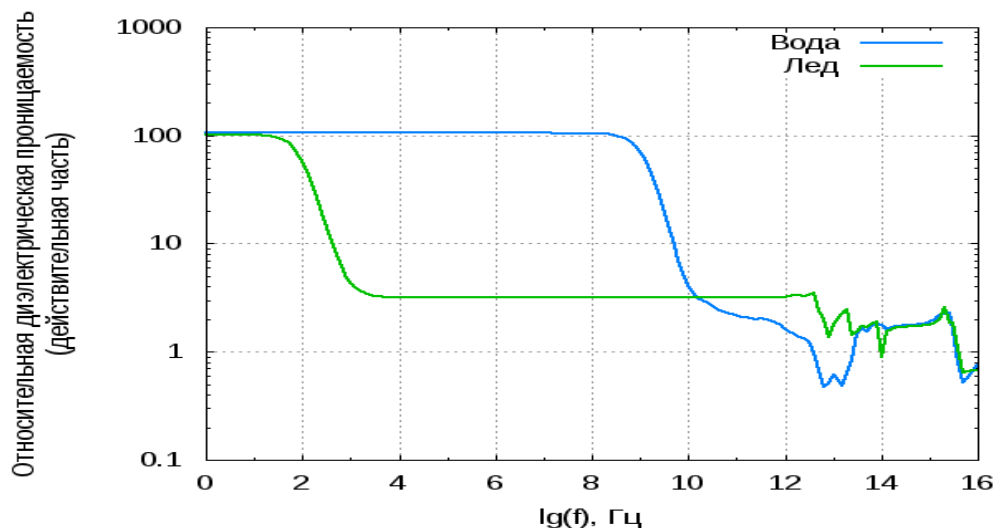


Рисунок 1.4 — Зависимость действительной части относительной диэлектрической проницаемости воды и льда от частоты электромагнитных ВОЛН

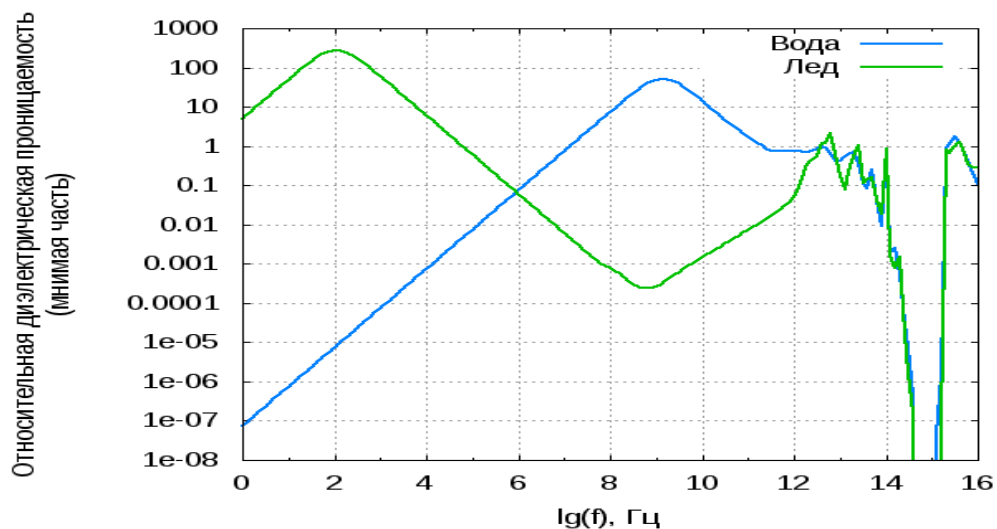


Рисунок 1.5 — Зависимость мнимой части относительной диэлектрической проницаемости воды и льда от частоты электромагнитных волн

Необходимо отметить, что показатель преломления облачных частиц имеет значительную зависимость от частоты электромагнитных волн и слабую зависимость от температуры.

2 Распространение электромагнитных волн в облаках

Облака в атмосфере содержат капли воды или кристаллы льда, которые могут быть препятствием распространения электромагнитных волн (ЭМВ). В результате чего ЭМВ рассеиваются, поглощаются и ослабляются. Рассеяние электромагнитных волн любой системой связано с ее неоднородностью либо на молекулярном уровне, либо на уровне скоплений, состоящих из многих молекул. Независимо от типа неоднородности физические принципы рассеяния остаются одинаковыми для всех систем. Любое вещество состоит из дискретных электрических зарядов: электронов и протонов. Если на какое-либо препятствие, которое может быть отдельным электроном, атомом или молекулой, частицей твердого вещества или жидкости (капель воды или кристаллом льда в облаках), падает ЭМВ как показано на рисунке 2.1, то под воздействием электрического поля падающей волны электрические заряды в этом препятствии приходят в колебательное движение. Ускоренные электрические заряды излучают электромагнитную энергию во всех направлениях. Такое вторичное излучение называют излучением, рассеянным препятствием. Рассеяние есть возбуждение и переизлучение [12].

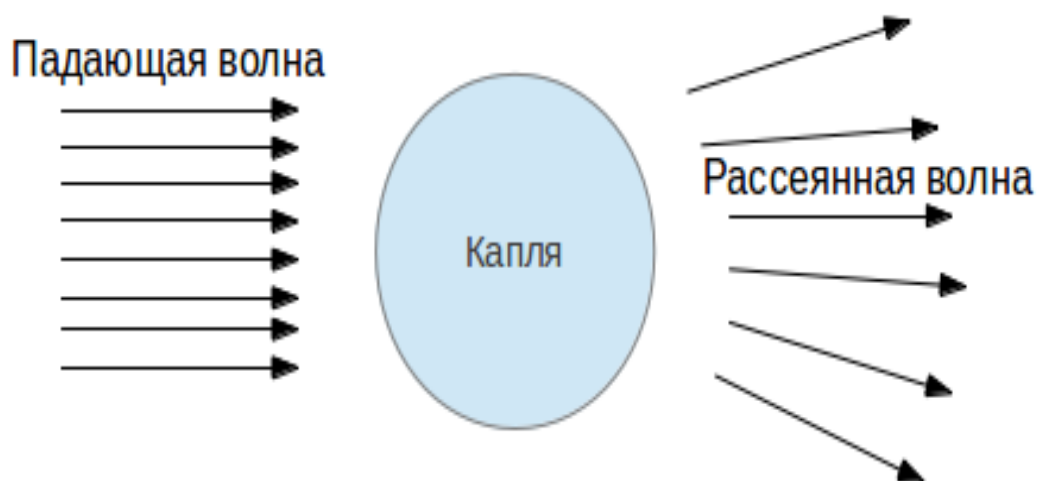


Рисунок 2.1— Иллюстрация рассеяния ЭМВ препятствием

Помимо переизлучения электромагнитной энергии возбужденные элементарные заряды могут преобразовать часть падающей электромагнитной энергии в другие виды (например, в тепловую энергию). Такой процесс называется поглощением. Рассеяние и поглощение являются взаимно независимыми процессами.

Формально рассеяния ЭМВ могут быть классифицированы по двум теориям. Одной из них является теория рэлеевского рассеяния, а другой — теория Ми. Рассмотрим систему геометрических координат, использованную для определения рассеянного излучения ЭМВ сферическими частицами по теориям Рэля и Ми, как показано на рисунке 2.2 [13].

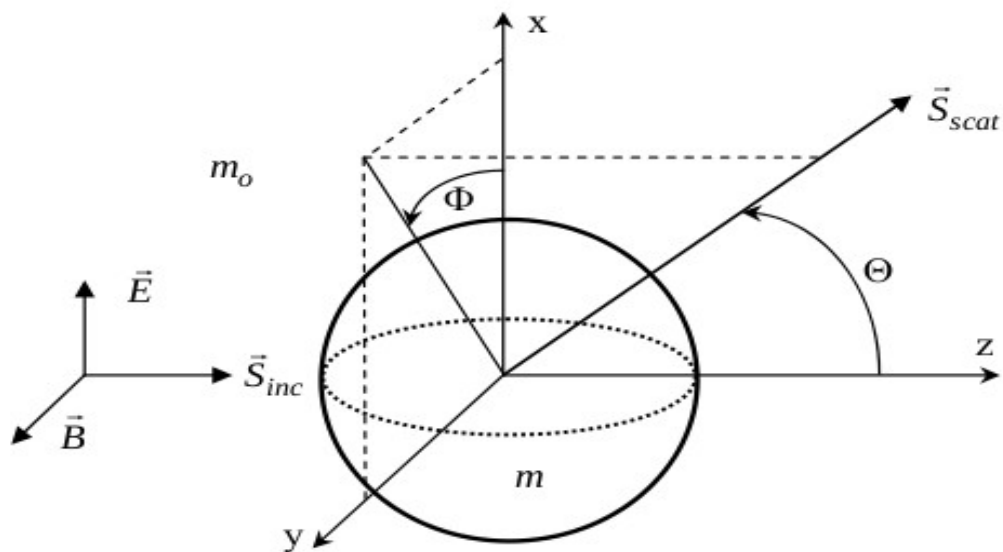


Рисунок 2.2 — Геометрические координаты для рассеяния Рэля и Ми

Для каждого угла рассеяния (Φ, Θ) , уравнения (2.1) и (2.2) представляют собой интенсивности рассеянного излучения, поляризованного по вертикали и горизонтали по отношению к плоскости рассеяния и определяются по интенсивности падающего луча I_0 .

$$I_{\Phi} = I_0 \frac{\lambda^2}{4\pi^2 r^2} i_1 \sin^2 \Phi, \quad (2.1)$$

$$I_{\Theta} = I_0 \frac{\lambda^2}{4\pi^2 r^2} i_2 \cos^2 \Phi, \quad (2.2)$$

где I_{Φ} — интенсивность рассеянного излучения в плоскости, перпендикулярной плоскости рассеяния;

I_{Θ} — интенсивность рассеянного излучения в плоскости, параллельной плоскости рассеяния;

I_0 — интенсивность падающего излучения.

Для сферических частиц интенсивности рассеянного излучения в горизонтальной и вертикальной плоскостях определяются следующим формулам:

$$I_{\Gamma} = I_0 \frac{1}{r^2} \sigma_{\Gamma}, \quad (2.3)$$

$$I_{\text{В}} = I_0 \frac{1}{r^2} \sigma_{\text{В}}, \quad (2.4)$$

где I_{Γ} – интенсивность рассеянного излучения в горизонтальной плоскости;

$I_{\text{В}}$ – интенсивность рассеянного излучения в вертикальной плоскости;

I_0 – интенсивность падающего излучения;

$\sigma_{\text{В}}$ – сечение рассеянного излучения в вертикальной плоскости;

σ_{Γ} – сечение рассеянного излучения в горизонтальной плоскости;

r – радиус сфероидальной частицы.

В этих двух уравнений, индексы относятся к состоянию поляризации падающего рассеянного света, соответственно, с ориентацией, определяемой плоскости рассеяния. В частности, к индексу «В» относятся вертикально поляризованный падающий свет и вертикально поляризованный рассеянный свет по отношению к плоскости рассеяния (то есть $\Phi = 90^\circ$). Кроме того, к индексу «Г» относятся горизонтально поляризованный падающий и рассеянный лучи по отношению к плоскости рассеяния (то есть $\Phi = 0^\circ$).

Для неполяризованного падающего света, интенсивность рассеянного излучения определяется формулой:

$$I_{рас} = I_0 \frac{1}{r^2} \sigma_{рас} . \quad (2.5)$$

где $I_{рас}$ – интенсивность рассеянного излучения;
 I_0 – интенсивность падающего излучения;
 r – радиус сфероидальной частицы
 $\sigma_{рас}$ – сечения фактор эффективности рассеяния.

В формуле (2.5) сечение рассеяния $\sigma_{рас}$ определяется как некое среднее значение сечений по горизонтали $\sigma_{Г}$ и по вертикали $\sigma_{В}$ и не зависит от угла Φ .

2.1 Теория дифракции электромагнитных волн Рэлея

Теория Рэлея имеет место когда облачные частицы малые по сравнению с длиной ЭМВ и имеют сфероидальную форму. Теория Рэлея применяется в случае параметра дифракции намного меньше, чем единица $x \ll 1$. Безразмерный параметр дифракции определяется по формуле:

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} , \quad (2.6)$$

где x – безразмерный параметр дифракции;
 r – Радиус сфероидальной частицы;
 λ – длина электромагнитной волны.

По теории Рэлея сечения рассеянного излучения в вертикальной и горизонтальной плоскостях определяется по следующим формулам:

$$\sigma_B = \frac{\lambda^2}{4\pi^2} x^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (2.7)$$

$$\sigma_\Gamma = \sigma_B \cos^2 \theta, \quad (2.8)$$

где σ_B – сечение рассеянного излучения в вертикальной плоскости;
 σ_Γ – сечение рассеянного излучения в горизонтальной плоскости;
 x – безразмерный параметр дифракции;
 r – радиус сфероидальной частицы;
 λ – длина электромагнитной волны.

В формулах (2.7) и (2.8) надо отметить, что сечения рассеянного излучения прямо пропорциональны шестой степени радиуса частицы и обратно пропорциональны четвертой степени длины ЭМВ. Этим и объясняется голубой цвет неба так как в атмосфере находятся молекулы кислорода и азота, которые удовлетворяют критерию теории Рэлея.

Сечения рассеяния и поглощения в рэлеевской теории дифракции ЭМВ определяются по формулам [12]:

$$\sigma_{pac} = \frac{2\lambda^2}{3\pi} x^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (2.9)$$

$$\sigma_{пол} = -\frac{\lambda^2}{\pi} x^3 \Im \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right), \quad (2.10)$$

где σ_{pac} – сечение рассеянного излучения;
 $\sigma_{пол}$ – сечение поглощенного излучения;
 λ – длина ЭМВ;
 m – комплексный относительный показатель преломления;

x – безразмерный параметр дифракции;

\Im – мнимая часть комплексного числа, стоящего в скобках.

Другим приближением является теория Рэлея-Ганса. Оно применяется если частица имеет сложную геометрическую форму, то решение задачи рассеяния в общем виде затруднительно или вообще невозможно. Однако часто встречаются ситуации, особенно в лабораторных исследованиях, когда частицы взвешены в среде с близкими оптическими свойствами. Если эти частицы, которые иногда называют "мягкими" или "слабо рассеивающими", не слишком велики, (хотя и крупнее, чем в теории Рэлея), то можно получить сравнительно простые приближенные выражения для элементов матрицы рассеяния.

Условия применимости приближения Рэлея-Ганса имеют следующий вид:

$$|m-1| \ll 1, \quad (2.11)$$

$$kd|m-1| \ll 1, \quad (2.12)$$

где m – комплексный относительный показатель преломления;

k – волновое число, определяющееся по формуле

$$k = \frac{2\pi m_{cp}}{\lambda};$$

m_{cp} – показатель преломления окружающей среды;

λ – длина ЭМВ в вакууме.

2.2 Теория дифракции электромагнитных волн Ми

Рассеяние Рэлея хорошо описывает не только рассеяние на молекулах, но и на достаточно малых частицах по сравнению с длиной волны. Если размеры рассеивающих частиц становятся сравнимыми с длиной волны, зависимость интенсивности рассеянного света от длины волны становится менее заметной. Преобладающим становится рассеяние вперед, и индикатриса сохраняет симметрию лишь относительно направления первичного пучка.

Теория Ми была разработана в 1908 году и рассматривает рассеяние и поглощение сферическими частицами с произвольными радиусом и показателем преломления.

Теория представляет собой полное решение уравнений Максвелла для рассеяния электромагнитных волн на сферических частицах. Плоскую электромагнитную волну, облучающую сферу, можно представить как суперпозицию сферических волн, выходящих из центра сферы. Каждая из этих элементарных волн поляризует сферу и возбуждает в ней вторичную волну, которая излучается сферой. Эти вторичные волны и образуют рассеянный свет. Амплитуда, фаза и поляризация вторичной волны являются сложными функциями двух параметров: параметра дифракции и показателя преломления. Вторичные волны называются парциальными волнами Ми. Полная интенсивность рассеянного света определяется суммой бесконечного числа парциальных волн.

При рассеянии Ми необходимо учитывать влияние переизлучения первичной волны элементарными рассеивателями частицы, которые, вообще говоря, находятся не в одинаковых электромагнитных полях то есть коэффициенты преломления в объеме частицы, отличающиеся от единицы. Это необходимо учитывать при решении уравнений Максвелла. Отмечается

также слабая зависимость Ми рассеяния от длины волны при размерах частиц, намного больше чем длина волны.

К примерам проявления рассеяния Ми можно отнести белые облака, небо голубое в зените, сереет к горизонту, ослабление света от солнца при заходе и восходе у горизонта.

Теория Ми обобщена и на неоднородные сферы, на эллипсоиды вращения и трехмерные эллипсоиды, на системы частиц случайной формы и ориентации. Точного решения задач дифракции на таких частицах нет, но разработано много приближенных методов расчета [14-16]. Теория Ми служит основой изучения рассеяния света всех диапазонов, а также радиоволн; используется в оптике дисперсных сред, геофизике, радиофизике.

В данном пункте рассматриваются лишь некоторые сведения о теории дифракции электромагнитных волн на сферических частицах Ми. Подробности о математическом аппарате теории Ми будут изложены в следующей главе данной работы при реализации алгоритма решения задачи Ми (решения системы уравнений Максвелла с граничными условиями на поверхности сферической частицы произвольного радиуса) на языке программирования Java.

Однако, у нас имеется дело с рассеянием электромагнитных волн облаками то есть совокупностью частиц. В следующем пункте рассмотрим именно этот вопрос.

2.3 Рассеяние электромагнитных волн совокупностью облачных частиц

Выше мы рассмотрели задачу о рассеянии и поглощении отдельными частицами. Между тем в облаках нам приходится сталкиваться со скоплениями очень большого числа частиц. Даже в лаборатории, где возможны эксперименты с отдельными частицами, удобнее проводить

измерения на многих частицах. Строгий теоретический подход к рассеянию многими частицами на самом деле является очень сложной задачей. Однако при выполнении определенных условий в случае скопления частиц не возникает дополнительных аналитических трудностей по сравнению со случаем отдельной изолированной частицы.

Облачные частицы находятся в электромагнитном взаимодействии: каждая из них возбуждается внешним полем и суммарным полем рассеяния всех других частиц; при этом поле, рассеянное частицей, зависит от полного поля, в которое она помещена. Значительные упрощения возникают в предположении однократного рассеяния: число частиц достаточно мало, а расстояние между ними достаточно велико, так что в окрестности каждой частицы полное поле, рассеянное всеми частицами, мало по сравнению с внешним полем. При этом предположении полное рассеянное поле представляет собой сумму полей, рассеянных отдельными частицами, каждая из которых находится под воздействием внешнего поля в изоляции от других частиц. Сформулировать точно общие условия, при которых применимо приближение однократного рассеяния, довольно трудно; оно, например, несправедливо для облаков, где может оказаться существенным многократное рассеяние. Однако в лабораторных экспериментах обычно можно приготовить разбавленные взвеси с частицами достаточно малого размера, чтобы обеспечить режим однократного рассеяния [12].

Помимо предположения об однократном рассеянии будем считать, что частиц много, а расстояния между ними случайны, что отвечает некогерентному рассеянию. Это означает, что фазы волн, рассеянных отдельными частицами, не связаны между собой каким-либо определенным соотношением; поэтому полная интенсивность рассеяния скоплением частиц точно равна сумме интенсивностей рассеяния отдельными частицами. Между тем даже в скоплении случайно расположенных частиц рассеяние оказывается когерентным в направлении вперед.

Рассеяние ЭМВ средами, состоящими из большого числа частиц, существенно отличается от рассеяния света отдельными частицами. Это связано, во-первых, с интерференцией волн, рассеянных отдельными частицами между собой и с падающей волной; во-вторых, во многих случаях важны эффекты многократного рассеяния (переизлучения), когда свет, рассеянный одной частицей, вновь рассеивается другими; в-третьих, взаимодействие частиц между собой не позволяет считать их движения независимыми.

В рамках данной работы рассматривается рассеяние электромагнитных волн совокупностью частиц, то есть облаками, на основе их функции распределения частиц по размерам, которая была рассмотрена в первой главе.

3 Численное моделирование распространения электромагнитных волн в облаках

Для численного моделирования распространения электромагнитных волн в облаках нами был реализован алгоритм вычисления параметров рассеяния на языке программирования Java также в данном этапе проведены многочисленные численные эксперименты для проверки работоспособности разработанного программного средства и были получены количественные оценки параметров рассеяния ЭМВ облачными частицами. Сначала рассмотрим математический аппарат теории Ми.

3.1 Численная модель рассеяния электромагнитных волн на сферических частицах

Известно, что при взаимодействии с атмосферными частицами электромагнитная волна возбуждает в них внутреннее поле, излучающееся в виде вторичных волн и часть падающей электромагнитных волн поглощается частицей. В зависимости от величины отношения радиуса частицы к длине волны падающего излучения в частице возбуждаются разные поля или волны высших порядков.

Вторичные волны составляют дифрагированное поле частицы. Следовательно, взаимодействие падающего излучения с атмосферными частицами приводит к дифракции электромагнитных волн, в частности, на сферических частицах.

Согласно теории Ми имеются следующие выражения для коэффициентов рассеянного поля [12]:

$$a_n = \frac{m \psi_n(mx) \psi_n'(x) - \psi_n(x) \psi_n'(mx)}{m \psi_n(mx) \xi_n'(x) - \xi_n(x) \psi_n'(mx)}, \quad (3.1)$$

$$b_n = \frac{\psi_n(mx) \psi_n'(x) - m \psi_n(x) \psi_n'(mx)}{\psi_n(mx) \xi_n'(x) - m \xi_n(x) \psi_n'(mx)}, \quad (3.2)$$

- где a_n, b_n – коэффициенты рассеянного поля;
- n – индекс суммирования;
- m – относительный показатель преломления;
- ψ_n, ψ_n' – функция Рикатти-Бесселя первого рода и ее производная по аргументу, стоящему в скобках;
- ξ_n, ξ_n' – функция Рикатти-Бесселя третьего рода и ее производная по аргументу, стоящему в скобках;
- x – безразмерный параметр дифракции.

Поле рассеянного излучения определяется через две скалярные амплитуды электрического вектора, соответственно перпендикулярную и параллельную плоскости рассеяния:

$$A_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n), \quad (3.3)$$

$$A_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (b_n \pi_n + a_n \tau_n), \quad (3.4)$$

- где A_1, A_2 – амплитуда электрического вектора, перпендикулярная и параллельная плоскости рассеяния;
- π_n, τ_n – угловые функции.

С помощью перечисленных параметров Ми можно выразить все характеристики поглощения и рассеяния электромагнитного излучения

сфероидальными частицами любых размеров и с любым показателем преломления.

Для моделирования радиационных свойств облаков важно знать следующие параметры: величины сечения рассеяния, поглощения, ослабления и радиолокационного отражения, а также их факторы эффективности, которые определяются следующими формулами:

$$K_{рад} = \frac{2}{x^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n - b_n)^2 \right|^2, \quad (3.5)$$

$$K_{рас} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (3.6)$$

$$K_{погл} = K_3 - K_1, \quad (3.7)$$

$$K_{осл} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \Re(a_n + b_n), \quad (3.8)$$

$$\sigma_i = \pi r^2 K_i. \quad (3.9)$$

- где
- $K_{рад}$ – коэффициент радиолокационного отражения;
 - $K_{рас}$ – коэффициент рассеяния;
 - $K_{погл}$ – коэффициент поглощения;
 - $K_{осл}$ – коэффициент ослабления;
 - x – параметр дифракции;
 - a_n, b_n – коэффициенты рассеянного излучения;
 - σ_i – соответственно площади сечения радиолокационного отражения, рассеяния, поглощения, ослабления;
 - n – индекс суммирования.

Используя самый простой алгоритма определения коэффициентов Ми, мы можем разделить общую задачу на следующие:

а) определение числа слагаемых в зависимости от параметра дифракции по формуле:

$$N_{кр} = x + 4x^{\frac{1}{3}} + 2, \quad (3.10)$$

где $N_{кр}$ – амплитуда электрического вектора, перпендикулярная и параллельная плоскости рассеяния;

x – параметр дифракции;

б) определения угловых функций прямой рекурсией:

$$\pi_n = \frac{2n-1}{n-1} \mu \pi_{n-1} - \frac{n}{n-1} \pi_{n-1}, \quad (3.11)$$

$$\tau_n = n \mu \pi_n - (n+1) \pi_{n-1}, \quad (3.12)$$

где π_n, τ_n – угловые функции;

n – индекс суммирования;

$\mu = \cos \theta$;

θ – угол рассеяния.

Угловые функции определяются по прямой рекурсии и начинаются с значений $\tau_0=0$ и $\tau_1=1$;

в) определения коэффициентов M_i , которые представляют собой важнейшую часть в реализации алгоритма:

1) возьмем логарифмическую производную:

$$D_{n-1} = \frac{n}{\rho} - \frac{1}{D_n + \frac{n}{\rho}}, \quad (3.13)$$

где D – логарифмическая производная функция;
 n – индекс суммирования;
 $\rho = mx$.

Такую функцию удобно определить рекурсией. В нашей работе мы определяем ее обратной рекурсией, начиная с значения $D_0=0.0+i\cdot 0.0$. Обратная рекурсия обеспечивает более высокую точность расчетов. После использования функции логарифмической производной (3.13) мы получим новые, более удобные выражения для определения коэффициентов Ми [12]:

$$a_n = \frac{\left[\frac{D_n(mx)}{m} + \frac{n}{x} \right] \Phi_n(x) - \Phi_{n-1}(x)}{\left[\frac{D_n(mx)}{m} + \frac{n}{x} \right] \xi_n(x) - \xi_{n-1}(x)}, \quad (3.14)$$

$$b_n = \frac{\left[mD_n(mx) + \frac{n}{x} \right] \Phi_n(x) - \Phi_{n-1}(x)}{\left[mD_n(mx) + \frac{n}{x} \right] \xi_n(x) - \xi_{n-1}(x)}, \quad (3.15)$$

где a_n, b_n – коэффициенты рассеянного поля;
 D – логарифмическая производная функция;
 n – индекс суммирования;
 m – относительный показатель преломления;
 Ψ_n, Ψ'_n – функция Рикатти-Бесселя первого рода и ее производная по аргументу, стоящему в скобках;
 ξ_n, ξ'_n – функция Рикатти-Бесселя третьего рода и ее производная по аргументу, стоящему в скобках;

x – безразмерный параметр дифракции;

2) функции Рикатти-Бесселя связываются между собой отношением:

$$\xi_n = \varphi_n - i\chi_n, \quad (3.16)$$

где ξ_n – функция Рикатти-Бесселя третьего рода;

φ_n – функция Рикатти-Бесселя первого рода;

χ_n – функция Рикатти-Бесселя второго рода;

i – мнимая единица.

Здесь функции Рикатти-Бесселя первого и второго родов имеют действительные значения по действительным аргументам, а функция Рикатти-Бесселя третьего рода — всегда действительное значение;

3) определение коэффициентов Ми по формулам (3.14) и (3.15) удобно тем, что все присутствующие в них параметры или функции можно определить рекурсией, что обеспечивает простоту работы. Выше мы показали, что функция логарифмическая производная определяется обратной рекурсией по формуле (3.13), теперь посмотрим, как можно определить функции Рикатти-Бесселя рекурсией. Для этого существует несколько алгоритмов, мы взяли простые алгоритмы вычисления функций Рикатти-Бесселя, изложенные в работе [12]. Согласно этим алгоритмам можно написать следующие рекурсивные формулы:

$$\phi_{n+1}(x) = \frac{2n+1}{x} \phi_n(x) - \phi_{n-1}(x), \quad (3.17)$$

$$\chi_{n+1}(x) = \frac{2n+1}{x} \chi_n(x) - \chi_{n-1}(x), \quad (3.18)$$

Здесь мы используем прямую рекурсию, начиная со следующих значений:

$$\Phi_{-1}(x) = \cos(x), \quad (3.19)$$

$$\Phi_0(x) = \sin(x), \quad (3.20)$$

$$\chi_{-1}(x) = -\sin(x), \quad (3.21)$$

$$\chi_0(x) = \cos(x). \quad (3.22)$$

Комплексная функция Рикатти-Бесселя третьего рода определяется по формуле (3.16).

После вычислений коэффициентов M_i , угловых функций Φ и χ , зная количество слагаемых, мы можем определить необходимые нам величины: амплитуды электрического вектора в перпендикулярной и параллельной плоскости относительно плоскости рассеяния; сечения рассеяния, поглощения, ослабления и радиолокационного отражения. Блок-схема программы для расчетов характеристик рассеяния электромагнитных волн на сферической частице представлена на рисунке 3.1.

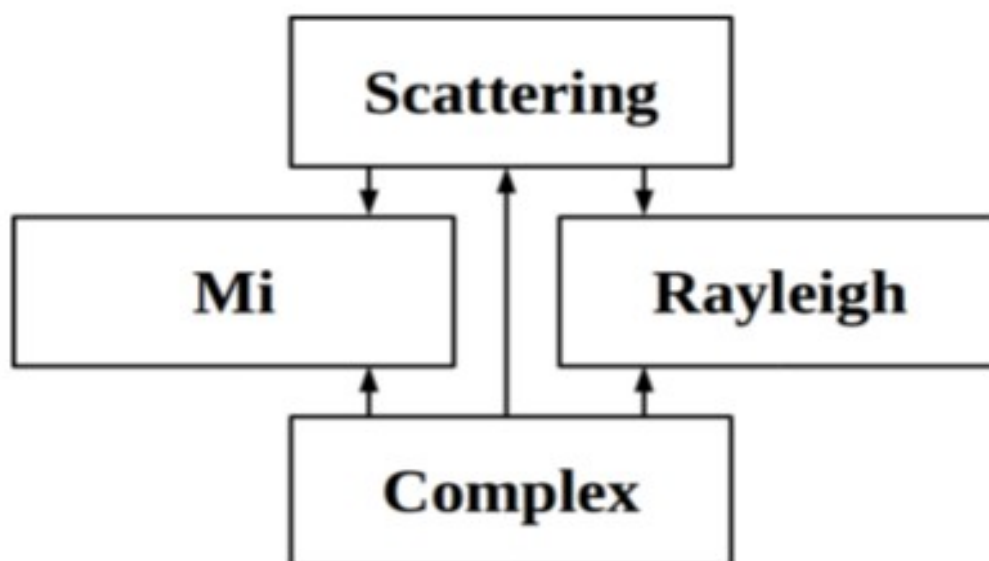


Рисунок 3.1 – Блок-схема взаимодействия Java-классов модели рассеяния радиоволн на сфероидальных частицах воды и льда

Такое взаимодействие между Java-классами удобно для исследования рассеяния радиоволн атмосферными частицами разных диэлектрических свойств (показателей преломления) и разных размеров в широком диапазоне длин волн.

Большинство расчетов проводится для комплексных чисел, поэтому создание отдельного класса Complex, совершающего элементарные математические операции с комплексными числами, упрощает работу и обеспечивает быстроту вычислений при создании его экземпляра.

Класс Scattering является родительским и имеет дочерние классы Mie и Rayleigh. Класс Mie осуществляет все расчеты, связанные с математическим аппаратом теории Ми. Работа с моделью осуществляется путем создания Java-приложения, которое выводит значения амплитуд электрического вектора и сечений рассеяния, поглощения, ослабления и радиолокационного отражения при заданных входных параметрах.

Алгоритмы численного моделирования рассеяния на сфероидальных частицах воды и льда реализованы на языке программирования Java. Входными параметрами для данной модели являются радиус частицы, угол рассеяния, длина волны, показатель преломления окружающей среды и частицы. На рисунке 3.2 представлена схема работы модели.

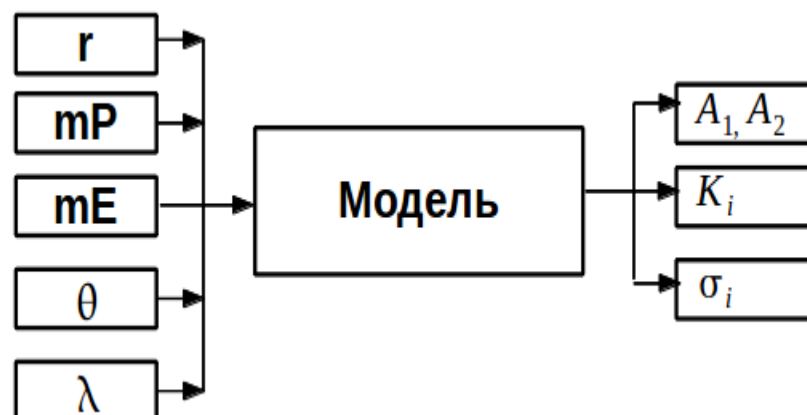


Рисунок 3.2 - Схема работы численной модели рассеяния электромагнитных волн на сферических частицах

Для работы с моделью необходимо создать java-класс, в котором создается экземпляр класса Mie, задать все входные параметры. Для получения нужной величины можно вызывать разные методы родительского класса.

Точность модели рассеяния электромагнитных волн сферическими атмосферными частицами проверялась путем сравнения с известными литературными источниками. В следующем пункте рассмотрим некоторые результаты использования модели для численного моделирования радиационных свойств облаков.

3.2 Коэффициенты рассеянной электромагнитной волны облачными частицами

Облачные частицы в атмосфере имеют сложные физические характеристики. Они могут находиться в разных состояниях, иметь разные размеры. Такое разнообразие определяют разные условия образования облаков. Для численного моделирования радиационных свойств облаков в целом в данном пункте рассмотрим разные виды зависимости коэффициентов радиолокационного отражения, рассеяния, поглощения и ослабления отдельных облачных частиц.

Как уже сказало в предыдущих главах, рассеяние электромагнитных волн зависит от параметра дифракции и показателя преломления. Показатель преломления в свою очередь зависит от температуры и частоты электромагнитных волн. Поэтому к видам зависимости можно отнести температурную, частотную и размерную зависимости. В данной части

работы используется численная модель диэлектрических свойств воды и льда, также приведено сравнение модельных результатов с заранее полученными данными.

Использование численной модели диэлектрических свойств воды и льда [8] позволяет очень удобно изучать температурную и частотную зависимости, так как такая модель имеет широкие диапазоны работы: по частотам от 0 до $6.7 \cdot 10^{15}$ Гц и по температурам от -40 до 40 °С. Это делает определение показателя преломления частицы легким и доступным. Ниже мы анализируем разные виды зависимости коэффициентов рассеянного излучения.

Температурная зависимость показана на рисунках 3.3 и 3.4:

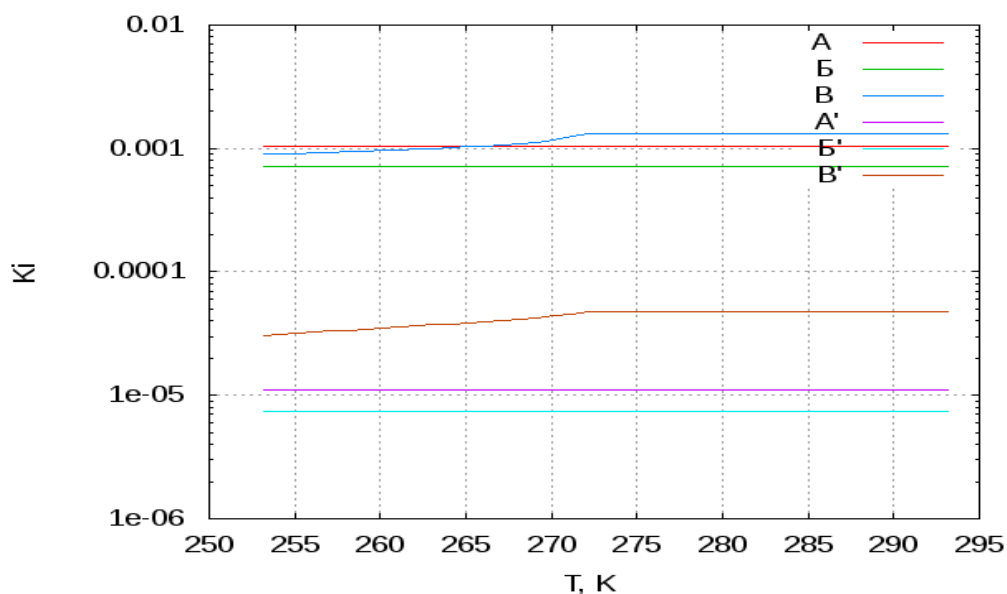


Рисунок 3.3 — Температурная зависимость коэффициентов радиолокационного отражения (A, A'), рассеяния (B, B') и ослабления (B, B') при частотах 1608.75 МГц и 1227.60 МГц

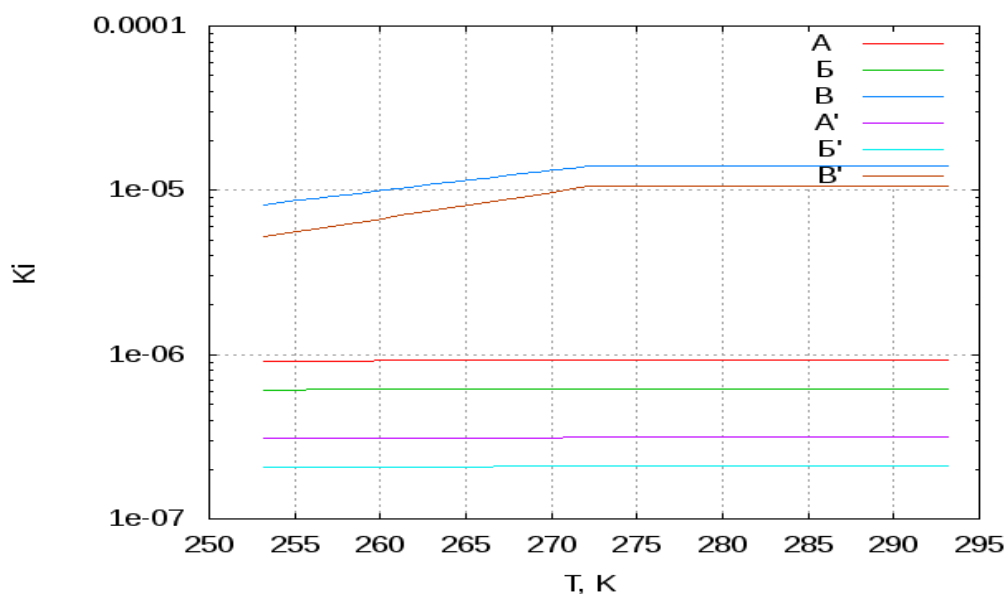


Рисунок 3.4 — Температурная зависимость коэффициентов радиолокационного отражения (А, А'), рассеяния (Б, Б') и ослабления (В, В') на длинах $\lambda_1=3.2$ см и $\lambda_2=10.0$ см

Здесь можно отметить незначительную зависимость коэффициент рассеянного поля от температуры, однако видно, что значения коэффициентов рассеяния, поглощения и ослабления на порядки отличаются при различных частотах электромагнитных волн, причем при меньших частотах эти коэффициенты меньше. Можно также видеть такую картину на двух разных длинах электромагнитных волн ($\lambda_1=3.2$ см и $\lambda_2=10.0$ см).

Выбранные значения частот (1608.75 МГц и 1227.60 МГц) и длин волн ($\lambda_1=3.2$ см и $\lambda_2=10.0$ см) электромагнитных волн для анализа температурной зависимости неслучайно. На двух выбранных частотах работают глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС) ГЛОНАСС и GPS. В последнее время появляются новые методы для дистанционного зондирования атмосферы на основе регистрации радиосигналов, полученных с борта ГНСС. Также на двух выбранных длинах волн работает метеорологический радиолокатор МРЛ-5. Численная модель рассеяния электромагнитных волн сферическими частицами служит

дополнительным средством для обработки и анализа в задачах дистанционного зондирования атмосферы с помощью электромагнитных волн, в частности в задаче численного моделирования радиационных свойств облаков.

Частотная зависимость рассматривается в сочетании с разными значениями температуры. На рисунках 3.5 — 3.7 показаны зависимости коэффициентов рассеяния, поглощения и ослабления от частот электромагнитных волн в диапазоне температур от -20 до 20 °С.

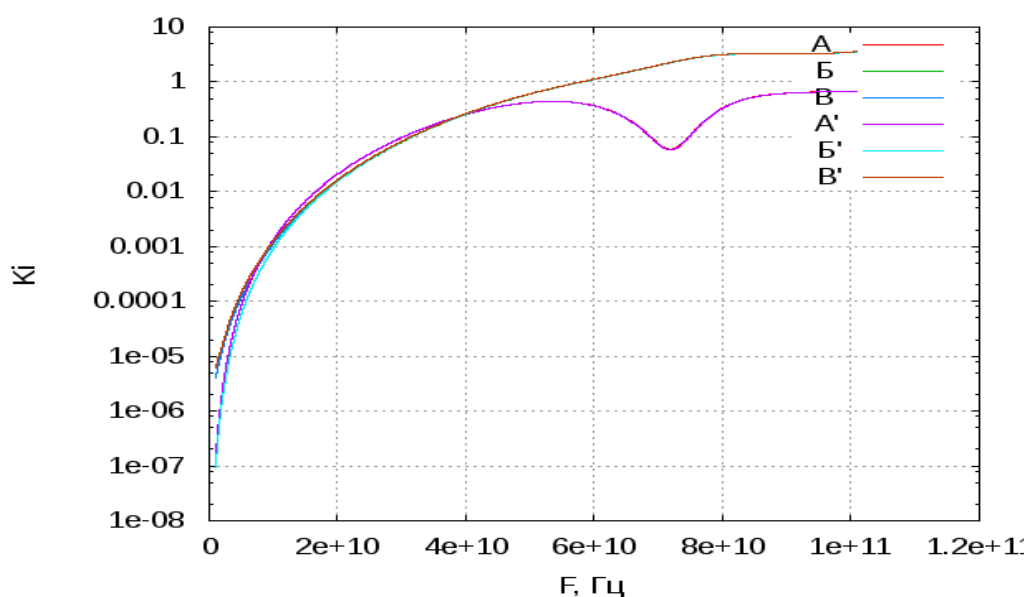


Рисунок 3.5 — Частотная зависимость коэффициентов радиолокационного отражения (A, A'), рассеяния (B, B') и ослабления (B, B') при температурах -20 и -10 °С

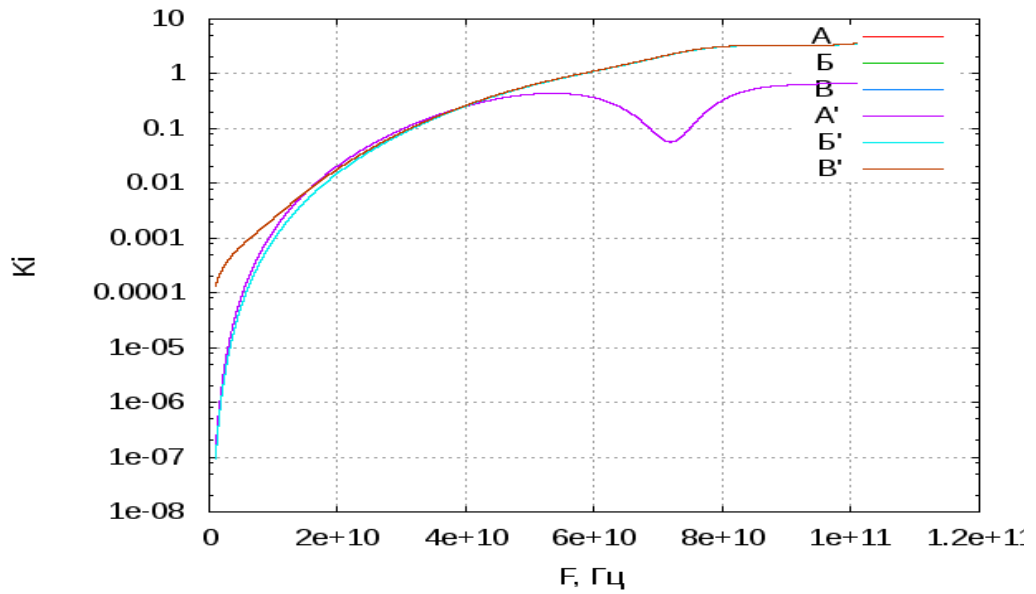


Рисунок 3.6 — Частотная зависимость коэффициентов радиолокационного отражения (A, A'), рассеяния (B, B') и ослабления (B, B') при температурах 0 и 10°C

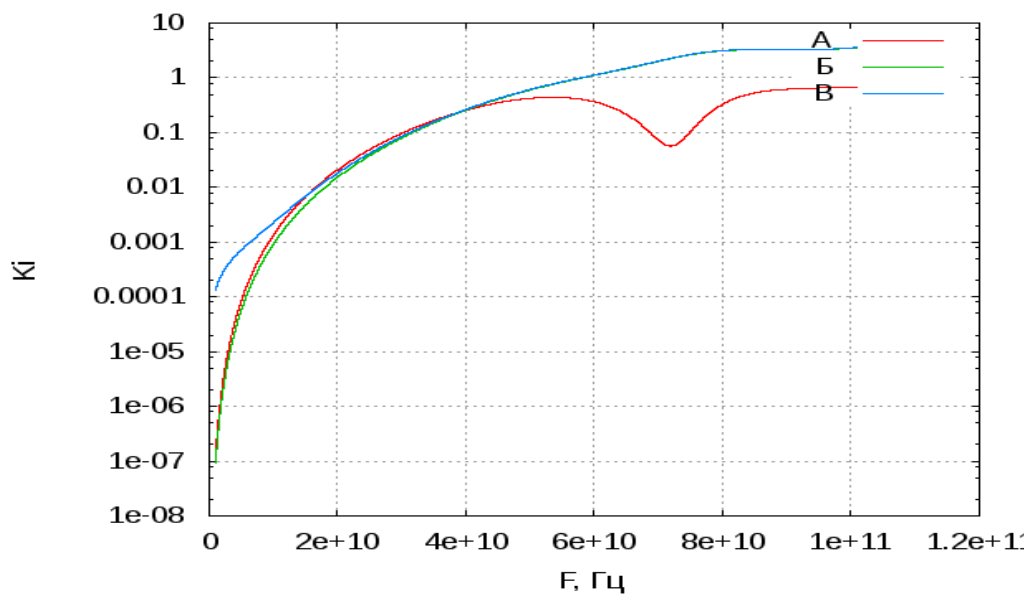


Рисунок 3.7 — Частотная зависимость коэффициентов радиолокационного отражения(A), рассеяния (B) и ослабления (B) при температуре 20°C

Как видно из рисунков 3.5 — 3.7 по мере увеличения частот электромагнитных волн увеличиваются коэффициенты рассеяния и

ослабления при больших частотах они становятся мало отличимыми друг от друга. Коэффициент радиолокационного отражения имеет минимум в диапазоне частот от 60 до 80 ГГц. Глядя на рисунки 3.5 — 3.7 также можно увидеть очень слабую температурную зависимость.

Зависимость параметров рассеяния от размера облачных частиц приведена на рисунках 3.8 — 3.12. Здесь же производит сравнение модельных результатов с известными данными, полученными в разных работах [17-18].

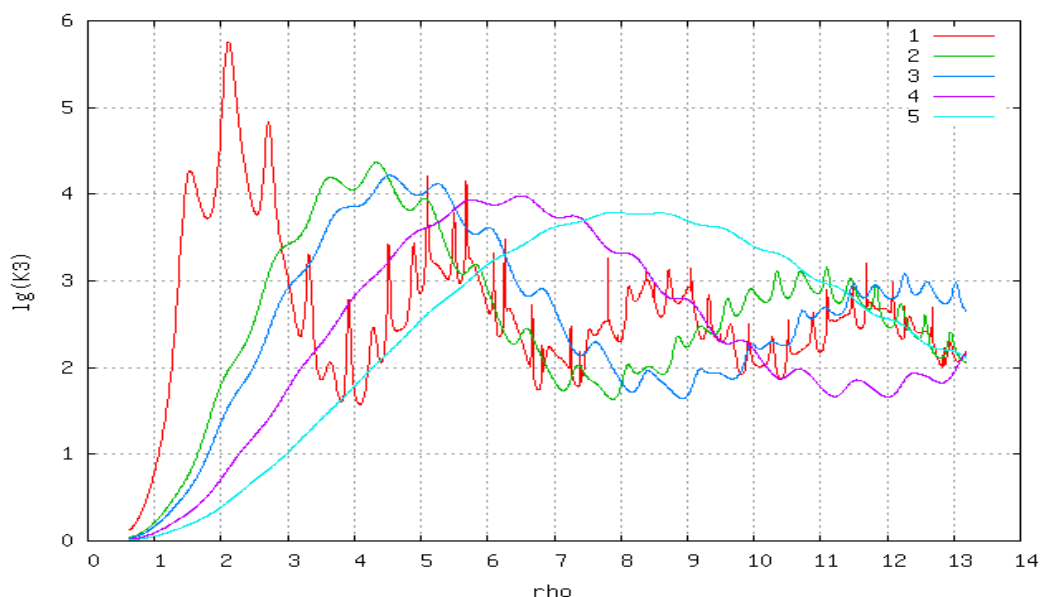


Рисунок 3.8 — Зависимость коэффициента ослабления капель воды с разными диэлектрическими свойствами (1 – $m_1 = 1.33 - 10^{-8}i$, 2 – $m_2 = 2.00 - 0.00i$, 3 – $m_3 = 1.5 - 0.0i$, 4 – $m_4 = 1.44 - 0.00i$, 5 – $m_5 = 1.25 - 0.00i$) от параметра дифракции

Из рисунка 3.8 трудно говорить о какой-либо простой аналитической зависимости коэффициента ослабления от параметра дифракции. Но можем сказать, что при увеличении параметра дифракции коэффициент ослабления

стремится к двум. Модельные расчеты, приведенные на рисунке 3.8 хорошо согласуются с данными [19].

На рисунке 3.9 показана зависимость коэффициентов радиолокационного отражения и ослабления снежинками с разными диэлектрическими свойствами от параметра дифракции.

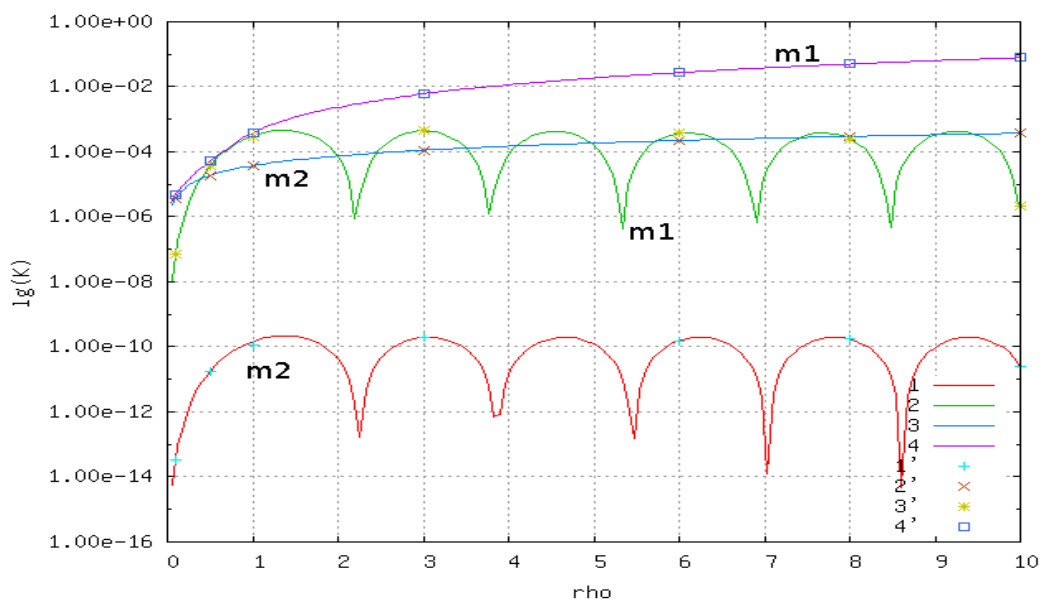


Рисунок 3.9 — Зависимость фактора эффективности радиолокационного отражения(1, 2 и 1', 2') и ослабления (3, 4 и 3', 4') от параметра дифракции для снежинок с разными показателями $m_1 = 1.00 - 0.14 \times 10^{-4}i$ и $m_2 = 1.02 - 0.19 \times 10^{-4}i$, сплошные линии – модельные расчеты, точки– по данным [18]

На рисунках 3.10 — 3.12 приведены сравнения модельных расчетов параметров рассеяния водной каплей с разными источниками.

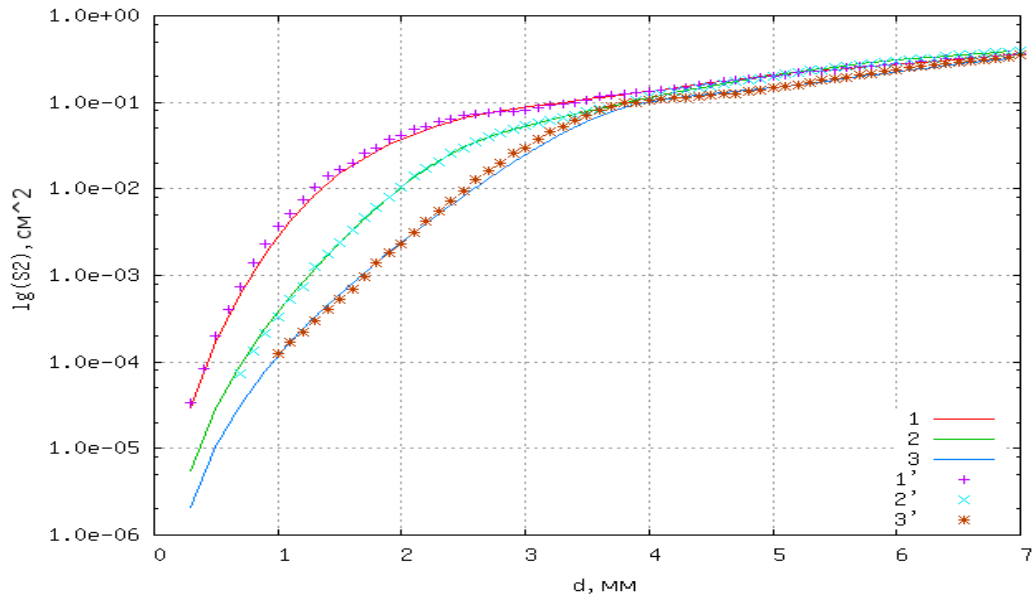


Рисунок 3.10 — Зависимость площади поперечного сечения поглощения от диаметра частицы воды при температуре 10^0 С для разных длин волн (1, 1' – $\lambda_1 = 0.86$ см; 2, 2' – $\lambda_2 = 2.00$ см; 3, 3' – $\lambda_3 = 3.20$ см), сплошные линии – модельные расчеты, точки – по данным [17]

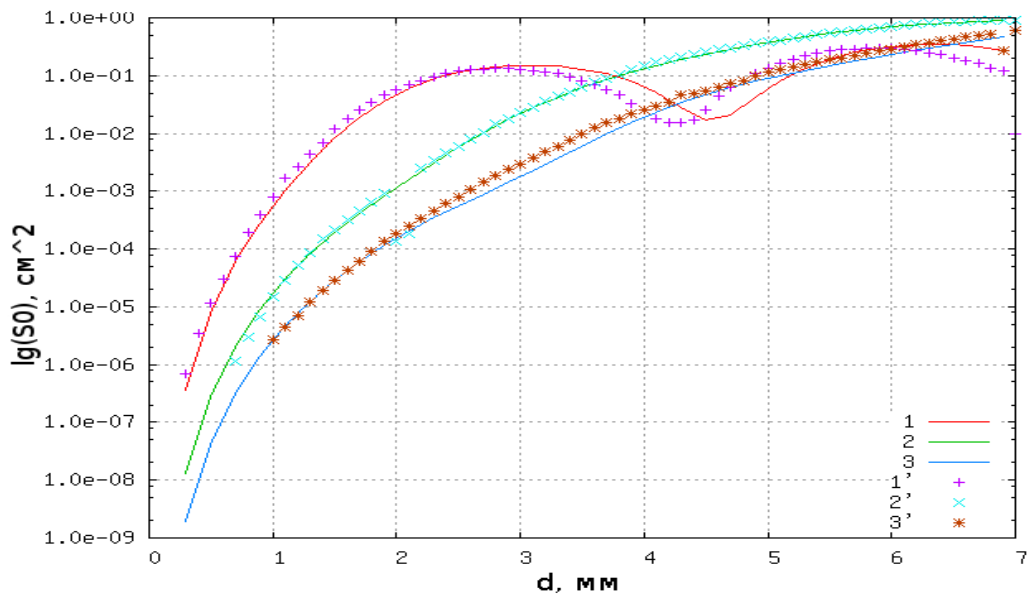


Рисунок 3.11 — Зависимость площади поперечного сечения радиолокационного отражения от диаметра частицы воды при температуре 10^0 С для разных длин волн (1, 1' – $\lambda_1 = 0.86$ см; 2, 2' – $\lambda_2 = 2.00$ см; 3, 3' – $\lambda_3 = 3.20$ см), сплошные линии – модельные расчеты, точки – по данным [17]

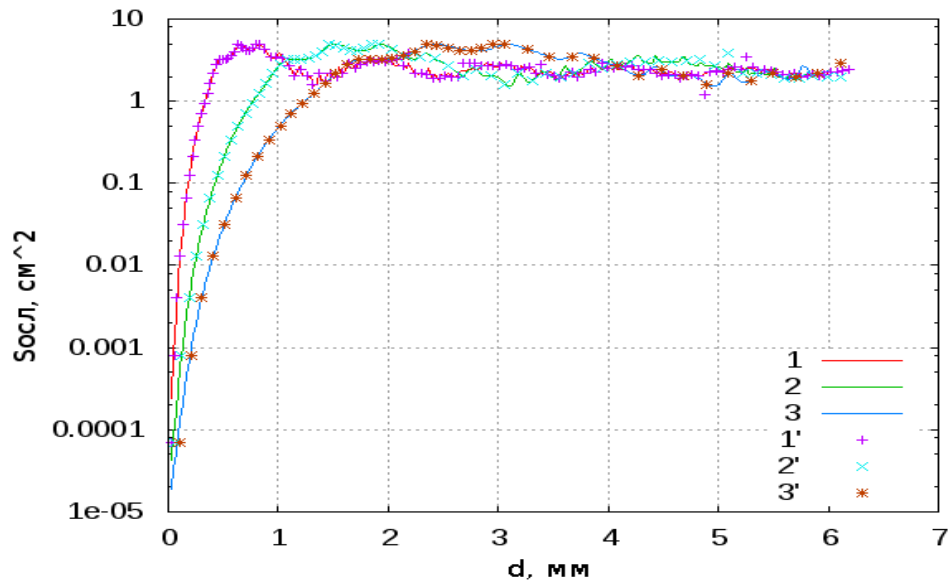


Рисунок 3.12 — Зависимость площади поперечного сечения ослабления от диаметра капли воды при температуре 10^0 С для разных длин волн (1, 1' – $\lambda_1 = 0.86$ см; 2, 2' – $\lambda_2 = 2.00$ см; 3, 3' – $\lambda_3 = 3.20$ см), сплошные линии – модельные расчеты, точки – по данным [17]

По данным вышеприведенных рисунков можно сделать вывод, что численная модель рассеяния ЭМВ сферическими частицами позволяет осуществить расчеты параметров рассеяния с высокой точностью. Преимущество данной модели определяется оперативностью, быстротой расчетов и тем, что модель может работать в большом диапазоне длин волн и размеров частиц.

4 Численная модель радиационных свойств облаков

Численная модель радиационных свойств облаков разработана на основе анализа микрофизических свойств облаков с использованием численной модели рассеяния электромагнитных волн сферическими частицами. Модель представляется собой комплекс программ на языке Java, с помощью которых осуществляются многочисленные расчеты, связанные с получением актинометрических данных, оптической толщиной облаков и обработкой климатических данных для выявления зависимости количества облаков от водозапаса, который можно получить на основе актинометрических данных.

В данной главе рассмотрим последовательно этапы разработки численной модели радиационных свойств облаков.

4.1 Получение зависимости радиационных свойств облаков от микрофизических свойств облаков с использованием теории Ми

Как уже показывалось в главе 1 данной работы микрофизические характеристики облаков описываются функцией распределения облачных частиц по размерам. С использованием численной модели рассеяния электромагнитных волн сферическими частицами мы проводим анализ зависимости радиационных свойств облаков с микрофизического до макрофизического уровня.

Оптическая толщина является важнейшим параметром для описания радиационных свойств облаков и зависит от коэффициента ослабления, который рассчитывается по заданным микрофизическим параметрам облаков с использованием теории рассеяния электромагнитных волн Ми. Оптическая толщина облаков определяется по формуле [7]:

$$\tau_c = \int_0^{\Delta H} \epsilon dH, \quad (4.1)$$

- где τ_c – оптическая толщина облаков;
 ΔH – вертикальная мощность облаков;
 ϵ – коэффициент ослабления;
 dH – элементарная толщина слоя.

Оптическую толщину определяют как интеграл от коэффициента ослабления по всей толще облаков. Коэффициент ослабления облаков в свою очередь зависит от распределения частиц по размерам, от их диэлектрических свойств и также от длины волн:

$$\epsilon = \int_0^{\infty} K_{ocл}(x) \pi r^2 n(r) dr, \quad (4.2)$$

- где ϵ – коэффициент ослабления облаков;
 $K_{ocл}(x)$ – коэффициент ослабления одной облачной частицы, зависящий от параметра дифракции и определяющийся по теории Ми по формуле (3.8);
 r – радиус частицы;
 $n(r)$ – функция распределения частиц по размерам.

На рисунке 4.1 приведена зависимость коэффициента ослабления от длины волны для некоторых облаков.

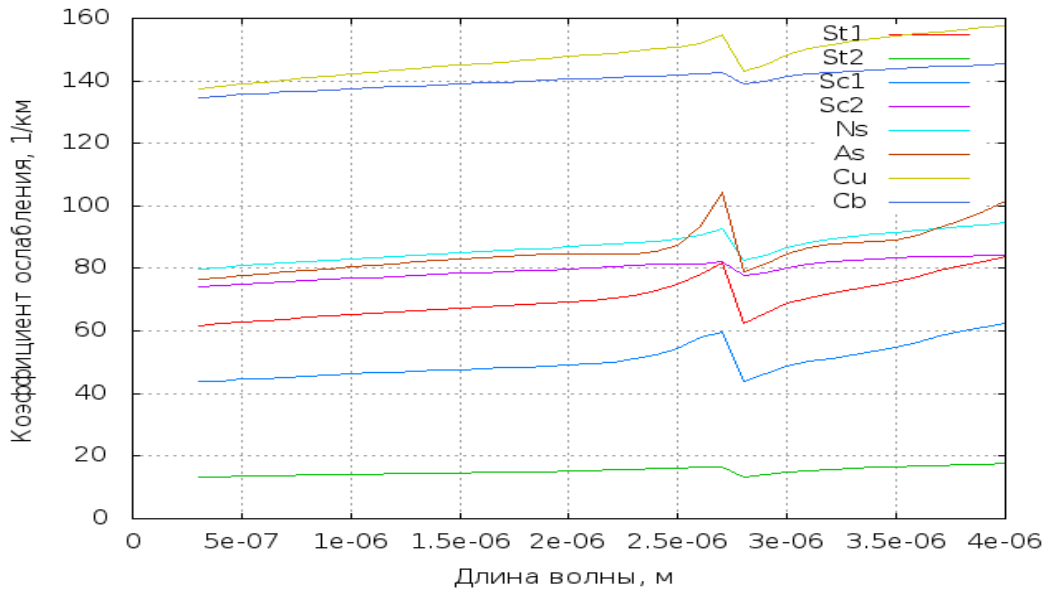


Рисунок 4.1 — Зависимость коэффициента облаков от длины волн (условные обозначения см. табл. 1.6)

По данным рисунка 4.1 можно сделать вывод, что имеется частотная зависимость коэффициента ослабления облаков. В диапазоне длин волн от 2.5 до 3.0 мкм коэффициент ослабления облаков имеют экстремумы.

Параметризация производится на основе зависимости оптической толщины от водозапаса облаков. Водозапас облаков определяется как интеграл от водности по всей толще облаков по формуле:

$$LWP = \int_{z_1}^{z_2} LWC dz, \quad (4.3)$$

- где LWP — водозапас облака;
 LWC — водность облака;
 z_1 — высота нижней границы облака;
 z_2 — высота верхней границы облака.

На основе обработки экспериментальных данных о распределении водности в облаках [20-22] нами получена зависимость средней водности облака от его водозапаса, которая описывается формулой:

$$LWP = \frac{\ln(0.19 \cdot 10^4 LWC)}{0.53}, \quad (4.4)$$

где LWP – водозапас облака;

LWC – водность облака.

На рисунке 4.2 предоставлена зависимость водозапаса облаков от их водности.

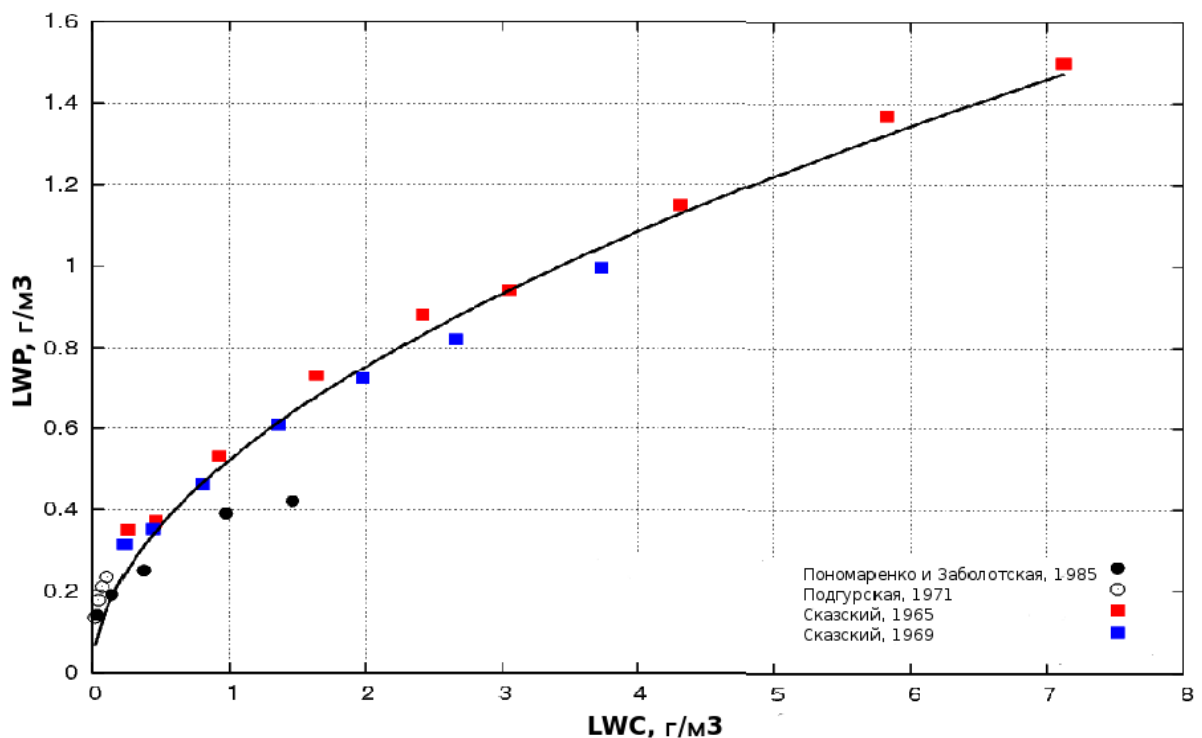


Рисунок 4.2 — Зависимость водозапаса облаков от их водности точки — по данным [20-22], линия — зависимость по формуле (4.4)

Нами получена параметризация зависимости оптической толщины облака от его водозапаса, которая имеет следующий вид:

$$\tau_c = \frac{LWP}{2.7 \cdot 10^{-3} + 3.5 \cdot 10^{-3} LWP^{0.53}}, \quad (4.5)$$

где τ_c — оптическая толщина облака;

LWP — водозапас облака.

На рисунке 4.3 предоставлен результат параметризации оптической толщины.

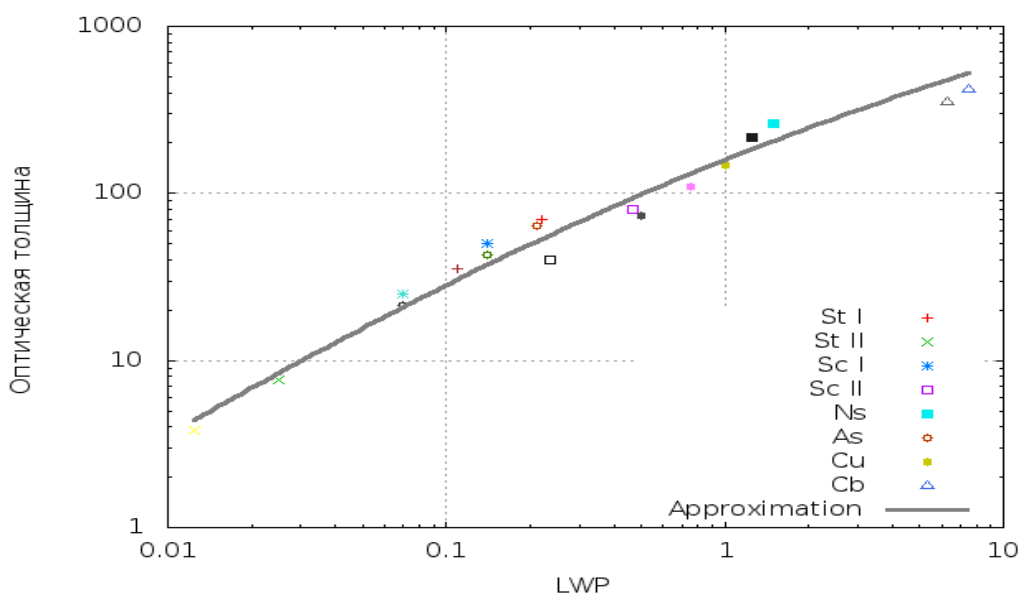


Рисунок 4.3 — Параметризация оптической толщины облаков как функции водозапаса (условные обозначения см. табл. 1.6)

На рисунке 4.3 точки — модельные расчеты значения водозапаса, полученные в результате численного моделирования радиационных свойств облаков. Эти расчеты получены на основе микрофизических свойств облаков и учета диэлектрических свойств их каждой частицы. Необходимо отметить, что для получения параметризационной формулы (4.5) нужно провести

огромное количество расчетов. Время выполнения расчетов на компьютере с двухъядерным процессором тактовой частоты 2.0 ГГц и памятью оперативного запоминающего устройства 2.0 ГБ потребовалось около двух часов. Это позволяет нам говорить о преимуществе параметризации, которая имеет вид формулы (4.5)

Такая схема параметризации очень удобна и позволяет определить свойства облаков по актинометрическим данным и приземным значениям атмосферного давления, температуры и влажности воздуха без использования информации об эффективном радиусе капель.

4.2 Определение оптической толщины облаков на основе актинометрических данных

Для получения оптической толщины облаков на основе актинометрических данных нами были написаны Java-приложения, которые позволяют оперативно определить астрономические факторы, влияющие на ее радиационный режим и радиационные свойства облаков.

Java-класс астрономических факторов включает в себя Java-методы, которые определяют солнечное склонение, высоту Солнца и учитывают уравнение времени, а также поправку для приведения к среднему расстоянию от Солнца до Земли. Расчеты осуществляются при задании момента времени и географических координат места (широты и долготы). Математический аппарат этих Java-методов описывается формулами (4.6) — (4.9).

Солнечное склонение определяется по формуле [23]:

$$\delta = k_0 - k_1 \cos(B) + k_2 \sin(B) - k_3 \cos(2B) + k_4 \sin(2B) - k_5 \cos(3B) + k_6 \sin(3B), \quad (4.6)$$

где δ – солнечное склонение;

k_i – аппроксимационные коэффициенты;

$$k_0 = 0.396372;$$

$$k_1 = 22.913270;$$

$$k_2 = 4.025430;$$

$$k_3 = 0.387205;$$

$$k_4 = 0.051967;$$

$$k_5 = 0.154527;$$

$$k_6 = 0.084798;$$

$$B = \frac{2\pi \cdot N_d}{365.25};$$

N_d – порядковый номер календарного дня года.

Учет уравнения времени формулой [24]:

$$t_e = 3.82(t_0 + t_1 \cos(B) - t_2 \sin(B) - t_3 \cos(2B) - t_4 \sin(2B)), \quad (4.7)$$

где t_e – уравнения времени;

t_i – аппроксимационные коэффициенты;

$$t_0 = 0.000075;$$

$$t_1 = 0.001868;$$

$$t_2 = 0.032077;$$

$$t_3 = 0.014615;$$

$$t_4 = 0.040890.$$

Высота Солнца над горизонтом определяется по известной формуле [25]:

$$h_s = \arcsin [\sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \cos(15(t_c - 12))], \quad (4.8)$$

где h_s – высота Солнца;
 ϕ – широта местности;
 δ – солнечное склонение;
 t_c – местное время.

В формуле необходимо отметить, что в большинстве архивов данных время сохраняется в формате всемирного координированного времени (UTC), поэтому расчет местного времени необходимо провести в зависимости от долготы местности и с учетом уравнения времени.

Известно, что солнечная постоянная не имеет постоянного значения из-за эллиптической орбиты Земли вокруг Солнца и изменения солнечной активности. В данной работе для достижения высокой точности расчетов также учитывается расстояние от Солнца до Земли в различное время года. В формуле (4.9) показан метод такого учета [25].

$$d_s = [d_0 + d_1 \cos(B) + d_2 \sin(B) + d_3 \cos(2B) + d_4 \sin(2B)]^2, \quad (4.9)$$

где d_s – поправка к определению солнечной постоянной;
 d_i – аппроксимационные коэффициенты;
 $d_0 = 1.00011$;
 $d_1 = 0.034222$;
 $d_2 = 0.00128$;
 $d_3 = 0.000719$;
 $d_4 = 0.000077$.

Описанные выше методы позволяют с высокой точностью определить астрономических факторов для заданного времени в выбранном географическом районе. Это очень важно при разработке численной модели радиационных свойств облаков, так как хорошая точность астрономических расчетов сопровождается большей точностью в определении других параметров, связанных с радиационными свойствами облаков. На рисунках 4.4 и 4.5 показаны результаты расчета солнечного склонения и уравнения времени.

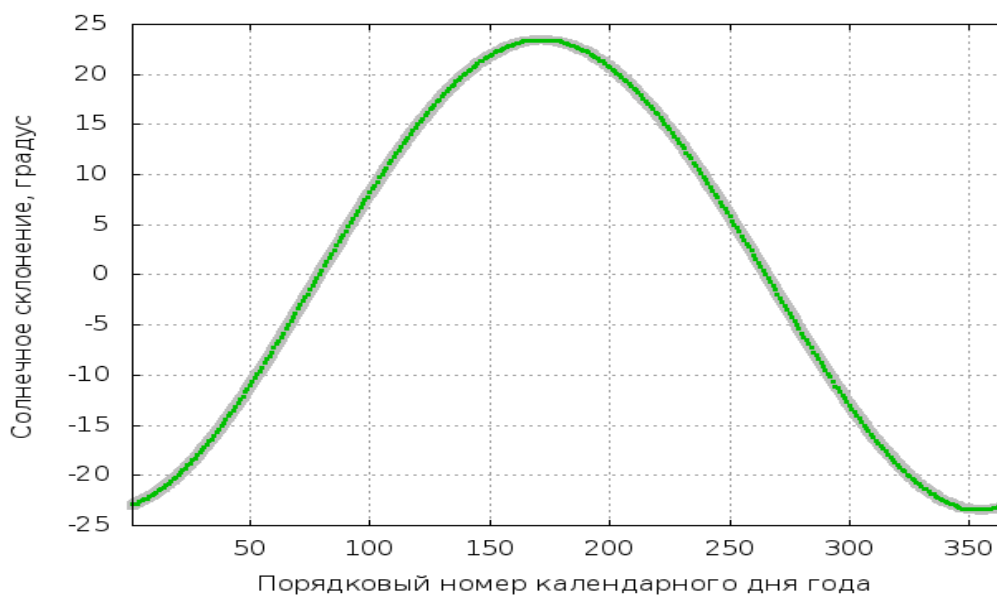


Рисунок 4.4 — Солнечное склонение в невисокосном году

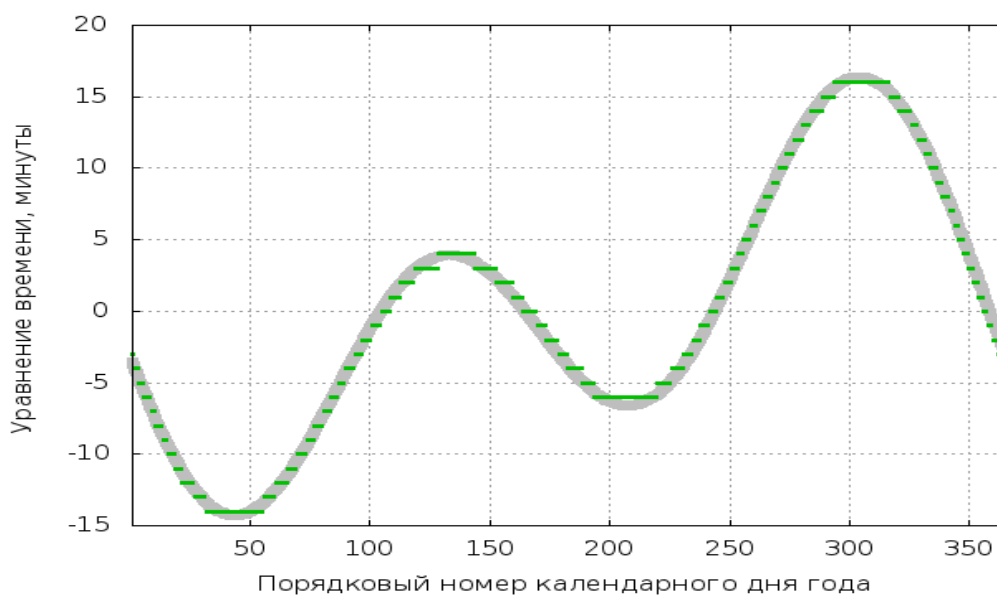


Рисунок 4.5 — Уравнение времени в невисокосном году

На рисунках 4.4-4.5 линии показывают результаты расчета по написанной нами программе, а точки — данные по [25]. Следует отметить, что для учета уравнения времени разработанная нами программа позволяет получить более точные значения уравнения времени.

Java-класс для расчета оптической толщины облаков реализуется на основе актинометрических данных (прямой или суммарной радиации). Для более точных расчетов также учитываются приземные значения атмосферного давления, температуры и влажности воздуха.

Оптическая толщина облаков определяется по следующей формуле:

$$\tau_c = \tau_a - \tau_d - \tau_w - \tau_{aero}, \quad (4.10)$$

- где τ_c — оптическая толщина облаков;
 τ_a — оптическая толщина атмосферы;
 τ_d — оптическая толщина сухого воздуха;
 τ_w — оптическая толщина влажного воздуха;

τ_{aero} – оптическая толщина аэрозолей.

Оптическая толщина атмосферы может быть определена по прямой радиации формулой:

$$\tau_a = -\ln\left(\frac{S \cdot R}{S_0}\right) \cdot m_a^{-1}, \quad (4.11)$$

где τ_a – оптическая толщина атмосферы;

S – прямая солнечная радиация на перпендикулярную солнечным лучам поверхность;

S_0 – солнечная постоянная;

R – поправка для приведения к среднему расстоянию до Солнца;

$m_a = 2.061 \cdot [\sqrt{\sin^2(h_s) + 0.003147} + \sin(h_s)]^{-1}$, масса атмосферы;

h_s – высота Солнца.

Или по суммарной радиации формулой:

$$\tau_a = -\ln\left(\frac{S_0}{S_s \cdot R} \cdot \left(1 + \frac{1}{S_s}\right)\right) \cdot m_a^{-1}, \quad (4.12)$$

где τ_a – оптическая толщина атмосферы;

$S_s = (13.723 \sin(h_s) - 0.711) \cdot$

$\cdot \exp(-t_k \cdot (2.966 \sin^3(h_s) - 5.095 \sin^2(h_s) + 2.933 \sin(h_s)))$,

суммарная радиация.

В формуле (4.12) значение t_k сначала присваивается 0.7, и потом значением τ_a . Процесс определения τ_a продолжается пока не достигается заданная точность. Надо отметить, что по формуле (4.12) оптическая толщина атмосферы определяется менее точно чем, по формуле (4.11). В данной работе мы используем формулу (4.11) для расчета оптической толщины атмосферы.

Оптическая толщина сухого воздуха определяется по формуле:

$$\tau_d = 0.098716 \cdot \frac{P}{P_0}, \quad (4.13)$$

где τ_d – оптическая толщина атмосферы;

P – приземное значение атмосферного давления;

$P_0 = 1000$ гПа.

Оптическая толщина влажного воздуха определяется по формуле:

$$\tau_w = -\ln \left(\frac{S_0 - 69 \cdot (m \cdot PWV)^{0.27}}{S_0} \right) \cdot m_a^{-1}, \quad (4.14)$$

где τ_w – оптическая толщина влажного воздуха;

$PWV = 0.019 \cdot e$, влагосодержание атмосферы;

e – приземное значение парциального давления водяного пара.

Оптическая толщина аэрозолей определяется по формуле:

$$\tau_{aero} = \left[\ln \left(\frac{S}{1000} \right) - 0.1886 (0.1PWV)^{-0.1830} - \frac{0.8799 (0.1PWV)^{-0.0094} - 1}{\sin(h_s)} \right].$$

$$\left[0.8129(0.1PWV)^{-0.0021} - 1 + \frac{0.4347(0.1PWV)^{-0.0321} - 1}{\sin(h_s)} \right]^{-1}, \quad (4.15)$$

где τ_{aero} – оптическая толщина аэрозолей;
 PWV – влагосодержание атмосферы.

Учет аэрозольного вклад в оптическую толщину атмосферы по формуле (4.15) производится когда нет облаков.

В главе 4 мы рассмотрели численную модель радиационных свойств облаков на основе их микрофизических свойств с использованием численной модели рассеяния ЭМВ сферическими частицами, изложенной в главе 3. В результате была получена параметризация оптической толщины облаков как функции их водозапаса. Полученная нами параметризация имеет особую практическую значимость, так как на ее основе и на основе актинометрических данных мы можем получить информацию об облаках. Этот вопрос рассматривается в следующей главе.

5 Результаты численного моделирования радиационных свойств облаков

Разработанная численная модель рассеяния электромагнитных волн сферическими облачными частицами и модель радиационных свойств облаков позволяют с минимальным количеством измерительных приборов определить наличие облаков в атмосфере и проанализировать их характеристики.

Для оценки практической значимости модели радиационных свойств облаков мы используем актинометрические данные всемирной сети наблюдений, осуществляющей непрерывные измерения составляющих радиационного баланса у поверхности Земли (BSRN) [26], и метеорологические данные срочных наблюдений[27]. Нами была создана база актинометрических данных (БД) на сервере meteolab.ru. БД обеспечивает удобство и доступность для обработки данных. Рассмотрим подробно структуру БД.

5.1 База актинометрических данных

Созданная нами база актинометрических данных содержит 16 полей, их них имеются 6 составляющих радиационного баланса у земной поверхности. Всего в БД свыше 30 миллионов записей, занимающих дисковое пространство размером около 4 ГБ. Структура БД представлена на рисунке 5.1.

Field	Type	Null	Key	Default	Extra
time	datetime	NO	PRI	0000-00-00 00:00:00	
latitude	double	NO	PRI	0	
longitude	double	NO	PRI	0	
elevation	double	YES		NULL	
height	double	YES		NULL	
h	double	YES		NULL	
SWD	double	YES		NULL	
DIR	double	YES		NULL	
DIF	double	YES		NULL	
LWD	double	YES		NULL	
SWU	double	YES		NULL	
LWU	double	YES		NULL	
T	double	YES		NULL	
P	double	YES		NULL	
e	double	YES		NULL	
edit_time	datetime	YES		NULL	

Рисунок 5.1 — Структура базы актинометрических данных

База актинометрических данных имеет следующие поля:

- время в формате UTC;
- широта, долгота, высота станции и высота над уровнем моря;
- высота Солнца;
- приземные значения атмосферного давления, температуры и влажности воздуха;
- составляющие радиационного баланса у земной поверхности: проходящая коротковолновая, прямая, рассеянная, проходящая длинноволновая, отраженная коротковолновая, уходящая длинноволновая радиации.

На данный момент база содержит актинометрические данные на восьми станциях с высоким временным разрешением измерений. В таблице 5.1 приведена информация о станциях в БД.

Таблица 5.1 — Характеристики базы актинометрических данных

№ станции	Координаты станции		Период наблюдений		Количество измерений
	Широта	Долгота	Начало	Конец	
1	36.05	140.13	01.07.1997	28.02.2011	162769
2	46.82	6.94	01.01.1994	31.12.2009	7960330
3	78.93	11.95	20.07.1993	31.03.2011	4871433
4	-70.65	-8.25	15.03.1992	31.01.2011	7349635
5	71.32	-156.61	01.08.1995	05.08.2007	4819922
6	-89.98	-24.80	01.11.1995	08.11.2007	4049391
7	-69.01	39.59	01.04.1998	31.03.2010	95750
8	28.31	-16.50	01.04.2009	31.03.2011	995880

Создание базы актинометрических данных является реализацией программного средства, позволяющего декодировать текстовые файлы с данными и записать данные в базу. С помощью Java-класса астрономических факторов, описание которого мы рассмотрели в главе 4, в базу актинометрических данных также внесено значение высоты Солнца для каждого момента времени. Это очень удобно для дальнейшей работы.

5.2 Определение зависимости количества облаков от их оптической толщины

Для получения зависимости количества облаков от их водозапаса нам необходимо знать количество облаков над выбранным районом, в котором проводились актинометрические измерения. Из БД, структура которой описана в пункте 5.1, можно получить только радиационные составляющие радиационного баланса у земной поверхности, приземные значения атмосферного давления, температуры и влажности воздуха. Однако, информацию об облачности можно получить на метеорологических

станциях, расположенных рядом с выбранной нами актинометрической станцией. Данные об облачности взяты с сервера "Погода России"[27]. В таблице 5.2 представлена информация о станциях, использованных для обработки.

Таблица 5.2 — Информация о метеорологических станциях, данные с которых использованы для обработки

Станция	Координаты станции		Период наблюдений		Количество измерений
	Широта	Долгота	Начало	Конец	
Токио	35.68	139.77	15.03.1992	31.01.2011	16502
Женева	46.25	6.13	20.07.1993	31.03.2011	8500
Нью-Олесунн	78.917	11.93	01.01.1994	31.12.2009	7553

Как видно из таблиц 5.1 и 5.2, можем выбрать пары станций для анализа зависимости наличия облаков от водозапаса: станция под номером 1 (из табл. 5.1) и станция Токио; станция 2 (из табл. 5.1) и станция Женева; станция 3 (из табл. 5.1) и станция Нью-Олесунн. Однако, станции в перечисленных парах находятся на некотором расстоянии друг от друга. В таблице 5.3 показаны расстояния между актинометрической и метеорологической станциями.

Таблица 5.3 — Расстояние между станциями

Метеорологическая станция			Актинометрическая станция			Расстояние, км
Наз.	Широта	Долгота	Наз.	Широта	Долгота	
Токио	35.68	139.77	1	36.05	140.13	53
Женева	46.25	6.13	2	46.82	6.94	89
Нью-Олесунн	78.92	11.93	3	78.93	11.95	2

Определение зависимости количества облаков основывается на результатах численного моделирования радиационных свойств облаков. На рисунках 5.2-5.4 показана зависимость количества облаков от водозапаса.

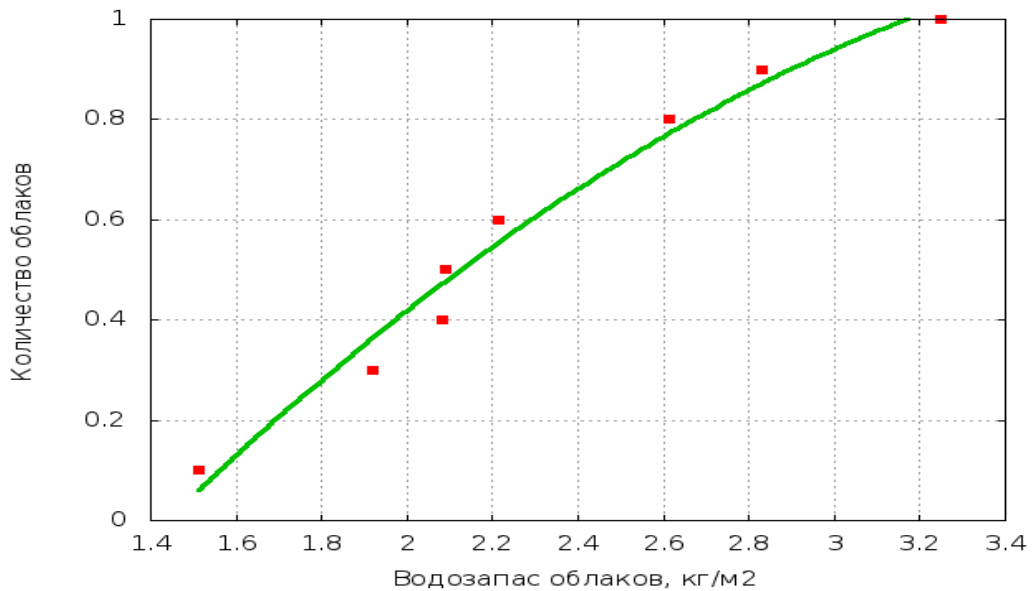


Рисунок 5.2 — Зависимость количества облаков от их водозапаса на станции Токио

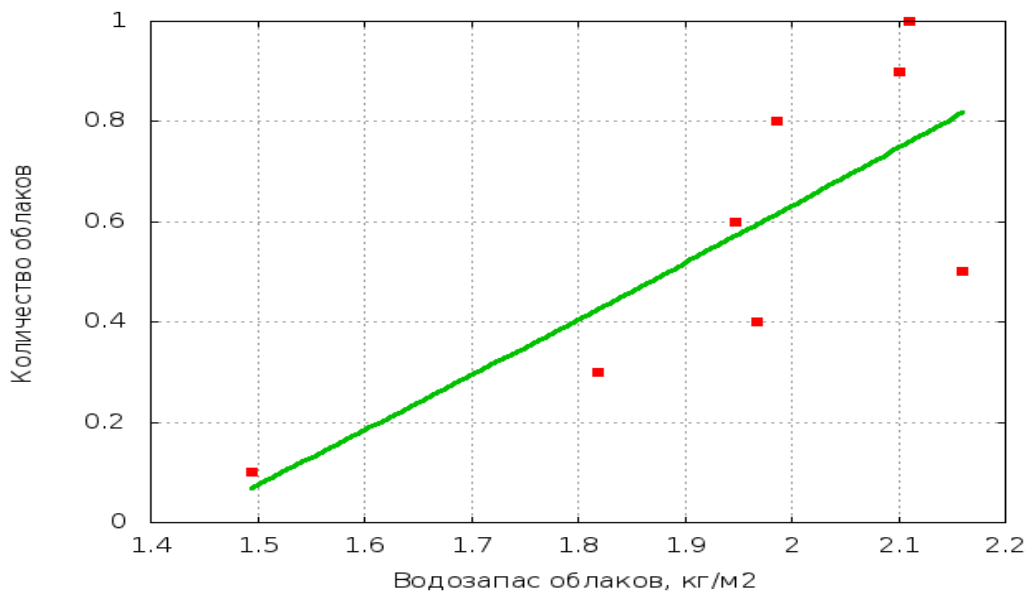


Рисунок 5.3 — Зависимость количества облаков от их водозапаса на станции Женева

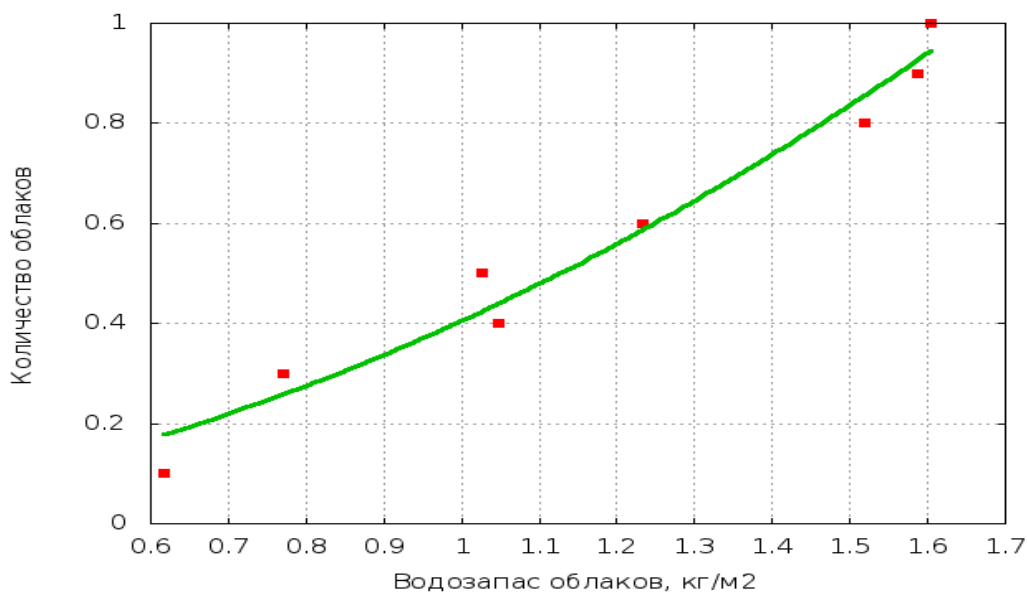


Рисунок 5.4 — Зависимость количества облаков от их водозапаса на станции Нью-Олесунн

На рисунках 5.1-5.4 точки обозначают значения водозапаса облаков, осредненные за весь период наблюдений; линии — аппроксимационная методом наименьших квадратов зависимость количества облаков от их водозапаса. Как видно из рисунков для станций Токио и Нью-Олесунн приближенная зависимость получилась точнее, чем для станции Женева. Это объясняется тем, что на станции Женева и на станции под номером 2 (обозначение см. табл. 5.3) не было большого количества совместных актинометрических и облачных данных, поэтому осреднение проведено с большой погрешностью. Аппроксимационная зависимость количества облаков от их водозапаса представлена в следующих формулах:

Таблица 5.4 — Вид аппроксимационной зависимости количества облаков от их водозапаса

Станция	Вид аппроксимационной зависимости
Токио	$N = -0.1430260 \cdot \tau_c^2 + 1.2362598 \cdot \tau_c - 1.4815521$

Продолжение таблицы 5.4

Станция	Вид аппроксимационной зависимости
Женева	$N = 0.0734049 \cdot \tau_c^2 + 0.8558649 \cdot \tau_c - 1.3735542$
Нью-Олесунн	$N = 0.3045524 \cdot \tau_c^2 + 0.1006957 \cdot \tau_c - 0.0002205$

Из данных таблицы 5.4 следует отметить, что зависимость количества облаков от их водозапаса имеет региональный характер. Для оценки возможности определения количества облаков по значению их водозапаса необходимо провести осреднение за более длительный период наблюдений.

5.3 Климатический анализ изменений водозапаса облаков

Оценка климатических изменений проводится на трех выбранных станциях путем анализа временного хода водозапаса облаков, влагосодержания и температуры воздуха. На рисунках 5.4-5.6 показаны временные ходы водозапаса для станций 1, 2 и 3 (обозначение см. табл. 5.3).

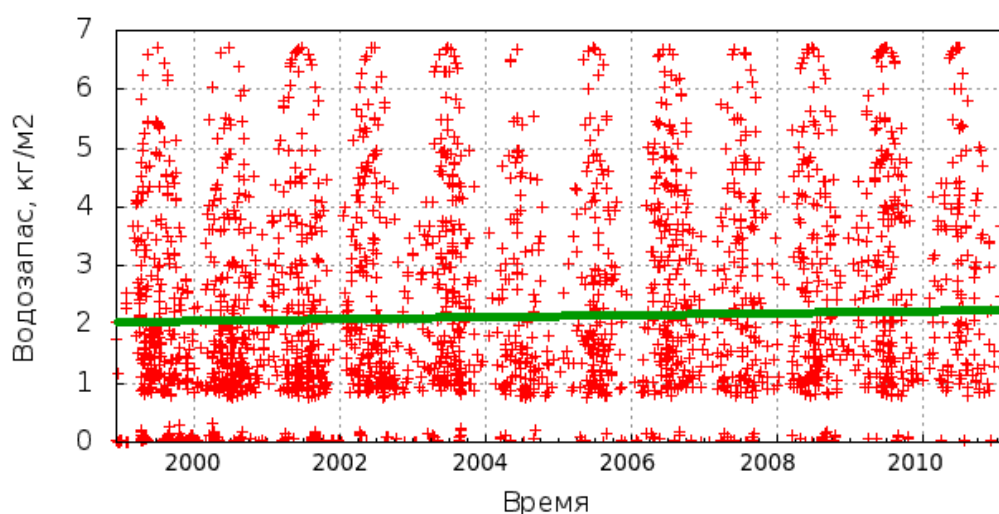


Рисунок 5.4 — Временный ход водозапаса облаков на станции 1 (обозначение см. табл. 5.3) за период с 11-12-1998 по 24-02-2011

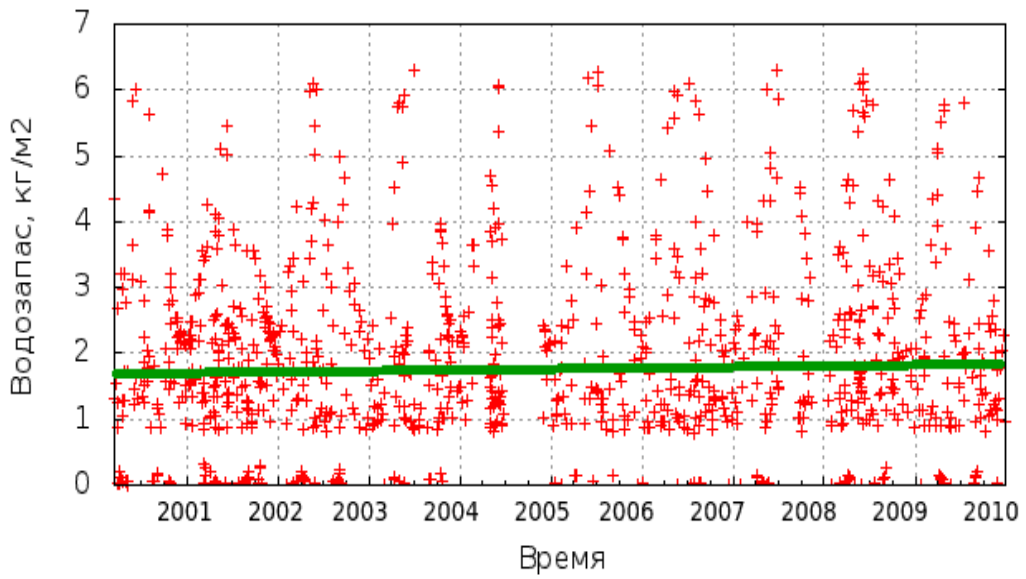


Рисунок 5.5 — Временный ход водозапаса на станции 2 (обозначение см. табл. 5.3) за период с 11-03-2000 по 29-12-2009

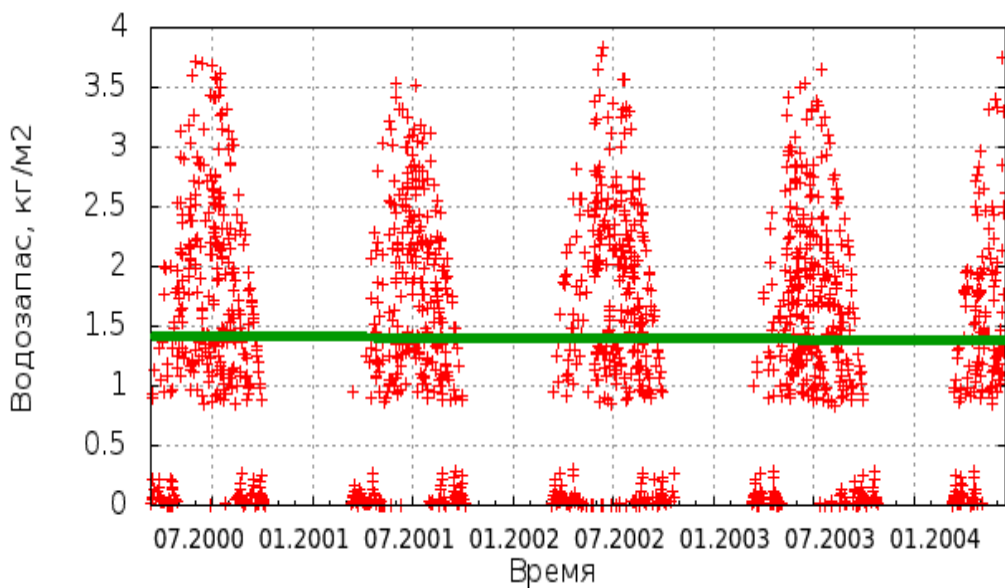


Рисунок 5.6 — Временный ход водозапаса на станции 3 (обозначение см. табл. 5.3) с 12-03-2000 по 15-06-2004

Климатические изменения оцениваются линейным трендом. На рисунках 5.4-5.5 отмечаются положительные тренды а на рисунке 5.6 -

отрицательный. Угловым коэффициентом прямой линии тренда для станции 1 составляет $2.40 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻²·с⁻¹, станции 2 — $0.89 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻²·с⁻¹, станции 3 — $-1.24 \cdot 10^{-9}$ кг·м⁻²·с⁻¹.

Температурный режим у поверхности Земли и влагосодержание атмосферы оказывают большое влияние на наличие облаков в атмосфере. Ниже мы рассмотрим временные изменчивости влагосодержания атмосферы и температуры воздуха для каждой выбранной станции за тот же период наблюдений.

На рисунках 5.7-5.9 приведен временный ход влагосодержания в атмосфере на выбранных станциях.

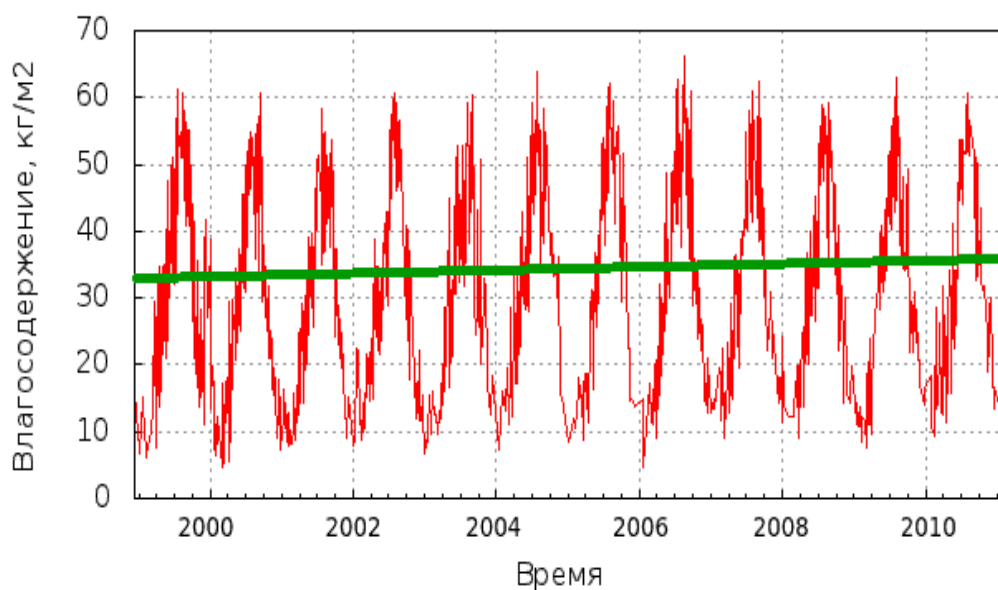


Рисунок 5.7 — Временный ход влагосодержания атмосферы на станции 1 (обозначение см. табл. 5.3) за период с 11-12-1998 по 24-02-2011

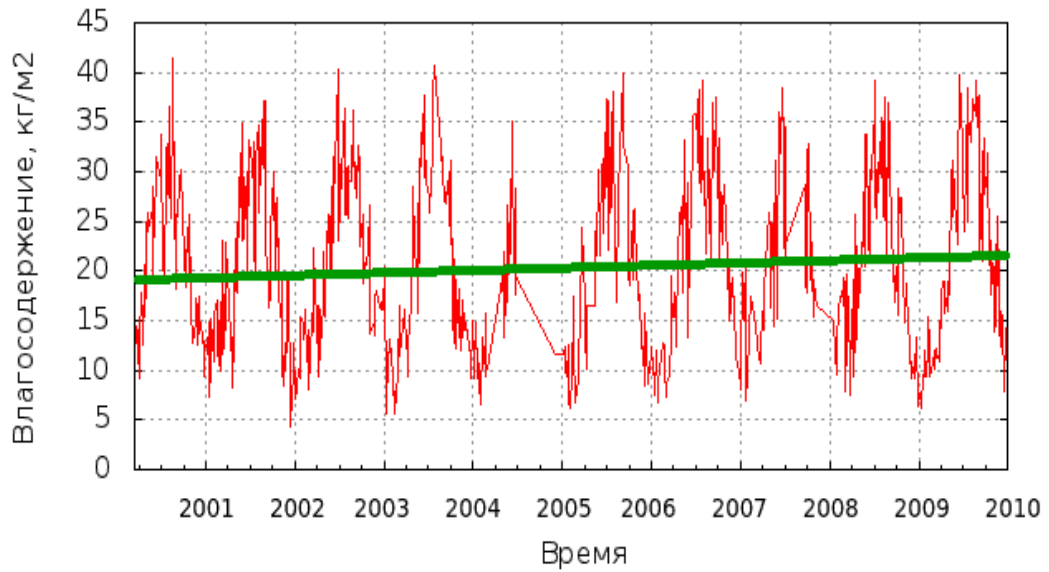


Рисунок 5.8 — Временный ход влагосодержания атмосферы на станции 2 (обозначение см. табл. 5.3) за период с 11-03-2000 по 29-12-2009

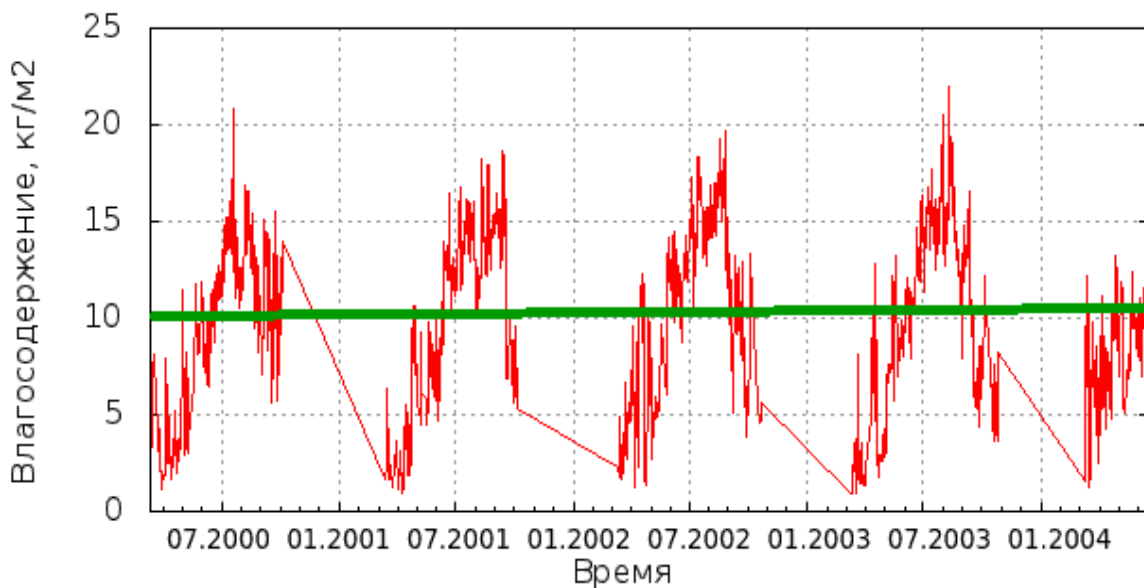


Рисунок 5.9 — Временный ход влагосодержания атмосферы на станции 3 (обозначение см. табл. 5.3) с 12-03-2000 по 15-06-2004

По данным рисунков 5.7-5.9 видно, что влагосодержание на трех станциях различны. На станции, расположенной рядом с Токио наблюдается самое большое значение влагосодержания, а на станции, расположенной

рядом с Нью-Олесунном — самое маленькое значение. На всех выбранных станциях также отмечается увеличение влагосодержания за период наблюдений.

На рисунках 5.10-5.12 представлены изменения температуры воздуха во времени на выбранных станциях.

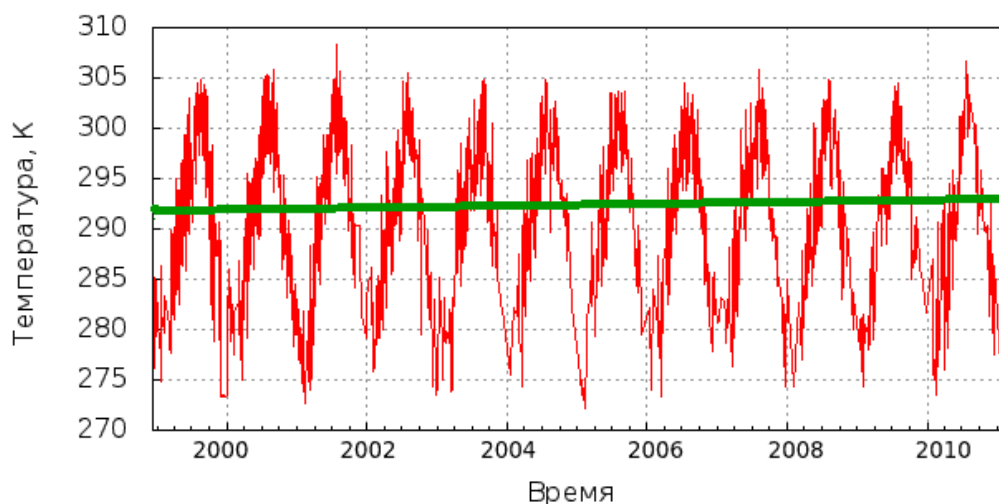


Рисунок 5.10 — Временный ход температуры воздуха на станции 1 (обозначение см. табл. 5.3) за период с 11-12-1998 по 24-02-2011

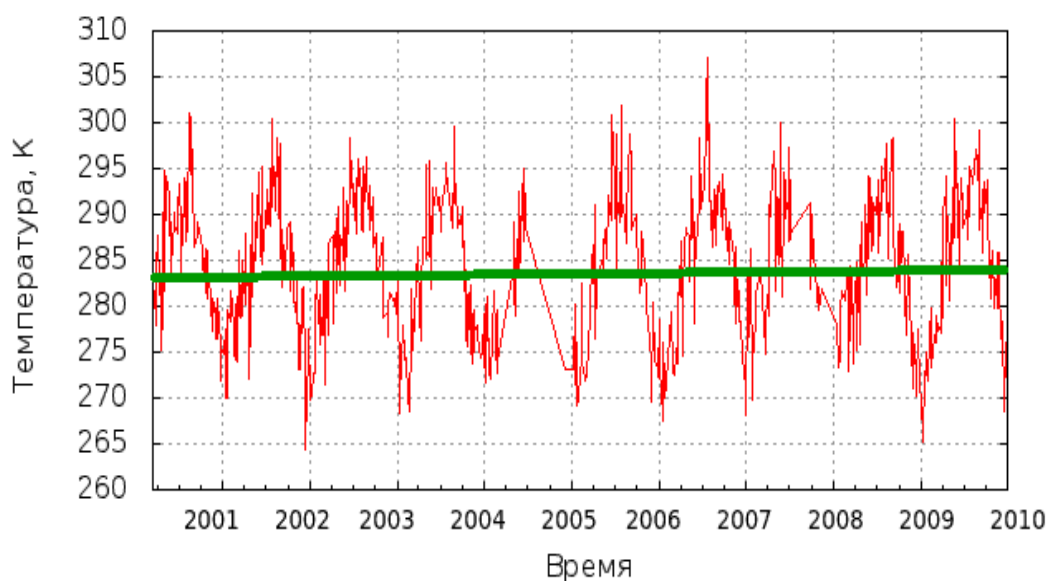


Рисунок 5.11 — Временный ход температуры воздуха на станции 2 (обозначение см. табл. 5.3) за период с 11-03-2000 по 29-12-2009

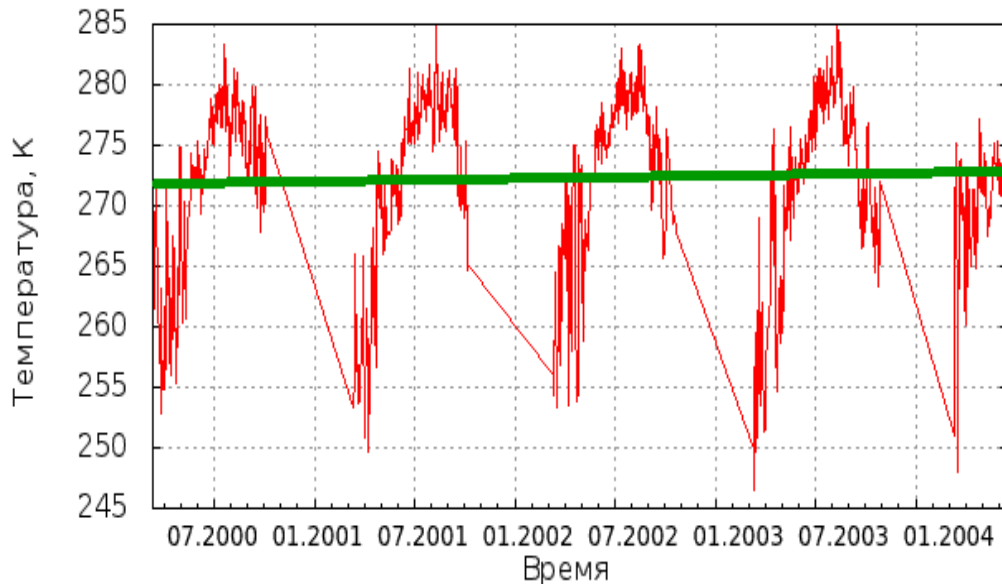


Рисунок 5.12 — Временной ход температуры воздуха на станции 3 (обозначение см. табл. 5.3) с 12-03-2000 по 15-06-2004

Из рисунков 5.10-5.12 можно видеть разные температурные режимы на различных станциях, а также увеличение температуры за период наблюдения. Можно сделать вывод, что между водозапасаем облаков, влагосодержанием атмосферы и температурой воздуха имеется прямая связь в низких широтах, а в более высоких широтах возможна обратная связь между водозапасаем и температурой. В таблице 5.5 представлены угловые коэффициенты линии тренда водозапаса, влагосодержания и температуры на трех станциях.

Таблица 5.5 — Угловые коэффициенты линии тренда

Станция	Угловые коэффициенты линии тренда		
	Водозапас, $\text{кг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$	Влагосодержание, $\text{кг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$	Температура, $\text{К}\cdot\text{с}^{-1}$
Токио	$2.40\cdot 10^{-9}$	$11.40\cdot 10^{-9}$	$2.85\cdot 10^{-9}$
Женева	$0.89\cdot 10^{-9}$	$6.68\cdot 10^{-9}$	$4.70\cdot 10^{-9}$
Нью-Олесунн	$-1.24\cdot 10^{-9}$	$4.46\cdot 10^{-9}$	$4.19\cdot 10^{-9}$

Из таблицы 5.5 следует что, наибольший рост водозапаса облаков наблюдается в тех районах, где температура растет медленнее всего (Токио), в то время как наименьшие изменения водозапаса облаков в районах с высоким ростом температуры. В то время как увеличение влагосодержания сопровождается увеличением водозапаса облаков во всех рассмотренных пунктах. Это может быть интерпретировано как увеличение доступной влаги для образования облаков большей мощности и водности. Возможность климатического анализа на основе водозапаса облаков или их оптической толщины заключает в том, что имея только актинометрические данные и с помощью разработанной нами численной модели радиационных свойств облаков можно оценить климатические изменения других, интересующих нас метеорологических величин.

В данной главе рассмотрены вопросы, касающиеся практической значимости нашей разработки. Оказалось, что численная модель радиационных свойств облаков может быть использована для измерения количества облаков на основе актинометрических данных и в климатическом анализе временных рядов водозапаса облаков. Также результаты численного моделирования радиационных свойства облаков и могут служить дополнительным средством для решения задач дистанционного зондирования атмосферы с помощью электромагнитных волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из весьма значительного влияния облаков на радиационный режим Земли и их важнейшей роли в формировании погодных условий и климата, данная работа направлена на разработку метода, позволяющего технически сравнительно просто и оперативно измерять параметры облаков.

Работа посвящена изучению микрофизических и радиационных свойств облаков, физике распространения электромагнитных волн в атмосфере. Главным образом, работа связана с разработкой численной модели рассеяния ЭМВ на сферических частицах и модели радиационных свойств облаков.

Поставленные задачи диссертационного исследования решены и получены следующие результаты:

— создана численная модель рассеяния ЭМВ сферическими частицами;

— получена параметризация оптической толщины облаков на основе их микрофизических свойств и теории Ми;

— показана практическая значимость разработанной модели на примере определения водозапаса и количества облаков по актинометрическим данным;

— продемонстрирована возможность оценки климатических изменений поля облачности с помощью данной модели.

Разработанная численная модель радиационных свойств облаков имеет ряд преимуществ:

— возможность осуществления расчета параметров рассеяния в широком диапазоне частот электромагнитных волн, для частиц произвольного размера и с любыми диэлектрическими свойствами;

— с помощью разработанной модели может быть определена информация об облачности с использованием только актинометрических данных, а значит это открывает возможность измерять характеристики облачности с большим временным разрешением с помощью автоматических станций вместе с измерениями других метеорологических величин;

— путем косвенного измерения характеристик облачности с помощью актинометрических приборов и на основе модели радиационных свойств за длительный период могут быть оценены климатические изменения в пункте актинометрических наблюдений;

— результаты численного моделирования радиационных свойств облаков служат дополнительным средством для решения многих задач дистанционного зондирования атмосферы с помощью электромагнитных волн.

Дальнейшие исследования должны быть направлены на получение параметризации альбедо облаков с учетом их фазового состояния.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1 Шатунова М.В. Метод расчета потоков солнечного излучения в атмосфере с учетом процесса взаимодействия радиации и облачности // Диссертация на соискание степени кандидата ф.-м. наук 2002г.

2 Шатунова М.В. Метод расчета потоков солнечного излучения в системе земля - атмосфера / Шатунова М.В., Рублев А.Н., Дмитриева-Арраго Л.Р. // Труды Гидрометцентра России. 2010. Вып.

3 Незваль Е.И., Чубарова Н.Е. Радиационные свойства облаков верхнего яруса по данным спектральных измерений в интервале 310-560 нм. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, № 9, 1991, стр. 1015-1021.

4 Чубарова Н.Е. Влияние перистых облаков на ослабление суммарной ультрафиолетовой радиации по результатам моделирования. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, No 9, 1991, стр.1022-1027.

5 Андреев А.О., Дукальская М.В., Головина Е.Г. Атлас облаков под редакцией д-ра геогр. наук Угрюмова А.И. // СПб. 2006.

6 Информационно-образовательный и научный портал [Электронный ресурс] / Кафедра метеорологии, экологии и охраны окружающей среды КРСУ, 2001-2003 — Режим доступа: <http://www.planet.elcat.kg>, свободный. — Загл. с экрана. — Яз. рус.

7 Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. // Спб.:Гидрометеиздат, 1984.

8 Чукин В.В. Модель диэлектрических свойств воды и льда. // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ No 2010616606.

9 Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. // Спб.:Гидрометеиздат, 2000.

10 Clark T.L. A study in cloud phase parametrization using the gamma distribution, J. Atmos. Sci., 31, 142-155, 1973.

- 11 Зацепина Г.Н. Физические свойства и структура воды. - М.: Московский университет, 1998.
- 12 Борен К., Хафмен Д. Рассеяние и поглощение света малыми частицами. // М.: Мир.1986.
- 13 Н.С. van de Hulst. Light scattering by small particles. John Wiley & Sons, New York, 1957.
- 14 Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде // М.- Л., 1951.
- 15 Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами, пер. с англ., М., 1961.
- 16 Kerker M., The scattering of light and other electromagnetic radiation, N. Y.- L., 1969.
- 17 Абшаев М.Т., Розенберг В.И. Кармов Х.Н. Поглощение и рассеяние микрорадиоволн сферическими частицами воды и льда. // Труды ВГИ, 1975, вып.29. с. 40 — 71.
- 18 Розенберг В.И. Рассеяние и поглощение атмосферными частицами. // М.: Мир. 1986.
- 19 Седунов Ю.С., Авдюшин С.И., Борисенков Е.П. Атмосфера. Справочник.(справочные данные, модели) // Гидрометеиздат, 1991.
- 20 Сказский В.И. Некоторые результаты экспериментальных исследований водности кучевых облаков, АН СССР, 1, 833-844, 1965.
- 21 Сказский, В. И. Исследование водности кучевых облаков, Труды ИПГ, 13, 43-66, 1969.
- 22 Пономаренко, И. Н., Заболотская, Т. Н. Экспериментальные данные о водности фронтальных облаков над украинской степей, Труды УНИГМИ, 48, 52-66, 1965.
- 23 Meeus J. Astronomical Algorithms. // Willmann-Bell, Inc., Richmond, 1991, VA. pp. 77-82. ISBN 0-943396-35-2.
- 24 Whitman A.M. A Simple Expression for the Equation of Time // Journal Of the North American Sundial Society, 2007, vol. 14 pp 29–33.

25 Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 5. Актинометрические наблюдения. Ч. 1. Актинометрические наблюдения на станциях. — М.: Росгидромет., 1997.

26 World Radiation Monitoring Center Baseline Surface Radiation Network (BSRN) [Электронный ресурс] / Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI) — Режим доступа: <http://http://www.bsrn.awi.de/>, свободный. — Загл. с экрана. — Яз. Англ.

27 Сервер "Погода России" [Электронный ресурс] / Отдел технологий спутникового мониторинга ИКИ РАН — Режим доступа: http://meteo.infospace.ru/win/wcarch/html/r_index.sht, свободный. — Загл. с экрана. — Яз. рус.