



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ  
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологии, климатологии и охраны атмосферы

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(бакалаврская работа)

На тему «Анализ условий формирования волнистообразной облачности»

Исполнитель **Кузьмина Надежда Сергеевна**

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент кафедры  
МКОА

**Кашлева Лариса Владимировна**

(фамилия, имя, отчество)  
«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой

---

(подпись)

кандидат географических наук, доцент  
(ученая степень, ученое звание)

Абанников Виктор Николаевич  
(фамилия, имя, отчество)

05 06 2019г.

Санкт-Петербург  
2019

## Оглавление

Введение.....	3
1. Классификация облаков.....	5
1.1 Морфологическая классификация.....	8
1.1.1 Облака верхнего яруса.....	9
1.1.2 Облака среднего яруса.....	12
1.1.3 Облака нижнего яруса.....	15
1.1.4 Облака вертикального развития.....	20
1.2 Генетическая классификация.....	23
1.2.1 Слоистообразные облака.....	24
1.2.2. Кучевообразные облака.....	26
1.2.3. Волнистообразные облака.....	28
2. Теоретические основы анализа образования волнистообразной облачности.....	30
2.1. Гравитационно-сдвиговые волны.....	31
2.2. Критерии устойчивости внутренних гравитационно-сдвиговых волн.....	36
2.3 Горные волны.....	37
2.4. Ячейковая циркуляция и облачные гряды.....	40
3. Количественные оценки параметров волнистообразной облачности.....	44
3.1. Исходные данные.....	44
3.2. Схема расчета.....	52
3.3. Анализ результатов.....	53
Заключение.....	57
Список использованной литературы.....	58

## **Введение**

Еще с древних времен человека привлекали различные природные явления. Многие они не могли объяснить, но все же пытались понять законы природы. Облака не стали исключением. Люди стали замечать, что существует многообразие облачных форм, связанное с характером погоды.

Облака и связанные с ними атмосферные явления играют важнейшую роль в формировании погоды и климата, тем самым влияя на многие сферы деятельности и жизнь человека. Без знания состояния атмосферы и явлений погоды нельзя обойтись авиации и другим видам транспорта, сельскому хозяйству, сфере обеспечения энергетическими ресурсами, строительству. Всем людям важно знать прогноз, чтобы неожиданные явления не смогли застать врасплох и одеться по погоде.

Многообразные формы облачности помогают обнаружить многие процессы в атмосфере. Волнистообразная облачность показывает активность волновых процессов и турбулентности в различных слоях атмосферы.

На сегодняшний день разработано крайне мало моделей расчета и прогноза параметров волнистообразных облаков. Это связано со сложностью учета всех факторов образования облачности и сравнительной безопасностью явлений (отсутствие сильной турбулентности, гроз и интенсивных осадков), связанных с ней.

Целью настоящей работы является анализ условий формирования волнистообразной облачности. Для расчета был выбран случай образования облаков на гравитационно-сдвиговых волнах. Чтобы достигнуть поставленную цель были поставлены и решены следующие задачи:

1. Изучение теоретических основ образования волнистообразной облачности и атмосферных волн.
2. Создание схемы расчета основных параметров волнистообразных облаков.

3. Сбор и выбор данных радиозондирования атмосферы по наличию ключевых факторов развития гравитационно-сдвиговых волн (присутствие задерживающего инверсионного слоя, сдвига ветра и температуры).
4. Обработка натуральных данных, построение сводных таблиц и графиков зависимостей параметров.

В заключении перечислены основные выводы представленной работы.

## 1. Классификация облаков

Облака – системы взвешенных в атмосфере (не у самой земной поверхности) продуктов сгущения (конденсации) водяного пара – капель воды, кристаллов льда, тех и других вместе. Они носят название облачных элементов [1].

Облака возникают в результате конденсации водяного пара в атмосфере. Они образуются либо вследствие общего увеличения влагосодержания в атмосфере, либо под влиянием понижения температуры воздуха. В реальных условиях все факторы играют роль. Понижение температуры может происходить в результате адиабатического охлаждения, излучения и турбулентного перемешивания.

Жизненный цикл облака может изменяться в широких пределах. Отдельные элементы облака могут существовать гораздо меньше, чем облако в целом. Облачные частицы находятся в постоянном движении, выносятся за границы облака и там испаряются. Выпадение осадков также способствует потере влаги. Физические процессы, происходящие в облаке с момента его образования до полного испарения, очень многообразны. В 1817 году Дове заметил, что «облако - это не предмет, а процесс»

Облака могут жить достаточно долго по причине образования все новых и новых капель. Водяной пар для их строительства доставляется восходящими потоками воздуха. Они же поддерживают облачные частицы на весу, снижая скорость их падения. Жизненный цикл облака заканчивается его полным испарением.

Облака отличаются большим разнообразием форм и физического строения. В зависимости от горизонтальных размеров областей, охваченных вертикальными движениями, от интенсивности восходящих движений, от термических и других факторов, образуются облака, различные по внешнему виду и внутреннему строению [1].

Облака классифицируются по нескольким признакам:

- 1) По форме и высоте расположения (морфологическая);

- 2) По происхождению (генетическая);
- 3) По фазовому состоянию облачных элементов (микрофизическая);

Классификация облаков начинает свою историю в 1803 году, когда британский метеоролог-любитель Люк Говард написал «Эссе о видоизменениях облаков».

Первая попытка применять фотографии для классификации облаков была произведена Х. Хильдебрандссоном в 1879 году, подготовивший Облачный атлас, в котором было размещено 16 фотографий.

Дальнейшее развитие этой работы по рекомендации Международной метеорологической конференции, состоявшейся в Мюнхене в 1891 году, привело к публикации первого Международного Атласа, содержащего 28 цветных таблиц с определениями и описаниями облаков и инструкциями по облачным наблюдениям на трех языках (французском, немецком, английском). Первый международный Атлас, который был принят почти во всех странах, стал большим шагом вперед в проведении сопоставимых на международном уровне наблюдений за облаками. Этот Атлас был переиздан в 1910 году, без существенных изменений.

В последующие десятилетия вопрос о дальнейшем уточнении классификации облаков оставался на первом плане. В результате в 1932 году Международной Комиссией по изучению облаков был опубликован «Международный Атлас облаков и исследование неба, том I, Общий Атлас».

В настоящее время Международный атлас облаков—авторитетный и всеобъемлющий справочник по идентификации облаков выпускает Всемирная метеорологическая организация (ВМО). Это основное учебное пособие не только для специалистов-метеорологов, но и штурманов авиации и судоходства. У него поистине легендарная репутация среди всех тех, кто увлечен облаками.

За всю историю своего существования Облачный атлас обновлялся несколько раз—в 1939, 1956, 1975, 1987 и совсем недавно, в 2017 годах.

В Международном атласе облаков в настоящее время установлены 10 основных родов облаков, которые определяются в соответствии с местом их формирования в атмосфере и схожим внешним видом.

Эти 10 родов в свою очередь подразделяются на виды, описывающие форму и внутреннюю структуру облаков, и разновидности, описывающие их прозрачность и расположение. В общей сложности в Международном атласе облаков насчитывается около 100 комбинаций.

Основные положения, описанные в главе 1, были взяты из атласа облаков [2].

## 1.1 Морфологическая классификация

В зависимости от высоты расположения основания облаков их относят к одному из ярусов. В особую группу выделяют облака вертикального развития, нижняя граница которых в большинстве случаев находится в нижнем ярусе, а верхняя — в нижнем, среднем или верхнем ярусе.

В 70-х годах XX века обнаружили, что над океаном (морем) возможно развитие двухъярусной конвекции, когда в нижнем слое под инверсией развиваются плоские кучевые облака малой вертикальной протяженности, а над инверсией – мощные кучевые и кучево-дождевые облака.

Существенными отличительными признаками при определении формы облаков являются их внешний вид и структура. Облака могут находиться на разных высотах в виде отдельных изолированных масс или сплошного покрова, их структура может быть различной (однородной, волокнистой и др.), а нижняя поверхность – ровной или раздробленной. Кроме того, облака могут быть плотными и непрозрачными или тонкими и просвечивающими.

Важная характеристика облаков - выпадающие из них осадки. Одни облака практически всегда дают осадки, другие – или совсем не дают осадков, или осадки из них не достигают поверхности земли. Факт выпадения осадков, а также их вид и характер выпадения служат дополнительными признаками для определения форм, видов и разновидностей облаков. [2]



### **1.1.1 Облака верхнего яруса**

К облакам верхнего яруса относятся перистые (Cirrus), перистокучевые (Cirrocumulus) и перисто-слоистые (Cirrostratus) облака. В умеренных широтах в теплое время года они образуются обычно на высотах 7–10 км, в зимнее время и в полярных широтах высота этих облаков меньше 5–8 км. В южных широтах облака верхнего яруса как правило наблюдаются на высотах от 10 до 15 км. Облака верхнего яруса характеризуются наиболее низкими температурами и состоят из кристаллов льда в форме игл, шестигранных столбиков или пластинок, которые образуются путем сублимации. Эти облака имеют ярко-белый цвет без темных и серых оттенков.

#### **Перистые облака (Cirrus – Ci).**

Наиболее высокие облака верхнего яруса, обычно встречаются в небольших количествах, но зачастую могут занимать и значительную часть неба. Высота нижней границы облаков в умеренных широтах составляет 7–10 км, изредка менее 6 км (в арктической и субарктической зонах, где очень низкие температуры) или более 12 км; в тропиках высота облаков достигает 17–18 км. Толщина их слоя находится в широких пределах – от сотен метров до нескольких километров. Они состоят из ледяных кристаллов в виде столбиков высотой до 0,1 мм.

При увеличении количества перистых облаков они могут сменяться пеленой Cs, порой существуют одновременно с Cc.

Большая высота и характерное волокнистое строение при наличии просветов голубого неба обычно позволяют легко отличить перистые облака от облаков других форм. Перистые облака можно перепутать с перисто-слоистыми, которые отличаются от Ci тем, что образуют пелену, достаточно равномерную и обширную. После захода солнца, Ci длительное время остаются освещенными, приобретая вначале серебристую, затем золотистую или красноватую расцветку. Далее облака понемногу сереют и выглядят более плотными, чем днем. В безлунную ночь Ci не видны или плохо

заметны, поэтому особенно важно тщательно наблюдать за состоянием неба вечером. Перед восходом солнца, *Ci* первыми из облаков освещаются и окрашиваются зарей. *Ci* образуются в следствии охлаждения воздуха при его восходящем движении в верхней тропосфере, в зоне атмосферных фронтов. В охлаждающемся воздухе происходит сублимация водяного пара и образование ледяных кристаллов. *Ci* могут сформироваться также из вершин *Cb* при распаде этих облаков. Перистые облака бывают двух видов: перистые волокнистые и перистые плотные, каждый из которых имеет несколько разновидностей.

### **Перисто-кучевые облака (*Cirrocumulus – Cc*).**

Высота нижней границы этих облаков находится в пределах от 6 до 8 км, в умеренных широтах, толщина не превышает 400 м. Перисто-кучевые облака образованы мелкими ледяными кристалликами, имеющие форму столбиков или пустотелых призм.

Облака *Cc* наблюдаются вместе с облаками *Ci* или *Cs*. Возможны переходные формы между низкими облаками *Cc* и высокими *Ac*, тем не менее, отличить их от *Ac* просто, хотя тонкие края слоя *Ac* по внешнему виду и напоминают *Cc*. Вместе с тем может наблюдаться слой *Cc* и похожий на них нижележащий слой *Ac*.

Облака *Cc* можно перепутать только с высокими *Ac*, в отличие от которых *Cc* в некоторой степени (особенно по краям) имеют волокнистое строение. Кроме этого, *Cc* часто переходят в слой *Ci* или *Cs*. Если волокнистое или хлопьевидное строение перисто-кучевых облаков плохо выражено и облака постепенно приобретают четкую волокнистую структуру, то их следует отнести уже к *Ci fib. Cc* (образуются при возникновении волновых и конвективных движений в верхней тропосфере). В перисто-кучевых облаках выделяют два вида: перисто-кучевые волнистообразные и перисто-кучевые кучевообразные, в которых выделяют по одной разновидности.

### **Перисто-слоистые облака (*Cirrostratus – Cs*).**

Высота нижней границы Cs в умеренных широтах в среднем около 6–8 км, а в арктических и субарктических районах, по причине низких температур воздуха, значительно меньше. Толщина колеблется от 100 м до нескольких километров. Верхняя и нижняя границы слоя Cs выражены не четко. Перисто-слоистые облака состоят из ледяных кристаллов в форме игл или шестигранных столбиков, иногда соединенных по несколько штук вместе. Редко встречаются в них толстые пластинки.

Перисто-слоистые облака могут встречаться в сочетании с перистыми и перисто-кучевыми. При приближении фронтальной облачной системы численность облаков Ci увеличивается и они, постепенно закрывая все небо, сменяются Cs; в свой черед, Cs, уплотняясь и опускаясь, сменяются As.

Некоторые трудности могут появиться лишь при различении облаков Ci и Cs, а также Cs и As. Перисто-слоистые облака различаются от перистых тем, что их пелена равномерна, непрерывна и не распадается на отдельные участки. От высокосоистых облаков (As) перисто-слоистые (Cs) отличаются тем, что они практически прозрачны, в то время как сквозь As солнце и луна просвечивают неярко, как сквозь матовое стекло, и при этом в дневное время тени от предметов становятся нерезкими или исчезают вовсе.

Перисто-слоистые облака образуются вследствие адиабатического охлаждения воздуха при его восходящем движении в верхней тропосфере в зонах атмосферных фронтов. В перисто-слоистых облаках выделяют два вида (без разновидностей): перисто-слоистые волокнистые и перисто-слоистые туманообразные.

### 1.1.2 Облака среднего яруса

Облака среднего яруса состоят из переохлажденных капель воды или смеси из переохлажденных капель с ледяными кристаллами. При этом кристаллы в облаках среднего яруса значительно развиты, в отличие от облаков верхнего яруса. Ледяные иглы, пластинки и столбики содержатся на краях вызывает особый вид свечения — иризацию (появление радужной окраски) на краях капельных облаков. При наличии в облаках снежинок и капель переохлажденной воды происходит быстрый рост снежинок и выпадение их в виде осадков. Наличие переохлажденных капель воды в облачных элементах придает им серый цвет. Сквозь облака среднего яруса солнце просвечивает слабо либо вообще не просвечивает. К основным формам облаков среднего яруса относятся высококучевые и высокослоистые облака.

#### **Высококучевые облака (*Altostratus* – As).**

Высота их нижней границы может изменяться в пределах от 2 до 6 км, а толщина не превышает 200–700 м. As состоят главным образом из переохлажденных капель воды радиусом 3–6 мкм, а также из ледяных кристаллов. Такой размер капель обеспечивает возможность сосуществования капель с кристаллами льда. В отдельных более плотных элементах облаков радиус капель может достигать до 10–25 мкм, что ведет к стремительному росту кристаллов, образованию и выпадению осадков, хотя и достаточно слабых по интенсивности (часто не достигающих поверхности земли).

В отдельных случаях наблюдаются переходные формы между высокими As и Cs, от которых As отличаются большими видимыми размерами отдельных элементов и более тусклой сероватой расцветкой. As могут встречаться одновременно с As. Уплотняясь и снижаясь, As переходят в облака Cs, с которыми они имеют много общего.

В большинстве случаев облака As легко определяются по характерным очертаниям и светлому тону. В отличие от высокослоистых, они не

формируют сплошного однородного серого покрова и не имеют волокнистой структуры. Иногда возникают трудности в различении форм As и Sc, As и Cc.

Процессы образования высококучевых облаков различны. Главными из них являются следующие:

- волновые движения воздуха на границах высоко расположенных слоев инверсии;
- адвекция фронтальных слоистообразных облаков из областей циклонов и последующая их трансформация;
- волновые движения над горными препятствиями;
- растекание мощных кучевых и кучево-дождевых облаков;
- конвективные движения воздуха в слое выше 2 км.

В высококучевых облаках выделяют два вида: волнистообразные и кучевообразные.

#### **Высокослоистые облака (Altostratus – As).**

Высота нижней границы As в пределах от 2 до 6 км, толщина составляет обычно 1–2 км, иногда и более. Тонкие As и верхние части более плотных As состоят прежде всего из ледяных кристаллов (пластинок), низкие As – из ледяных кристаллов (столбиков) в смеси с переохлажденными каплями воды. Нижние части этих облаков состоят из более крупных снежинок или мелких капель дождя.

Высокослоистые облака при уплотнении и снижении переходят в слоисто-дождевые облака (Ns). Облака As являются словно промежуточными между облаками Cs и Ns. Облака As могут сочетаться с As (возможны взаимные переходы), а также с мощными кучево-дождевыми облаками фронтального происхождения.

В некоторых случаях бывает трудно отличить As от Cs, Ns и даже St. Высокослоистые облака, сравнительно с облаками Cs, более плотные и низкие. Днем As имеют сероватый тон и значительно сильнее затеняют солнце. По сравнению с As облака As выглядят как более равномерный слой

без просветов. Даже если пелена As и обрывается в той или иной части неба (это бывает на краю облачной системы), то в той части их покрова, которая доступна обзору, нет ни просветов, ни разделения на отдельные пластины. Если же такое расчленение можно выявить, но по остальным признакам облака должны быть причислены к As, то они обозначаются как переходная форма между As и Ac. Облака As отличаются от облаков Ns большей высотой расположения, меньшей плотностью и светлым тоном. Осадки из As не всегда достигают поверхности земли, особенно летом. Плотный облачный покров с основанием на уровне примерно 2 км при отсутствии осадков может отмечаться как As op., но при их наличии он должен уже отмечаться как Ns. Тем не менее наличие осадков само по себе не должно быть единственным обуславливающим признаком: если облака светлые, тонкие, лежат на большей высоте, чем Ns, и дают осадки (что часто наблюдается зимой), то они обозначаются как As.

As образуются вследствие охлаждения воздуха при медленном, скользящем восхождении теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности. В форме As различают два вида облаков: туманообразные и волнистообразные.

### 1.1.3 Облака нижнего яруса

Слоисто-кучевые облака (Stratocumulus – Sc). Высота нижней границы в пределах 0,5–1,5 км, толщина слоя – от 0,2 до 0,8 км. Sc состоят преимущественно из мелких капель воды (радиусом 5–7 мкм), зимой переохлажденных. В отдельных случаях среди капель отмечают наличие некоторого количества ледяных пластинок и снежинок.

Слоисто-кучевые облака могут наблюдаться вместе с высококучевыми облаками. Отдельные разновидности Sc *cuf.* формируются при распаде Cu или Cu *cong.* При усиливающейся конвекции Sc, особенно Sc *cast.*, могут развиваться в кучевые облака. При приближении фронта Sc могут смениться Ns, что сопровождается увеличением обложных осадков, и, наоборот, при появлении нисходящих движений фронтальные облака Ns могут перейти в Sc.

Отличительным признаком слоисто-кучевых облаков служит их внешний вид, четкая нижняя граница, отсутствие в большинстве осадков или довольно небольшие осадки с паузами. Sc порой бывает трудно отличить от Ac, As, Ns, St или Cu *med.* Слоисто-кучевые облака располагаются ниже (менее 2 км) и состоят из более крупных и более темных элементов, чем Ac. Условно принимается, что видимый размер элементов Sc превосходит десятикратный диаметр Солнца.

Sc *op.* отличаются от As *op.* прежде всего по высоте их расположения. Кроме того, у As меньше проявлено волнистое строение, а волны не имеют правильного чередования и представляют собой отдельные продолговатые по горизонтали уплотнения неправильной формы. Sc *op.* имеют вид правильных волн. As часто имеют волокнистое строение, которого не бывает у Sc. Покров As более светлый, чем Sc *op.*

Облака Sc *op.* обычно отличаются от облаков Ns волнистым строением и отсутствием или малой интенсивностью осадков. Полезно при различении Sc от As и Ns учесть характер погоды, так как As и Ns являются прежде всего

облаками фронтальных систем, тогда как Sc формируются в большинстве случаев внутри однородных воздушных масс.

Sc отличаются от облаков St большей высотой основания и более ярко выраженной волновой структурой.

От Cu med. (которые иногда располагаются грядами) облака Sc отличаются большей длиной гряд и отсутствием куполообразных вершин (кроме разновидности Sc cast., у которой выступающие купола и башни сравнительно невелики и быстро меняют очертания).

Основные процессы, приводящие к образованию слоисто-кучевых облаков, следующие:

- волновые движения в слоях инверсий, расположенных на высотах менее 2 км над подстилающей поверхностью;
- адвекция слоистообразных облаков из циклонов и ложбин и их трансформация;
- растекание Cu и Cu cong. в слое воздуха под инверсиями, располагающимися ниже 2 км;
- волновые движения, возникающие на подветренных склонах возвышенностей и гор.

В слоисто-кучевых облаках выделяют 2 вида: волнистообразные и кучевообразные.

### **Слоистые облака (Stratus – St).**

Наиболее низкие облака, высота их нижней границы обычно колеблется в пределах от 0,03 до 0,4 км, а толщина слоя – от 0,1 до 0,6 км.

Слоистые облака состоят из мельчайших капель воды радиусом 2–5 мкм, размер капель может колебаться от 1 до 20 мкм.

Облака St могут трансформироваться в облака Sc. В теплую половину года облака St fr. утром при отсутствии более высоких облаков могут превратиться в кучевые, если поверхность земли прогревается и развивается конвекция.



Иногда бывает трудно различить St и As, St и Sc, St и Ns. Об отличии облаков St от облаков As и Sc указано выше. Кроме того, следует отметить, что у облаков St, даже у St und., волнистое строение выражено очень слабо и с трудом различается, так как волны имеют большую длину, а облака расположены низко. По внешнему виду облака St похожи на Ns. Однако их можно различить по следующим признакам:

- St располагаются обычно ниже, чем Ns, они нередко сопровождаются морозящими осадками и ухудшением видимости;

- St имеют более светлый цвет, чем Ns, причем обычно заметно чередование темных и светлых участков облака, которые имеют большую или меньшую толщину; строение St более однородное, чем Ns;

- St никогда не дают обложных осадков.

При определении облаков St полезно также учитывать характер погоды, так как эти облака образуются главным образом внутри однородных воздушных масс, являются зачастую облаками местного происхождения. Облака St нередко имеют достаточно четкий суточный ход (максимальное количество облаков наблюдается ночью). В отличие от них, облака Ns и As наблюдаются обычно на атмосферных фронтах. Исключение составляет разновидность разорванно-слоистых облаков (St fr.) – разорванно-дождевые облака (Frnb), которые характерны для фронтальных систем облаков. В слоистых облаках выделяют 3 вида: туманообразные, волнистообразные и разорванно-слоистые.

### **Слоисто-дождевые облака (Nimbostratus – Ns).**

Высота нижней границы Ns отмечается в пределах от 0,5 до 1,9 км, она ниже всего вблизи линии фронта. Толщина слоя облаков обычно достигает 2–3 км, иногда 5 км и более. Однако нередко случаи, когда толщина слоя Ns не превышает 1–2 км и между ними и вышележащими As имеется безоблачная прослойка.

Слоисто-дождевые облака состоят из переохлажденных капель и ледяных кристаллов. В верхней части облака кристаллы 25 имеют

преимущественно форму столбиков, в нижней – форму пластинок. В нижней части облака преобладают мелкие капли воды с примесью снежинок или сравнительно крупных капель. Большинство капель воды имеют радиус 8–12 мкм.

Обычно Ns тесно связаны с As. В пункте наблюдений вначале прослеживаются As, которые затем постепенно уплотняются, снижаются и превращаются в Ns. Переход от As neb. op. к Ns происходит постепенно, поэтому резкой грани между ними нет. Хорошим признаком совершившегося перехода является выпадение устойчивых обложных осадков.

Ns могут образоваться из Sc op. В этом случае элементы Sc (отдельные хлопья, пластины или волны) постепенно сливаются между собой, облака снижаются и преобразуются в Ns. Переход считается завершившимся тогда, когда волнистая структура, присущая Sc, полностью исчезает и нижняя поверхность облаков вследствие выпадения осадков перестает быть четко различимой.

Иногда наблюдается связь Ns с Cb. При приближении холодного фронта первого рода вал предфронтальных облаков Cb непосредственно переходит в Ns, а ливневые осадки сменяются обложными. В некоторых случаях такая связь Cb и Ns наблюдается и на холодных фронтах второго рода. На теплом фронте, особенно летом, наблюдается переход Ns в Cb: отдельные участки облаков Ns, сильно развиваясь по вертикали, постепенно приобретают все признаки Cb; выпадающие из них осадки имеют характер ливневых.

Основным признаком, по которому безошибочно определяются Ns, служит выпадение обложных осадков. Этот признак помогает обнаружить Ns даже тогда, когда они снизу маскируются разорванно-дождевыми облаками Frnb. Однако иногда осадки из Ns не достигают поверхности земли вследствие испарения. В этих случаях облака Ns можно отличить от As neb. op. по следующим основным признакам:

– значительно более темному цвету;

- непрозрачности облаков (солнце и луна не просвечивают);
- размытости основания облаков.

Следует отличать слой Ns от Cb большого размера, которые, надвигаясь, могут на короткое время полностью закрыть небо над пунктом наблюдения. Такая ошибка особенно вероятна, если обзор с места наблюдений сильно ограничен. В этом случае отличительным признаком будет служить характер осадков. Помогает также наблюдение за предшествующим состоянием неба: Ns появляются на фоне сплошной облачности (после As neb. op. или Ac op.), а Cb надвигаются при наличии просветов голубого неба.

#### 1.1.4 Облака вертикального развития

К облакам вертикального развития относят две основные формы: кучевые и кучево-дождевые.

##### **Кучевые облака (Cumulus – Cu).**

Высота нижней границы кучевых облаков в значительной мере зависит от влажности воздуха (от дефицита насыщения). В умеренных широтах высота нижней границы кучевых облаков обычно составляет 0,6—1,2 км, вертикальная протяженность – от сотни метров до нескольких километров.

Кучевые облака состоят из капель воды, более крупных в верхней части облака (преобладающий радиус капель около 20 мкм) и более мелких у его основания (преобладают капли радиусом около 10 мкм). При отрицательных температурах капли находятся в переохлажденном состоянии.

Развиваясь, Cu могут трансформироваться в Cb. Иногда Cu и Cb наблюдаются одновременно.

Весной и летом облака Cu могут наблюдаться на фоне любых других облаков, если эти облака не препятствуют прогреванию 26 поверхности земли и развитию дневной термической конвекции. При теплой погоде утром кучевые облака могут образоваться из St fr.

Распадаясь, Cu могут перейти в Sc, Ac или, пройдя стадию Cu fr., рассеяться совсем.

Если кучевые облака находятся в стороне от наблюдателя, то он видит их от основания до ослепительно белых клубящихся вершин. В этом случае правильно определить форму облака не представляет никаких затруднений. Если же облака располагаются у зенита или ими покрыта большая часть неба, то наблюдается только их нижняя поверхность, которая всегда имеет некоторые неровности, а иногда и рваные края. В этом случае их легко спутать со слоисто-кучевыми или кучево-дождевыми облаками. Кучевые облака, в отличие от слоисто-кучевых, не образуют непрерывного слоя. Покров Cu всегда разделяется на отдельные облака, в промежутках между

которыми видны их бугристые, резко очерченные края, уходящие в высоту. Центральные части отдельных облаков могут быть темными (серыми или темно-серыми в зависимости от их мощности), а освещенные края – ярко-белыми, в виде светлой или блестящей каймы в зависимости от расположения облаков относительно солнца. В сплошных длинных валах вершины *Cu* сохраняют разную высоту. Иногда трудно отличить *Cu cong.* от *Cb*, имеющих не только внешнее сходство, но и сходство процесса образования. Условно принято считать облака кучево-дождевыми, когда их вершина приобретает отчетливое волокнистое строение («обледеневает»), а также когда начинается выпадение ливневых осадков или заметны полосы падения осадков (хотя бы и не достигающих до поверхности земли).

Основной процесс, приводящий к образованию кучевых облаков, – это мощные восходящие движения воздуха, обусловленные неравномерным нагревом подстилающей поверхности (термическая конвекция). Из многообразия кучевых облаков выделяют 3 вида: кучевые плоские, кучевые средние и мощные кучевые.

#### **Кучево-дождевые облака (*Cumulonimbus – Cb*).**

Высота нижней границы *Cb* обычно находится в пределах от 0,6 до 1,2 км. Верхняя граница кучево-дождевого облака достигает 4–5 км, в отдельных случаях – высоты тропопаузы (8–9 км). Микрофизическая структура представлена набором капель разного размера (радиусом от нескольких мкм до 1 см), а также ледяных кристаллов, снежных зерен и града (до нескольких см).

Кучево-дождевые облака образуются, как правило, в результате дальнейшего развития *Cu cong.* *Cb* могут наблюдаться одновременно с *Ac*, *As*, *Sc*, *Ns*, *Cu*, *Frnb*. При распаде *Cb* могут образоваться *Ci sp.*, *Ci ing.*, *Ac cuf.*, *Sc diur.*, *Sc vesp.*

Определить *Cb* обычно нетрудно. Их можно спутать только с *Ns* и *Cu cong.* Если *Cb* сильно распространились по горизонтали, их основания слились и с пункта наблюдений ни в один из просветов не видно резко

очерченных бугристых боковых сторон облаков, то их можно спутать с Ns. Основное различие заключается в том, что Сb имеют свинцово-темную окраску и дают ливневые осадки. При определении также нужно учитывать предшествующее состояние неба.

Облака Сb отличают от облаков Cu cong. по следующим признакам:

– темная окраска основания облака; если Сb находится близко к зениту, то его окраска становится свинцово-темной, освещенность при этом резко уменьшается;

– выпадение ливневых осадков; если осадки не достигают поверхности земли, то они (в удаленных облаках) заметны в виде полос падения (*virga*);

– волокнистое строение части облака или перистовидная форма его вершины.

Если хотя бы один из этих признаков имеется, облако следует считать кучево-дождевым. Основным процессом образования кучево-дождевых облаков является процесс охлаждения воздуха при восходящем движении в условиях сильно развитой динамической или термической конвекции. Поэтому толщина их достигает 3–5 км.

В холодное время года, когда отрицательные температуры воздуха, при которых замерзают облачные капли и растут ледяные кристаллы, наблюдаются уже на сравнительно небольшой высоте, при наличии конвекции образуются плоские кучево-дождевые облака (Сb hum.), дающие, однако, достаточно интенсивные осадки. Особенно типичны Сb hum. для районов Крайнего Севера и приморских районов. В кучево-дождевых облаках выделяют 2 вида: кучево-дождевые лысые и кучево-дождевые волосатые.

## 1.2 Генетическая классификация

По условиям возникновения, в соответствии с классификацией Бергерона[3], облака можно разделить на основные генетические типы:

- облака скольжения, фронтальные (слоистообразные);
- облака конвекции, неустойчиво стратифицированной воздушной массы (кучевообразные);
- облака устойчивой воздушной массы (волнистообразные);

По морфологическим характеристикам фронтальные облака преимущественно слоистообразные, облака конвекции - кучево-образные; в устойчивых воздушных массах - волнистые. К слоистообразным облакам относятся перисто-слоистые (Cs), высокосоистые (As) и слоисто-дождевые (Ns). К кучевообразным относятся кучевые (Cu) и кучево-дождевые (Cb), некоторые виды высококучевых (Ac) и слоисто-кучевых (Sc). К волнистым облакам относят перисто-кучевые (Cc), слоисто-кучевые (Sc) и слоистые облака (St und).

Основными факторами, обеспечивающими образование облаков, является охлаждение влажного воздуха вследствие подъема и расширения, а так же вследствие турбулентного обмена (смешения) и радиационного выхолаживания.

### 1.2.1 Слоистообразные облака

С фронтами связаны облака упорядоченного крупномасштабного восходящего движения. Они представляют собой огромные облачные системы вытянутые в длину вдоль фронта на расстояние порядка 1000 км и в ширину сотни километров. Эти облака имеют вид мощных облачных слоев поэтому их называют слоистообразными.

Фронт отделяет пологий клин холодного воздуха от лежащего рядом с ним более теплого воздуха, при этом развивается восходящее движение теплого воздуха по холодному клину. Так как поверхность фронта очень пологая (его тангенс угла наклона всего 0, 01 и меньше), то движение теплого воздуха представляет собой горизонтальный перенос. Горизонтальному переносу присоединяется небольшая вертикальная составляющая порядка сантиметров, что очень важно. Медленный подъем теплого воздуха по холодному клину и над ним приводит к адиабатическому охлаждению мощных его слоев воздушной массы и конденсации в них водяного пара. В результате возникает облачная система расположенная в теплом воздухе над холодным клином[4].

В зависимости от рода фронта будут возникать различные облачные системы. Особенно хорошо выражена она на теплом фронте. Самая мощная часть системы находится вблизи фронта и состоит из слоисто-дождевых облаков, толщина которых составляет несколько километров. Дальше облака переходят в высоко-слоистые, а после - в перисто-слоистые [4].

На холодном фронте подъем теплого воздуха происходит более резко, при этом образуется похожая система, только более узкая и у фронта более мощная, имеющая характер кучево-дождевых облаков с ливневыми осадками.



Движения воздушных масс на фронте окклюзии более сложное, но и там возникает аналогичная система облаков.

На фронтальные облака сильно влияет орография. Приближение фронта к горному хребту вызывает усиление облачности. При подъеме воздушной массы по горному склону могут развиваться орографические облака, в большей своей части кучевообразные.

Суточный ход крайне слабо влияет на фронтальную облачность, но все же днем она немного усиливается.

### 1.2.2. Кучевообразные облака

Вначале рассмотрим общий характер появления кучевообразной облачности. В неустойчивых воздушных массах (чаще всего в холодных) облакообразование связано с сильной развитой конвекцией при неустойчивой стратификации. Благодаря адиабатическому охлаждению воздуха в восходящих токах возникают облака конвекции. Схема данного процесса представлена на рисунке 1.1.

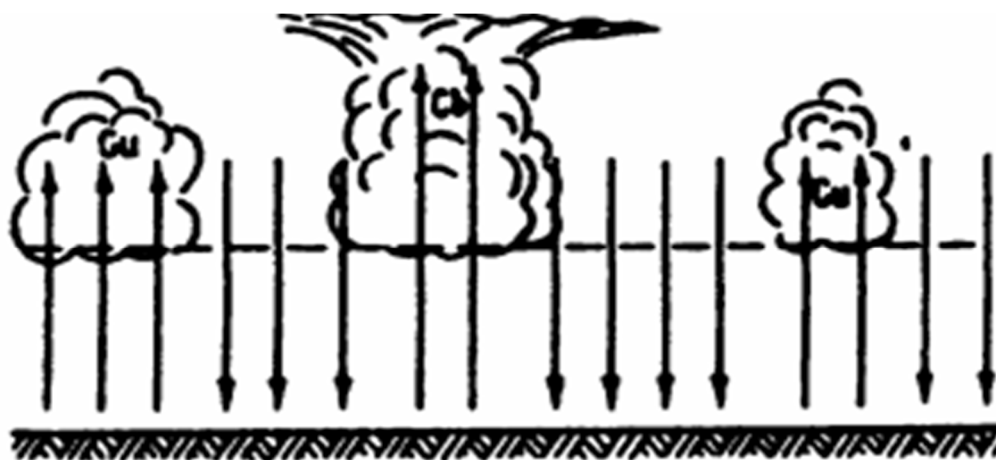


Рис.1.1. Схема возникновения облаков конвекции

Скорость при облакообразовании в среднем равно 3-6 м/с, но в некоторых случаях может быть больше 10 м/с и достигать до 20 м/с. Вокруг облака наблюдаются слабые нисходящие потоки.

По международной классификации это кучевые облака, которые в дальнейшем развитии могут стать кучево-дождевыми. Превращение кучевых в кучево-дождевые обуславливается в оледенении вершин облаков. Внешне это можно обнаружить появлением наковальни и волокнистой структуры. Именно процесс появления ледяных кристаллов приводит к выпадению ливневых осадков из кучево-дождевых облаков, что отличает их от кучевых.

Кучево-дождевые облака в умеренных широтах могут достигать высоты 12 км и проникать в стратосферу, а в тропиках могут развиваться и

выше 14 км. Развитие идет до задерживающего слоя инверсии. Если этот слой лежит низко, то он может даже помешать развитию кучевого облака.

Для сильного развития облаков важно, чтобы воздушная масса до достаточной высоты обладала неустойчивой стратификацией, то есть вертикальные градиенты температуры в ней до уровня конденсации быть больше сухоадиабатического или близки к нему, а над – больше влажноадиабатического. Температура на уровне оледенения ниже  $-8^{\circ}\text{C}$ . До этого уровня облако сохраняет капельную структуру и остается кучевым.

Кучевообразные облака образуются в холодных воздушных массах, которые двигаются над теплой поверхностью, как моря, так и суши. Над сушей летом они могут возникать и в местных воздушных массах над сильно прогретой землей. В этом случае этот процесс имеет ярко выраженный суточный ход: облака максимально развиваются в полуденные часы и исчезают к утру. Менее резкий суточный ход имеют облака холодных воздушных масс [4].

Зимой над сушей, покрытой снегом, облака конвекции не развиваются. Их развитие в холодных воздушных массах начинается весной, после схождения снега. Иная картина наблюдается над морем, там облака образуются часто и в любое время года.

### 1.2.3. Волнистообразные облака

В устойчивых воздушных массах (теплых) основной процесс облакообразования - турбулентный перенос водяного пара от земной поверхности вверх и его адиабатическое охлаждение. Под слоем инверсии происходит накопление водяного пара и его радиационное выхолаживание. По международной классификации это слоистые облака.

Другой процесс связан с переносом облачности нижнего яруса из зоны низкого давления в зону повышенного, где они оказываются под инверсионным слоем, который образуется из-за оседания воздуха, характерного для восточной части антициклона. В международной классификации эти облака относят к слоисто-кучевым.

В каждом случае эти облака сильно горизонтально растянуты и имеют волновую структуру, поэтому их и называют волнистообразными. Данная структура обуславливается тем, что в облакообразовании участвует и волновой процесс: в слое инверсии появляются волны длиной 50-2000 м, которые возникают из-за разрыва скорости ветра и плотности (температуры) воздуха. В гребнях волн воздух поднимается вверх и адиабатически охлаждается, что приводит к конденсации и образованию облачного вала. В долинах преобладают нисходящие потоки. Схема данного процесса представлена на рисунке

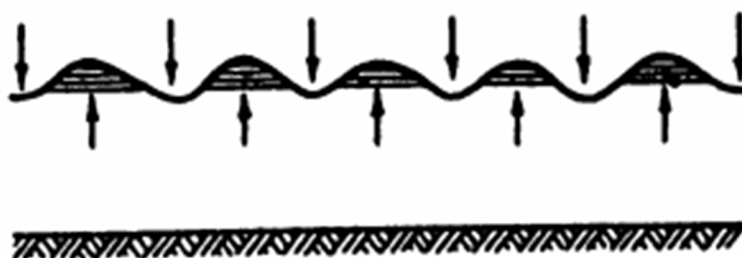


Рис.1.2. Схема возникновения волнистообразных облаков

В результате облачный слой может раздробиться на отдельные валы, которые характерны для слоисто-кучевых облаков. При существовании

инверсии в средней тропосфере, аналогичный процесс может привести к образованию высококучевых облаков. В слоистых облаках волновая структура менее очевидна при наблюдении с земли, так как длины волн большие, а нижняя граница облачности находится близко к земле. При наблюдении с самолета и спутника структура более различима.

Кроме свободных волн в атмосфере могут возникать и вынужденные стоячие волны над горами. В гребне такой волны возникает на первый взгляд неподвижное облако, но на самом деле возникающее вновь и вновь в приносимом воздухе. Такой вид облаков называют облаками препятствий, они имеют чечевицеобразную форму.

В суточном ходе волнистообразные облака имеют максимум повторяемости ночью. Слоистые облака чаще всего встречаются ночью и в холодный сезон.

## **2. Теоретические основы анализа образования волнистообразной облачности**

В данной главе описаны физические основы атмосферных волн, на которых образуется волнистообразная облачность. Расчеты и анализ параметров будут представлены в следующей главе.

Если не подвергать анализу звуковые волны, возникновение которых определяется сжимаемостью воздуха, то короткие атмосферные волны можно подразделить на гравитационные и гравитационно-сдвиговые. Первые зарождаются под действием силы тяжести и развиваются за счет потенциальной энергии. Что касается гравитационно-сдвиговых волн (так называемых волн Гельмгольца), то они образуются, когда у поверхности раздела вместе с резким изменением плотности воздуха наблюдается тангенциальный разрыв скорости ветра. Так же волны могут возникать и только при разрыве скорости ветра (так называемые сдвиговые волны). Но они неустойчивы, то есть не могут наблюдаться в стационарном состоянии.

Самым распространенным типом гравитационных волн являются волны, которые образуются при обтекании гор, — горные волны или волны препятствий. В свободной атмосфере разрыв плотности чаще всего наблюдается в зонах, где резко изменяется скорость ветра, что типично для атмосферных фронтов, слоя тропопаузы, надоблачных инверсий. Поэтому там возникают часто не гравитационные, а гравитационно-сдвиговые волны [5].

## 2.1. Гравитационно-сдвиговые волны

Рассмотрим связь основных характеристик волн: их длины ( $\lambda$ ), периода ( $T$ ), фазовой скорости ( $c$ ) и амплитуды ( $A$ ) - со скачками температуры или плотности атмосферы, а также со скачком скорости ветра около поверхности раздела. При этом мы ограничимся анализом внутренних волн, поскольку волны на свободной поверхности для атмосферы нетипичны.

При теоретических исследованиях гравитационно-сдвиговых волн предполагается, что волны развиваются в результате наложения на основной горизонтальный поток идеальной жидкости малых волновых возмущений. При рассмотрении коротких волн отклоняющая сила вращения Земли во время составления уравнений движения не учитывается. Кроме этого, процесс считается адиабатическим.

Если предположить, что основное движение стационарно и, кроме этого, его характеристики не зависят от горизонтальных координат, меняясь только с высотой  $z$ , то уравнения малых колебаний можно записать в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial u'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial u'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial u'}{\partial z} &= - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x}, \\ \frac{\partial v'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial v'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial v'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial v'}{\partial z} &= - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial y}, \\ \frac{\partial w'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial w'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial w'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial w'}{\partial z} &= - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{g}{\bar{\rho}} \rho', \\ \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \rho'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \rho'}{\partial y} + \bar{w} \frac{d\bar{\rho}}{dz} + \bar{\rho} \left( \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} \right) &= 0, \\ \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \rho'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \rho'}{\partial y} + \bar{w} \frac{d\bar{\rho}}{dz} - \kappa \frac{\bar{p}}{\bar{\rho}} \left( \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \rho'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \rho'}{\partial y} + \bar{w} \frac{d\bar{\rho}}{dz} \right) &= 0. \end{aligned} \quad (1)$$

Первые три уравнения системы (1) получены из уравнений движения, четвертое и пятое - из уравнений неразрывности и притока тепла соответственно. Здесь  $u, v, w$  - компоненты движения,  $t$  - время,  $\rho$  - плотность

воздуха,  $p$  - давление,  $\chi = \frac{c_p}{c_v}$  - отношение теплоемкостей,  $g$  — ускорение силы тяжести.

С черточками сверху даны характеристики основного движения, со штрихами - характеристики малых возмущений. Заметим, что система (1) состоит из линейных уравнений относительно неизвестных  $u'$ ,  $v'$ ,  $w'$ ,  $p'$  и т. д.

При решении системы (1) обычно используются следующие краевые условия. Предполагается, что компоненты скорости по нормали к поверхности раздела с обеих сторон от последней одинаковы, то есть здесь отсутствует перемешивание. И на поверхности раздела давление предполагается непрерывным. Кроме этих условий, все функции должны быть ограничены на бесконечности.

Лайхтман Д. Л. определил характеристики плоских волн для случая, когда по обе стороны от поверхности раздела основной поток направлен вдоль оси  $ox$ , а потенциальная температура  $\theta$  линейно изменяется с высотой. На поверхности раздела ( $z = 0$ ) терпят разрыв скорость ветра, температура и градиент потенциальной температуры.

Характеристики волн искались в форме:

$$\begin{aligned}
 u' &= u_1(z) \sin 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right), \\
 w' &= w_1(z) \cos 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right), \\
 p' &= p_1(z) \sin 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right), \\
 \rho' &= \rho_1(z) \sin 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right), \\
 f' &= A \sin 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right),
 \end{aligned}
 \tag{2}$$



где  $\tau$  - период;  $x$  — длина волны;  $A$  - амплитуда колебаний. Подставляя (2) в систему (1) и пренебрегая бесконечно малыми высшего порядка, можно получить обыкновенное дифференциальное уравнение для количества движения  $\dot{w} = \rho'w$ :

$$\frac{d^2 \tilde{w}}{dz^2} + \beta \frac{d\tilde{w}}{dz} + \tilde{w} \left[ -k^2 + \frac{g\beta}{(c - \bar{u})^2} \right] = 0, \quad (3)$$

где  $\beta = \frac{d \ln \theta}{dz}$ ,  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$  - волновое число;  $c = \frac{\lambda}{t}$  - фазовая скорость.

Используя краевые условия, из (3) можно найти, что

$$\begin{aligned} \tilde{w}_n(z) &= A \exp \left\{ \left[ -\frac{\beta_n}{2} + \sqrt{\frac{\beta_n^2}{4} + k^2 - \frac{g\beta_n}{(c - u_n)^2}} \right] z \right\} k \bar{\rho}_n(0) (c - u_n), \\ \tilde{w}_v(z) &= A \exp \left\{ \left[ -\frac{\beta_v}{2} - \sqrt{\frac{\beta_v^2}{4} + k^2 - \frac{g\beta_v}{(c - u_v)^2}} \right] z \right\} k \bar{\rho}_v(0) (c - u_v). \end{aligned} \quad (4)$$

Индексы «н» и «в» относятся к слоям, расположенным ниже и выше поверхности раздела. Связь между  $c$  и  $k$  определяется дисперсионным уравнением

$$\begin{aligned} &\bar{\rho}_n(0) (c - u_n)^2 \left[ \frac{\beta_n}{2} + \sqrt{\frac{\beta_n^2}{4} + k^2 - \frac{g\beta_n}{(c - u_n)^2}} \right] - \\ &- \bar{\rho}_v(0) (c - u_v)^2 \left[ \frac{\beta_v}{2} - \sqrt{\frac{\beta_v^2}{4} + k^2 - \frac{g\beta_v}{(c - u_v)^2}} \right] = g [\bar{\rho}_n(0) - \bar{\rho}_v(0)]. \end{aligned} \quad (5)$$

Из уравнений (4) и (5) видно, что вертикальные скорости у поверхности раздела, фазовая скорость распространения волн и длина волны при прочих равных условиях зависят от скоростей потока и плотности воздуха по обе стороны от поверхности раздела и от устойчивости стратификации атмосферы.

В частном случае, когда по обе стороны от поверхности раздела атмосфера стратифицирована безразлично ( $\beta_H = \beta_B = 0$ ), из (5) следует, что

$$\begin{aligned}\hat{w}_H(z) &= Ak\bar{\rho}_H(0)(c - u_H)e^{kz}, \\ \hat{w}_B(z) &= Ak\bar{\rho}_B(0)(c - u_B)e^{-kz},\end{aligned}\tag{6}$$

а

$$\begin{aligned}c &= \frac{\bar{\rho}_H(0)u_H + \bar{\rho}_B(0)u_B}{\bar{\rho}_H(0) + \bar{\rho}_B(0)} \pm \\ &\pm \sqrt{\frac{g}{k} \frac{\bar{\rho}_H(0) - \bar{\rho}_B(0)}{\bar{\rho}_H(0) + \bar{\rho}_B(0)} - \frac{\bar{\rho}_H(0)\bar{\rho}_B(0)(u_H - u_B)^2}{[\bar{\rho}_H(0) + \bar{\rho}_B(0)]^2}}\end{aligned}\tag{7}$$

Согласно формуле (6), вертикальные скорости, связанные с волнами, экспоненциально убывают по мере удаления от поверхности раздела.

В формуле (7), определяющей величину фазовой скорости, первое слагаемое равно средней взвешенной скорости потока в целом, а второе описывает, как влияют на значение  $c$  величины разрывов плотности воздуха и скорости ветра при переходе через поверхность раздела. Видно, что фазовая скорость увеличивается с уменьшением  $k$ , т. е. с ростом  $\lambda$ . Можно показать, что при значениях  $\lambda$ , которые не превышают нескольких километров, фазовая скорость не превышает нескольких метров в секунду.

Видно, что при некотором соотношении  $k$  и скачков плотности и скорости у поверхности раздела подкоренное выражение становится отрицательным, а значит,  $c$  - комплексной величиной. В этом случае движение становится неустойчивым и волны должны разрушаться.

Если  $c = 0$ , т. е. рассматриваются стоячие волны, то, как видно из формул (2), вблизи поверхности раздела наблюдается чередование зон восходящих и нисходящих потоков, причем расположение этих зон не меняется со временем. Если  $\beta_H = \beta_B = \beta$ , то длина таких волн

$$\lambda_{\text{стац}} = \frac{2\pi}{g} (\Delta u)^2 \frac{T_0}{\sqrt{4(\Delta T)^2 + \frac{(\Delta u)^2 \beta T_0^2}{g^2} \left[ 4g - \frac{1}{4} \beta (\Delta u)^2 \right]}}. \quad (8)$$

где

$$\beta = \frac{d \ln \theta}{dz} = \frac{2\gamma_a - \gamma}{T_b + T_n}.$$

Из формулы (8) видно, что длина волны растет с увеличением скачка ветра и с уменьшением скачка температуры. Кроме того, поскольку  $\beta(\Delta u)^2 \ll g$  ( $\beta \approx 1,3 - 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ ,  $\Delta u \sim 1 \text{ м/с}$ ), увеличение термической устойчивости приводит к уменьшению  $\lambda_{\text{стац}}$ . В реальных условиях  $\lambda_{\text{стац}}$  может меняться от сотен метров до нескольких километров [6].

## 2.2. Критерии устойчивости внутренних гравитационно-сдвиговых волн

Как видно из формул (7) и (8), при определенных значениях  $\Delta T$ ,  $\Delta U$  и  $\beta$  подкоренное выражение становится отрицательным, т. е.  $s$  - комплексной величиной. Тогда размер возмущений безгранично возрастает во времени, т. е. устойчивое движение исчезает. В частном случае, когда  $\beta_n = \beta_v = \beta \neq 0$ , неустойчивы все волны, длина которых  $\lambda < \lambda_{кр}$ , где

$$\lambda_{кр} = \frac{2\pi(\Delta U)^2 \bar{T}}{g \Delta T + \sqrt{(g \Delta T)^2 + \frac{g \bar{\beta} \bar{T}^2 (\Delta U)^2}{8}}}. \quad (9)$$

Гандин предложил для оценки устойчивости волн безразмерный параметр  $\Gamma$ , определяемый формулой

$$\Gamma = \frac{\bar{T}^2}{g} \bar{\beta} \left( \frac{\Delta U}{\Delta T} \right)^2. \quad (10)$$

Этот параметр описывает влияние статической устойчивости атмосферы на динамическую устойчивость потоков у поверхности раздела. Критическая длина волны  $\lambda_{кр}$  выражается через  $\Gamma$  следующим образом:

$$\lambda_{кр} = \frac{\lambda_0}{\sqrt{\Gamma + 1}}, \quad (11)$$

где

$$\lambda_0 = \frac{\pi \bar{T}}{g} \frac{(\Delta U)^2}{\Delta T}. \quad (12)$$

### 2.3 Горные волны

Есть два варианта протекания воздуха мимо горного хребта. Либо объем воздуха идет вокруг горы, либо он вынужден подниматься над горой: который из этих случаев будет иметь место – зависит от нескольких параметров: статическая устойчивость ( $N$ ), высота горы или горного хребта ( $h$ ) и составляющая ветра, перпендикулярная горе ( $U$ ). Отношение  $Nh/U$ , объединяющее эти параметры, дает представление о том, есть поток через гору или нет: Если  $U$  мала, то гору трудно преодолеть; кроме того, если  $N$  увеличивается (т.е. атмосфера становится более устойчивой) гору будет еще труднее преодолеть. Но даже в случае, когда воздух частично обтекает гору вокруг, линии тока, приближающиеся к возвышению, будут пересекать горы. Когда ветер имеет перпендикулярную горной цепи составляющую, накопление воздуха из-за уменьшения скорости ветра препятствием на наветренной стороны создает высокое давление. Часть воздуха отклоняется вверх, порождая горные волны. Согласно теории внутренних гравитационных волн, объем воздуха в устойчиво стратифицированной атмосфере будет колебаться до тех пор, пока волны не затухнут за счет трения. Волны могут возникать только в устойчивой атмосфере. Перенесенный из своего начального положения объем воздуха не может колебаться, если нет возвращающей силы. Подветренная облачность будет формироваться там, где существует достаточный запас влажности вблизи гребней волн и где есть восходящее движение. В регионах с нисходящим движением облака будут испаряться. В результате наблюдаются параллельные линии облаков, перпендикулярные горам.

Одним из параметров для описания состояния атмосферы в этой ситуации является частота Брунт–Вайсала  $N^2$ , которая определяется следующим уравнением:

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{g}{T} \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right) \quad (13)$$

$N^2 > 0$  Устойчивая атмосфера

$N^2 = 0.02 - 0.03$  инверсии

$N^2 = 0$  Нейтральная атмосфера

Другим важным параметром является параметр Scorer (обозначается  $I$ ), который сочетает в себе устойчивость и характеристики поля ветра; он аппроксимируется следующим уравнением:

$$I(z) = \frac{N(z)}{U(z)}, \quad (14)$$

где  $U(z)$  Профиль скорости ветра на наветренной стороне гор,  $N(z)$  частота Брунт–Вайсала

Типичный профиль параметра Scorer показывает высокий градиент на нижних уровнях в связи с увеличением скорости ветра. Более высокие уровни часто показывают значения около 0,0005/м, редко превышая 0,001/м. Чем меньше параметр Scorer, тем легче образуются горные волны. Этот параметр и размеры горы ( $L$ ) определяют, могут ли образоваться горные волны. Чем шире гора, тем легче образуются горные волны. Их соотношение может быть выражено (при условии, что  $N$  и  $U$  не изменяются с высотой) с помощью:

$L < 2\pi \frac{U}{N}$  - горные волны не образуются, но образуются возмущения, которые уменьшаются с высотой

$L > 2\pi \frac{U}{N}$  - горные волны образуются.

Размерность критической ширины ( $L$ ) составляет несколько километров, увеличиваясь вместе со скоростью ветра, но уменьшаясь с увеличением устойчивости. Если гора не достаточно широка, горные волны не будут развиваться.

Горные волны являются видом вертикального распространения энергии. На высоких уровнях плотность воздуха меньше, что означает, что амплитуда должна увеличиться. Поэтому длина волны увеличивается с высотой, что ясно отражено в более обширной области высокой подветренной облачности [7].

Отдельный тип горных волн называется "Застрявшие горные волны". Это явление характеризуется волнами, появляющимися только на нижних уровнях. Они возникают, когда вертикальное распределение параметра Scorer может быть аппроксимировано двумя уровнями: верхним уровнем с достаточно низким значением  $I(z)$ , (в связи с увеличением скорости ветра и уменьшением частоты Брант - Вайсала) и нижним уровнем с большим в разы значением  $I(z)$ . В некоторых случаях (в зависимости от горного хребта) верхние слои атмосферы не могут образовывать волны, а нижние - могут. Таким образом, волны захвачены на нижнем уровне.

Теория застрявших горных волн может объяснять якобы низкие облачные вершины. Иногда на подветренной стороне гор можно найти инверсии или, по крайней мере, сильную устойчивость вблизи поверхности и довольно сильные ветры над ней. Волны встречаются в этих слоях. В этих ситуациях перемещения велики, что может привести к разрыву волн и случаю стационарно-сдвиговых волн.

## 2.4. Ячейковая циркуляция и облачные гряды

Большую роль в формировании облаков упорядоченного строения играет также ячейковая циркуляция.

Облака, из которых состоит данная мезомасштабная система, имеют форму не совсем правильных ячеек – шестиугольников. Также наблюдаются гряды облачности и некоторые переходные формы. Анализ опытных данных позволил установить, что мезомасштабные облачные системы образуются под влиянием конвективных движений, развивающихся в слоях с неустойчивой стратификацией или над неоднородной подстилающей поверхностью. При сильно развитой конвекции системы состоят из кучево-дождевых облаков, формирующих отдельные массивы, крупные гряды или спирали. [5]

На снимках из космоса открытые и закрытые ячейки выглядят как сотообразные облачные структуры. В случае открытых ячеек центр сотовой структуры свободен, а края заполнены облачностью. В случае закрытых ячеек наоборот центры покрыты облачностью, а края - безоблачны. Облака закрытых ячеек в целом менее протяжены в глубину, чем облачность в открытых ячейках.

Ячейки (в большей степени открытые) часто встречаются во вторжениях холодного воздуха в тыловой части холодного фронта, где наблюдается адвекция холода. Закрытые ячейки также могут наблюдаться в районах без значительной температурной адвекции, преимущественно в антициклоническом потоке с нисходящими потоками в нижней тропосфере.

Правильные конвективные ячейки образуются при слабом ветре (теоретически при штиле). Наблюдения показывают, что скорость ветра вблизи земной поверхности при образовании ячеек не превышает 5—7 м/с.

Циркуляции в открытых ячейках состоит из восходящих потоков на границах и нисходящих - в центрах. Восходящие движения ведут к образованию конвективных облаков на границах ячеек. Мощность этих облаков сравнительно небольшая, облачные вершины располагаются на



высоте 2-3 км, но они способны производить осадки. Открытые ячейки формируются при адвекции холодного воздуха и образуются вследствие нагревания снизу (от сравнительно теплой морской воды). Это значит, что процесс перемещения тот же самый, что и в классической конвекции Бенарда, хотя присутствуют и дополнительные факторы. Эти факторы отвечают за различные типы циркуляции в открытых ячейках. Крупномасштабные вертикальные движения, в целом, нисходящие. Схема циркуляции в открытых ячейках представлена ниже.

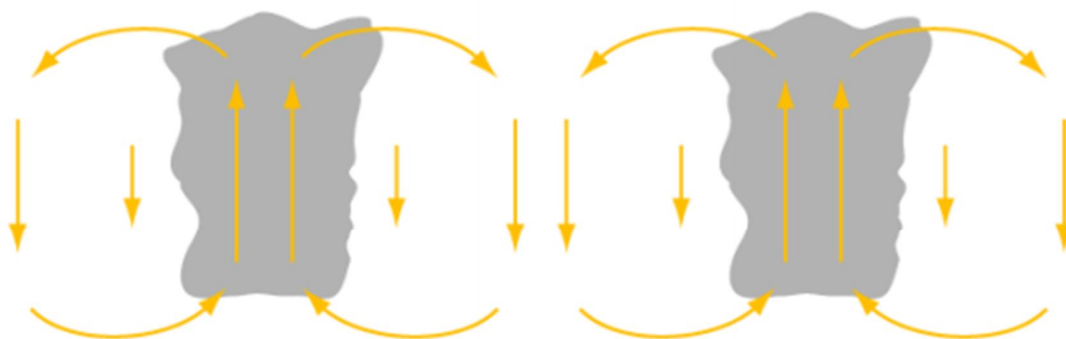


Рис.3. Схема вертикальной циркуляции и облакообразования в конвективной открытой ячейке

Циркуляция в закрытых ячейках противоположна циркуляции в открытых: в закрытых ячейках воздух поднимается в центре и опускается на границах. Поэтому восходящие движения в закрытых ячейках менее интенсивны, чем в открытых. Из этого следует, что облачность в закрытых ячейках не имеет такого сильного вертикального развития. Облака тоньше, чем в открытых ячейках, и благодаря их небольшой мощности и относительно большой площади они выглядят больше как слоисто-кучевые облака, чем как облака, которые наблюдаются в открытой ячейке. Границы свободны от облаков. Считается, что радиационное охлаждение облачных

вершин является основным движущим механизмом в закрытой ячейке. Несмотря на то, что циркуляция ячеек такая же, как в классической ячейке Бенарда, движущие механизмы различны. Охлаждение облачных вершин ведет к неустойчивости и нисходящим движениям в облачном слое, в то время как перенос сухого воздуха с вершины инверсии и последующее охлаждение путем испарения также способствует формированию нисходящих движений. Схема вертикальной циркуляции и облачности в закрытой конвективной ячейке представлена на рисунке 4.

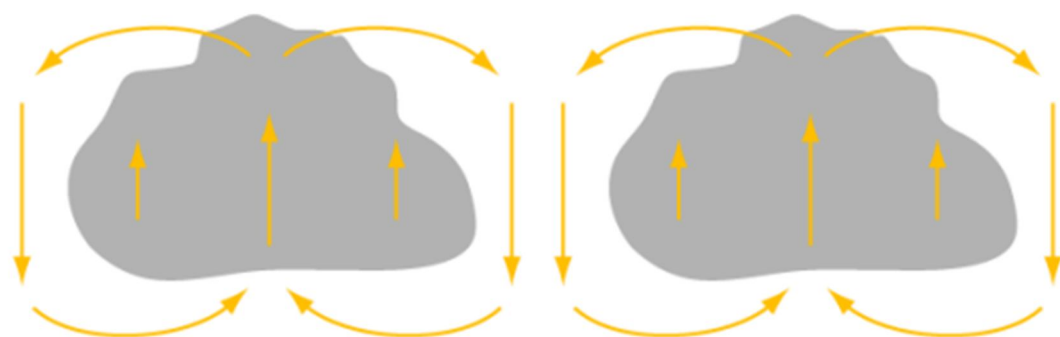


Рис.4. Схема вертикальной циркуляции и облачности в закрытой конвективной ячейке.

В случаях, когда в конвективном слое скорость ветра резко меняется с высотой, отдельные ячейки объединяются в облачную грядку. Длина волны (ширина облачной гряды плюс безоблачное пространство) находится в пределах 5 - 25 км над сушей (при среднем значении 9,1 км) и 6 - 50 км над океаном (при среднем значении 15,8 км). Толщина конвективного слоя, в верхней части которого образуются облачные гряды, в среднем равна 2,3 км и редко превышает 3,5 км; вертикальный градиент температуры в этом слое в среднем равен  $0,89^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  и убывает с высотой. Над конвективным слоем располагается задерживающий слой инверсии, средняя толщина которого равна 0,76 км, а  $\gamma = -0,36^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ).

Образование облачных гряд сопровождается повышенными скоростями ветра вблизи земной поверхности и в нижней тропосфере. Скорость ветра растет с высотой во всем конвективном слое, направление ветра изменяется мало (в среднем на  $6,9^\circ/\text{км}$ ). Облачные гряды ориентированы по направлению ветра: разность между направлением ветра на уровне облаков и направлением гряды в среднем не превышает  $2^\circ$ . [5]

### 3. Количественные оценки параметров волнистообразной облачности

В настоящей работе был произведен анализ параметров гравитационно-сдвиговых волн, на которых во многих случаях развивается волнистообразная облачность. Реализована задача по расчету таких параметров, как критерий степени устойчивости атмосферы, критическая длина волны, фазовая скорость критической длины волны и длина стационарной волны.

#### 3.1. Исходные данные

Было отобрано три случая с различными климатическими и сезонными условиями. Учитывая специфику образования волнистообразной облачности, зимние зондирования были взяты в дневное время, а летнее – в ночное.

Для развития волнистообразной облачности в стратификации атмосферы должен быть задерживающий слой инверсии с разрывом скорости ветра и температуры. Это являлось ключевым фактором отбора.

Для расчёта основных параметров волнистообразных облаков были взяты данные радиозондирования в пунктах 26063 Воейково за 13 января 2018 года, 27038 Вологда за 29 июля 2018 года и 34731 Ростов-на-Дону за 11 августа 2018 года..

Чтобы провести анализ волн в атмосфере, в начале, выделили слои инверсии. В Воейково повышение температуры наблюдалось в слоях с 1028 по 1977 м над землей, в Вологде с 1051 по 1564 м, а в Ростове-на-Дону с 1894 по 2424 м. Так как облака образуются под инверсионным слоем, расчет начинается в Воейково с 952 м, в Вологде с 970 м, в Ростове-на-Дону с 1627 м.

#### 26063 ULLI St.Petersburg (Voejkovo) Observations at 00Z 13 Jan 2018

---

PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT	THTA	THTE	THTV
hPa	m	C	C	%	g/kg	deg	knot	K	K	K

1034.0	78	-6.9	-7.8	93	2.06	220	6	263.7	269.3	264.1
1016.0	218	-7.3	-8.3	93	2.03	230	12	264.6	270.2	264.9
1000.0	345	-7.7	-8.7	93	1.99	255	12	265.4	270.9	265.8
987.0	447	-7.9	-8.9	93	1.99	275	12	266.3	271.8	266.6
961.0	655	-8.3	-9.2	93	1.99	285	23	267.9	273.5	268.2
945.0	786	-8.5	-9.4	93	1.99	289	23	269.0	274.5	269.3
925.0	952	-8.7	-12.3	75	1.62	295	23	270.4	275.0	270.7
916.0	1028	-9.3	-13.0	74	1.54	299	20	270.6	275.0	270.8
887.0	1277	-7.5	-14.2	59	1.44	310	10	274.9	279.2	275.2
875.0	1383	-6.7	-14.7	53	1.40	289	8	276.8	281.0	277.1
864.0	1482	-6.4	-15.3	49	1.35	270	6	278.1	282.1	278.3
850.0	1609	-6.1	-16.1	45	1.29	280	6	279.7	283.6	280.0
811.0	1977	-5.7	-20.7	30	0.91	326	6	283.9	286.8	284.1
795.0	2133	-6.5	-23.6	24	0.72	345	6	284.8	287.1	284.9
774.0	2342	-7.5	-27.5	18	0.52	20	6	285.8	287.5	285.9
750.0	2587	-8.4	-28.0	19	0.51	340	4	287.5	289.2	287.6
714.0	2968	-9.7	-28.7	20	0.50	340	5	290.1	291.7	290.2
700.0	3121	-10.7	-22.7	37	0.89	340	6	290.6	293.5	290.8
682.0	3320	-12.3	-22.3	43	0.94	340	6	291.0	294.0	291.2
635.0	3862	-12.9	-25.9	33	0.73	341	7	296.3	298.8	296.4
593.0	4377	-17.5	-28.5	38	0.62	343	8	296.8	298.9	296.9
524.0	5290	-22.3	-36.3	27	0.33	344	9	301.7	302.9	301.8
505.0	5558	-25.6	-39.6	26	0.24	345	10	300.9	301.8	301.0
501.0	5616	-26.3	-40.3	26	0.23	349	11	300.7	301.6	300.8
500.0	5630	-26.5	-40.5	25	0.22	350	12	300.7	301.5	300.7
491.0	5762	-26.8	-40.8	25	0.22	5	16	301.8	302.6	301.9
484.0	5866	-27.1	-41.1	25	0.22	2	14	302.7	303.5	302.8
481.0	5911	-28.9	-42.9	25	0.18	0	14	301.1	301.7	301.1
470.0	6076	-30.1	-44.1	24	0.16	355	12	301.5	302.1	301.5
440.0	6546	-33.7	-47.7	23	0.12	349	12	302.8	303.2	302.8
400.0	7210	-39.5	-50.5	30	0.09	340	14	303.6	303.9	303.6
315.0	8797	-51.7	-58.7	43	0.04	328	23	308.1	308.2	308.1
300.0	9110	-54.9	-61.9	42	0.03	325	25	307.9	308.0	307.9
286.0	9411	-57.8	-64.4	43	0.02	325	27	308.0	308.1	308.0
266.0	9868	-62.1	-68.1	44	0.02	330	26	308.1	308.2	308.1
254.0	10153	-63.5	-69.5	44	0.01	334	25	310.1	310.2	310.1
250.0	10250	-65.3	-71.3	43	0.01	335	25	308.9	308.9	308.9
243.0	10422	-67.3	-73.3	42	0.01	335	26	308.4	308.4	308.4
210.0	11292	-72.5	-78.5	40	0.00	335	27	313.4	313.4	313.4
200.0	11580	-70.5	-76.5	41	0.01	340	27	321.0	321.0	321.0
173.0	12449	-67.3	-73.3	42	0.01	346	26	339.8	339.9	339.8
155.0	13112	-67.5	-73.5	42	0.01	350	25	350.4	350.5	350.4

150.0	13310	-67.5	-73.5	42	0.01	345	27	353.6	353.7	353.6
114.0	14968	-66.3	-72.3	43	0.02	325	35	384.7	384.8	384.7
100.0	15760	-65.7	-71.7	43	0.02	320	33	400.5	400.7	400.5
70.0	17900	-71.5	-77.5	40	0.01	315	47	431.1	431.2	431.1
69.1	17976	-71.7	-77.7	40	0.01	315	47	432.3	432.4	432.3
50.0	19880	-73.1	-79.1	40	0.02	300	56	470.8	470.9	470.8
40.2	21156	-73.7	-79.7	40	0.02	295	64	499.7	499.9	499.7
40.0	21185	-73.7	-79.7	40	0.02	295	64	500.4	500.5	500.4
39.4	21273	-73.7	-79.7	40	0.02			502.5	502.6	502.5

## Station information and sounding indices

Station identifier: ULLI

Station number: 26063

Observation time: 180113/0000

Station latitude: 59.95

Station longitude: 30.70

Station elevation: 78.0

Showalter index: 14.57

Lifted index: 24.60

LIFT computed using virtual temperature: 24.63

SWEAT index: 23.31

K index: -7.70

Cross totals index: 10.40

Vertical totals index: 20.40

Totals totals index: 30.80

Convective Available Potential Energy: 0.00

CAPE using virtual temperature: 0.00

Convective Inhibition: 0.00

CINS using virtual temperature: 0.00

Bulk Richardson Number: 0.00

Bulk Richardson Number using CAPV: 0.00

Temp [K] of the Lifted Condensation Level: 264.41

Pres [hPa] of the Lifted Condensation Level: 987.06

Mean mixed layer potential temperature: 265.41

Mean mixed layer mixing ratio: 2.01

1000 hPa to 500 hPa thickness: 5285.00

Precipitable water [mm] for entire sounding: 5.92

## 27038 ULWW Vologda Observations at 00Z 29 Jul 2018

PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT	THTA	THTE	THTV
hPa	m	C	C	%	g/kg	deg	knot	K	K	K
1013.0	130	13.6	10.7	83	8.03	70	4	285.7	308.2	287.1
1002.0	223	12.6	9.2	80	7.33	95	8	285.6	306.2	286.8
1000.0	240	12.4	8.9	79	7.20	95	8	285.6	305.8	286.8
925.0	889	8.4	7.0	91	6.84	70	12	287.9	307.4	289.1
916.0	970	6.8	5.5	91	6.22	66	12	287.1	304.8	288.1
907.0	1051	7.2	-1.8	53	3.71	63	12	288.3	299.2	288.9
900.0	1116	8.2	-2.4	47	3.59	60	12	289.9	300.6	290.6
862.0	1476	13.6	-5.4	26	2.98	72	7	299.2	308.5	299.7
853.0	1564	13.3	-8.7	21	2.33	75	6	299.8	307.2	300.2
850.0	1594	13.2	-9.8	19	2.15	70	6	300.0	306.8	300.4
838.0	1713	12.6	-11.4	18	1.92	61	6	300.6	306.7	300.9
816.0	1935	13.0	-9.0	21	2.38	45	7	303.3	310.9	303.7
771.0	2405	10.9	-11.4	20	2.08	10	8	306.0	312.8	306.4
700.0	3206	7.4	-15.6	18	1.63	35	8	310.6	316.1	310.9
693.0	3288	6.2	-17.8	16	1.37	36	8	310.2	314.9	310.5
680.0	3443	6.2	-17.8	16	1.40	38	9	311.9	316.7	312.2
674.0	3516	5.0	-18.0	17	1.38	38	9	311.3	316.1	311.6
661.0	3675	5.0	-18.0	17	1.41	40	10	313.1	317.9	313.3
627.0	4099	1.6	-17.4	23	1.57	15	12	313.9	319.3	314.2
610.0	4319	-0.2	-17.1	27	1.65	30	10	314.3	320.0	314.6
580.0	4724	-3.5	-16.5	36	1.82	24	11	315.1	321.3	315.4
550.0	5142	-5.7	-18.7	35	1.60	17	12	317.3	322.8	317.6
505.0	5804	-11.5	-24.5	33	1.05	6	13	318.1	321.8	318.2
501.0	5865	-11.7	-24.7	33	1.04	5	14	318.6	322.3	318.8
500.0	5880	-11.7	-24.7	33	1.04	5	14	318.7	322.4	318.9
456.0	6578	-15.4	-30.2	27	0.68	20	19	322.5	325.1	322.6
451.0	6662	-15.9	-30.9	26	0.65	17	20	323.0	325.4	323.1
430.0	7015	-18.9	-33.9	25	0.51	5	21	323.6	325.5	323.7
400.0	7550	-23.5	-38.5	24	0.35	15	17	324.4	325.7	324.4
373.0	8056	-28.3	-41.3	28	0.28	20	18	324.5	325.6	324.6
344.0	8622	-32.8	-44.6	30	0.21	25	19	326.1	326.9	326.1
300.0	9580	-40.3	-50.3	33	0.13	10	17	328.4	329.0	328.5
279.0	10071	-44.3	-54.3	32	0.09	14	19	329.6	329.9	329.6
252.0	10747	-48.2	-58.2	30	0.06	20	21	333.5	333.8	333.5
250.0	10800	-48.5	-58.5	30	0.06	20	21	333.8	334.1	333.8
229.0	11373	-52.3	-61.3	33	0.04	10	19	336.5	336.7	336.5
200.0	12250	-52.3	-61.3	33	0.05	340	19	349.8	350.0	349.8
182.0	12862	-50.3	-60.3	30	0.06	355	10	362.6	362.9	362.6
160.0	13700	-51.1	-61.8	27	0.06	355	8	374.8	375.1	374.9
150.0	14120	-51.5	-62.5	26	0.06	330	8	381.1	381.4	381.1
146.0	14295	-51.6	-62.7	25	0.06	320	8	383.9	384.2	383.9
114.0	15893	-52.6	-64.9	21	0.05	300	16	410.2	410.5	410.2
101.0	16676	-53.1	-66.0	19	0.05	330	16	423.7	424.0	423.7
100.0	16740	-53.1	-66.1	19	0.05	330	16	424.9	425.2	424.9
92.0	17277	-53.5	-66.5	19	0.05	340	14	434.2	434.6	434.3
89.0	17491	-53.7	-66.7	19	0.05	340	14	438.0	438.4	438.1
81.2	18082	-52.5	-64.5	22	0.08	326	10	452.1	452.6	452.1
78.0	18342	-52.8	-65.4	20	0.07	320	8	456.7	457.1	456.7
70.0	19040	-53.7	-67.7	16	0.06	350	8	469.1	469.5	469.2

69.0	19132	-53.7	-67.7	16	0.06	355	8	471.1	471.5	471.1
67.2	19302	-53.7	-67.7	16	0.06	360	8	474.6	475.1	474.7
56.6	20412	-50.3	-64.3	18	0.12	29	7	506.2	507.1	506.3
50.0	21220	-50.5	-64.5	17	0.13	50	6	524.0	525.0	524.1
41.0	22515	-50.3	-64.3	18	0.16	30	8	555.0	556.3	555.1
40.1	22660	-50.3	-64.3	18	0.17	33	8	558.6	559.9	558.7
30.0	24560	-49.1	-64.1	16	0.23	75	14	610.2	612.1	610.3
26.4	25398	-49.1	-64.1	16	0.26	79	18	632.9	635.1	633.0
25.0	25759	-48.0	-63.2	16	0.31	80	19	646.0	648.6	646.1
20.0	27240	-43.5	-59.5	15	0.63	95	12	702.2	708.0	702.5
19.0	27585	-43.8	-59.8	15	0.64	95	12	711.9	717.9	712.1
18.4	27800	-43.9	-59.9	15	0.65	85	14	717.9	724.1	718.2
17.0	28336	-42.4	-58.4	16	0.85	60	19	739.3	747.6	739.7
16.0	28746	-41.2	-57.2	16	1.05	80	14	756.1	766.4	756.5
15.3	29049	-40.3	-56.3	16	1.23			768.7	780.9	769.2

## Station information and sounding indices

Station identifier: ULWW

Station number: 27038

Observation time: 180729/0000

Station latitude: 59.32

Station longitude: 39.93

Station elevation: 130.0

Showalter index: 12.70

Lifted index: 12.96

LIFT computed using virtual temperature: 12.97

SWEAT index: 25.25

K index: -7.90

Cross totals index: 1.90

Vertical totals index: 24.90

Totals totals index: 26.80

Convective Available Potential Energy: 0.00

CAPE using virtual temperature: 0.00

Convective Inhibition: -12.93

CINS using virtual temperature: -11.67

Equilibrium Level: 915.95

Equilibrium Level using virtual temperature: 913.85

Level of Free Convection: 916.04



LFCT using virtual temperature: 916.74

Bulk Richardson Number: 0.00

Bulk Richardson Number using CAPV: 0.00

Temp [K] of the Lifted Condensation Level: 281.14

Pres [hPa] of the Lifted Condensation Level: 940.75

Mean mixed layer potential temperature: 286.12

Mean mixed layer mixing ratio: 7.21

1000 hPa to 500 hPa thickness: 5640.00

Precipitable water [mm] for entire sounding: 16.63

### 34731 URRR Rostov-Na-Donu Observations at 00Z 11 Aug 2018

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1013.0	78	26.0	5.0	26	5.43	70	4	298.1	314.4	299.0
1000.0	193	23.4	0.4	22	3.96	80	10	296.6	308.6	297.3
975.0	411	21.3	0.3	25	4.02	95	19	296.6	308.8	297.3
925.0	863	17.0	0.0	32	4.15	70	17	296.7	309.3	297.4
856.0	1519	9.8	-2.2	43	3.82	79	19	295.8	307.4	296.5
850.0	1578	9.4	-2.6	43	3.73	80	19	296.0	307.3	296.6
845.0	1627	9.0	-3.0	43	3.64	81	20	296.1	307.1	296.7
818.0	1894	7.4	-8.6	31	2.45	84	21	297.1	304.8	297.6
767.0	2424	9.0	-24.0	8	0.72	91	24	304.4	306.9	304.5
751.0	2597	7.8	-28.2	6	0.50	94	25	304.9	306.7	305.0
741.0	2706	7.2	-28.6	6	0.49	95	25	305.4	307.2	305.5
700.0	3171	4.8	-30.2	6	0.45	85	25	307.8	309.4	307.9
621.0	4134	-2.3	-23.3	18	0.95	71	24	310.4	313.6	310.5
569.0	4814	-6.7	-26.1	20	0.80	60	23	313.0	315.8	313.1
500.0	5820	-13.3	-30.3	23	0.62	70	25	316.8	319.0	316.9
491.0	5958	-14.5	-30.5	24	0.62	71	25	316.9	319.2	317.1
452.0	6574	-19.0	-36.8	19	0.36	75	23	318.9	320.3	319.0
408.0	7336	-24.5	-44.5	14	0.18	79	36	321.2	321.9	321.3
400.0	7480	-25.9	-46.9	12	0.14	80	39	321.2	321.8	321.3
311.0	9237	-41.3	-57.3	16	0.05	89	41	323.7	323.9	323.7
303.0	9413	-42.5	-58.5	16	0.05	90	41	324.5	324.7	324.5
300.0	9480	-42.9	-58.9	16	0.05	90	39	324.8	325.0	324.8
267.0	10260	-45.7	-62.4	14	0.03	85	29	331.7	331.8	331.7
250.0	10700	-47.3	-64.3	12	0.03	70	23	335.6	335.7	335.6
242.0	10915	-48.5	-65.5	12	0.02	65	21	336.9	337.1	336.9
221.0	11513	-48.7	-66.2	11	0.02	40	8	345.5	345.6	345.5
200.0	12170	-48.9	-66.9	11	0.02	75	6	355.2	355.3	355.2
195.0	12336	-48.7	-67.2	10	0.02	70	4	358.1	358.2	358.1
190.0	12507	-48.5	-67.5	9	0.02	36	5	361.1	361.2	361.1
172.0	13156	-49.6	-69.4	8	0.02	265	10	369.7	369.8	369.7
150.0	14050	-51.1	-72.1	6	0.02	260	17	381.8	381.9	381.8
119.0	15537	-56.7	-78.7	5	0.01	250	14	397.6	397.7	397.6
100.0	16640	-56.7	-78.7	5	0.01	250	14	417.9	417.9	417.9
89.0	17375	-57.4	-79.4	5	0.01	245	12	430.6	430.7	430.6
78.0	18207	-58.2	-80.2	4	0.01	270	10	445.5	445.5	445.5
70.0	18890	-58.9	-80.9	4	0.01	230	8	458.0	458.1	458.0
68.2	19054	-59.9	-81.9	4	0.01	219	7	459.3	459.4	459.3

67.4	19128	-59.5	-81.5	4	0.01	214	7	461.7	461.8	461.7
60.0	19861	-58.7	-80.7	4	0.01	165	4	479.1	479.1	479.1
50.0	21010	-57.5	-79.5	4	0.01	110	6	507.5	507.6	507.6
46.0	21538	-56.2	-78.8	4	0.02	75	6	523.0	523.1	523.0
43.6	21877	-55.3	-78.3	4	0.02	77	7	533.2	533.3	533.2
40.4	22359	-57.7	-79.7	4	0.02	80	8	538.9	539.1	538.9
34.8	23306	-53.5	-76.5	4	0.03	85	10	573.4	573.6	573.4
30.0	24260	-52.5	-75.5	5	0.05	90	12	600.9	601.3	600.9
28.0	24704	-53.4	-76.4	4	0.04	95	14	610.5	610.8	610.5
26.0	25181	-54.3	-77.3	4	0.04	89	14	620.9	621.2	620.9
20.9	26600	-48.5	-72.5	5	0.10	73	14	678.4	679.4	678.4
20.0	26890	-48.5	-72.5	5	0.11	70	14	687.0	688.0	687.0
19.0	27228	-48.7	-72.7	4	0.11	65	16	696.4	697.5	696.5
17.0	27960	-49.2	-73.2	4	0.11	85	12	717.4	718.6	717.5
16.5	28157	-49.3	-73.3	4	0.11	81	12	723.2	724.4	723.2
15.0	28795	-47.7	-72.1	4	0.15	70	14	748.3	749.9	748.4
10.0	31510	-41.1	-67.1	4	0.46	90	21	865.0	870.5	865.2
9.3	32004	-40.7	-66.7	4	0.52			884.6	891.0	884.9

### Station information and sounding indices

Station identifier: URRR

Station number: 34731

Observation time: 180811/1200

Station latitude: 47.25

Station longitude: 39.81

Station elevation: 78.0

Showalter index: 10.77

Lifted index: 9.48

LIFT computed using virtual temperature: 9.39

SWEAT index: 64.10

K index: -14.90

Cross totals index: 10.70

Vertical totals index: 22.70

Totals totals index: 33.40

Convective Available Potential Energy: 0.00

CAPE using virtual temperature: 0.00

Convective Inhibition: 0.00

CINS using virtual temperature: 0.00

Bulk Richardson Number: 0.00

Bulk Richardson Number using CAPV: 0.00

Temp [K] of the Lifted Condensation Level: 269.60

Pres [hPa] of the Lifted Condensation Level: 714.75

Mean mixed layer potential temperature: 296.76

Mean mixed layer mixing ratio: 4.17

1000 hPa to 500 hPa thickness: 5627.00

Precipitable water [mm] for entire sounding: 11.05

### 3.2. Схема расчета

В работе представлен расчет таких параметров, как критерий степени устойчивости атмосферы –  $\beta$ , критическая длина волны –  $\lambda_{кр}$ , фазовая скорость критической длины волны –  $c$ , длина стационарной волны –  $\lambda_{стац}$ .

Критерий степени устойчивости атмосферы показывает, как отличается вертикальный градиент температуры  $\gamma$  от сухоадиабатического градиента  $\gamma_a$ .

Расчет производится по формуле  $\beta = \frac{2\gamma_a - \gamma}{T_1 + T_2}$

Критическая длина волны – это минимальная длина устойчивой волны, то есть ее амплитуда не изменяется во времени. Формула для расчета

$$\lambda_{кр} = \frac{2\pi (\Delta U)^2 \bar{T}}{g \Delta T + \sqrt{(g \Delta T)^2 + \frac{g \beta \bar{T}^2 (\Delta U)^2}{8}}}$$

Фазовая скорость критической длины волны – это скорость, с которой в атмосфере распространяются волны, с длиной равной критической. В []

предлагается ее считать приближенно по формуле  $c = \frac{t_2 u_1 + t_1 u_2}{t_1 t_2} \approx \frac{u_1 + u_2}{2}$ .

Длина стационарной волны – это длина стоячей волны (скорость распространения равна нулю), у которой вблизи поверхности раздела наблюдается чередование зон восходящих и нисходящих потоков, причем расположение этих зон не меняется со временем. Расчет произведен по формуле

$$\lambda_{стац} = \frac{2\pi}{g} (\Delta u)^2 \frac{T_0}{\sqrt{4(\Delta T)^2 + \frac{(\Delta u)^2 \beta T_0^2}{g^2} \left[ 4g - \frac{1}{4} \beta (\Delta u)^2 \right]}}$$

### 3.3. Анализ результатов

Результаты проведенных расчетов по данным метеозондирования на станциях Воейково, Вологда и Ростов-на-Дону представлены в таблице 1.

Таблица 1. Основные параметры атмосферных волн на станциях

Станция	$\Delta t$ , К	$\Delta u$ , м/с	$t_0$ , К	$t_{ср}$ , К	$\beta$ , м <sup>-1</sup>	$\lambda_{кр}$ , м	$c$ , м/с	$\lambda_{стац}$ , м
Воейково	1,2	-7	263,7	264,9	$4,5 \cdot 10^{-5}$	3198,6	8,5	330,5
Вологда	6,2	-3	280,2	283,2	$5,9 \cdot 10^{-5}$	216,7	4,5	85,7
Ростов-на-Дону	3	2	288	289,7	$6,7 \cdot 10^{-5}$	209,9	14	65,5

Согласно проведенному анализу, были выявлены некоторые зависимости. При уменьшении устойчивости атмосферы критическая длина волны  $\lambda_{кр}$  и длина стационарной волны  $\lambda_{стац}$  увеличивается. Этот процесс показан на рисунке 3.1.

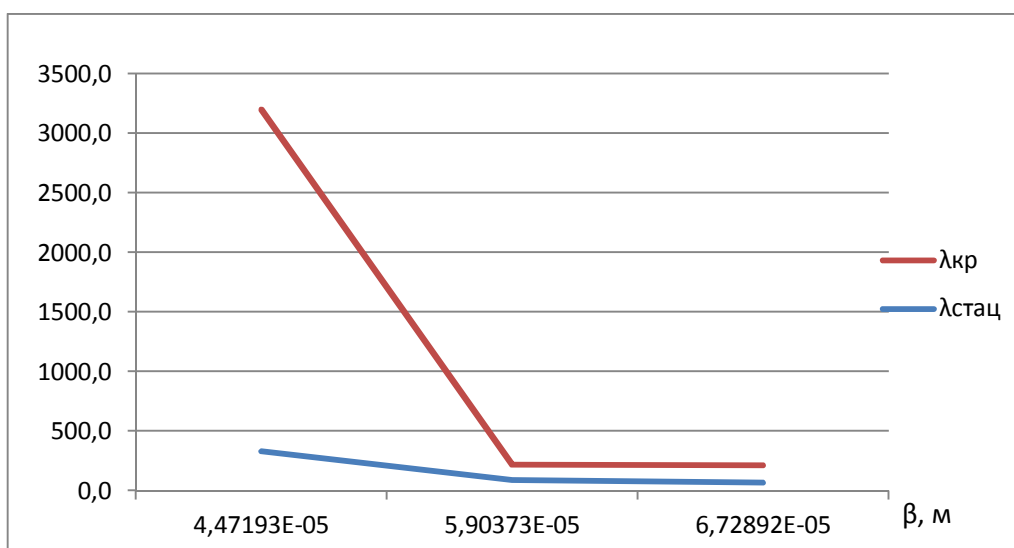


Рис. 3.1. Зависимость критической и стационарной длины волны от критерия степени устойчивости.

Скорость критической длины волны примерно равна средней скорости потока в слое, так как не учитывается направления ветра и перемещения волны.

Для анализа зависимости  $\lambda_{\text{крит}}$  от метеовеличин произвели расчет по формуле (9) для различных разностей скоростей ветра  $\Delta u$  и разностей температур  $\Delta t$ . В расчетах использовали значение температуры нижнего слоя  $t_1$ , равным 273 К.

Таблица 2. Значения критической длины волны при различных разностях скорости ветра и температуры

		$\Delta u$							
$\Delta t$	4	6	8	10	12	14	16	18	20
4	352	793	1410	2203	3172	4317	5639	7137	8811
6	236	531	943	1474	2122	2888	3773	4775	5895
8	177	399	710	1109	1597	2174	2840	3594	4437
10	142	321	570	890	1282	1745	2280	2885	3562

В соответствии с таблицей 2, предельная длина волны может изменяться от сотен метров до 5 - 8 км. В схожих пределах находятся и наблюдаемые в атмосфере расстояния между соседними валами облаков.

Также эту таблицу можно применять для анализа устойчивости волн. При постоянной разности скорости ветра  $\Delta u$  волна длиной  $\lambda$  будет устойчивой лишь в случае таких поверхностей раздела, на которых скачок температуры превышает указанный в таблице. Или же волна с длиной  $\lambda$  соответствующей  $\Delta t$  и  $\Delta u$  будет оставаться устойчивой до тех пор, пока разность скоростей ветра в воздушных потоках не превзойдет первоначальное значение ( $\Delta t = \text{const}$ ).

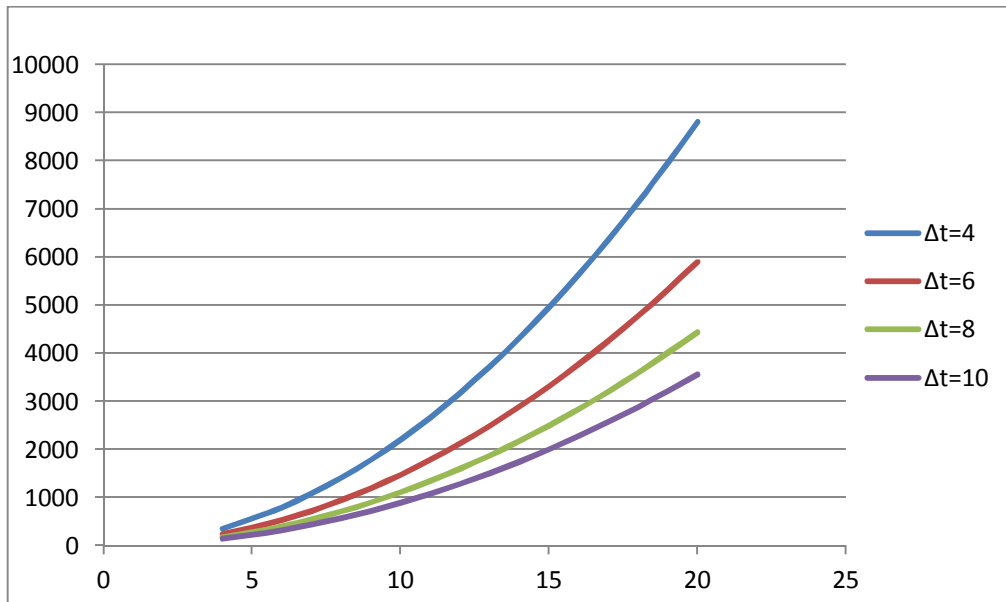


Рис. 3.2. Зависимость  $\lambda_{\text{крит}}$  от  $\Delta u$  при различных  $\Delta t$

Из графика (1) следует, что увеличение разности температур способствует устойчивости более коротких волн, а увеличение разности скоростей ветра приводит к увеличению критической длины волны.

Был рассмотрен характер изменения критерия степени неустойчивости в зависимости от градиента температуры. Результаты вычислений сведены в таблицу 3 и наглядно представлены на рисунке 3.3.

Таблица 3. Значения критерия степени неустойчивости от градиента температуры.

$T_1, \text{K}$	$T_2, \text{K}$	$\gamma^\circ/100\text{м}$	$\gamma_a^\circ/100\text{м}$	$\beta, \text{м}^{-1}$
282	273	-0,09	0,01	0,000198
280	273	-0,07	0,01	0,000163
278	273	-0,05	0,01	0,000127
276	273	-0,03	0,01	$9,108 \cdot 10^{-5}$
274	273	-0,01	0,01	$5,484 \cdot 10^{-5}$
273	273	0	0,01	$3,663 \cdot 10^{-5}$
272	273	0,01	0,01	$1,835 \cdot 10^{-5}$
270	273	0,03	0,01	$-1,842 \cdot 10^{-5}$

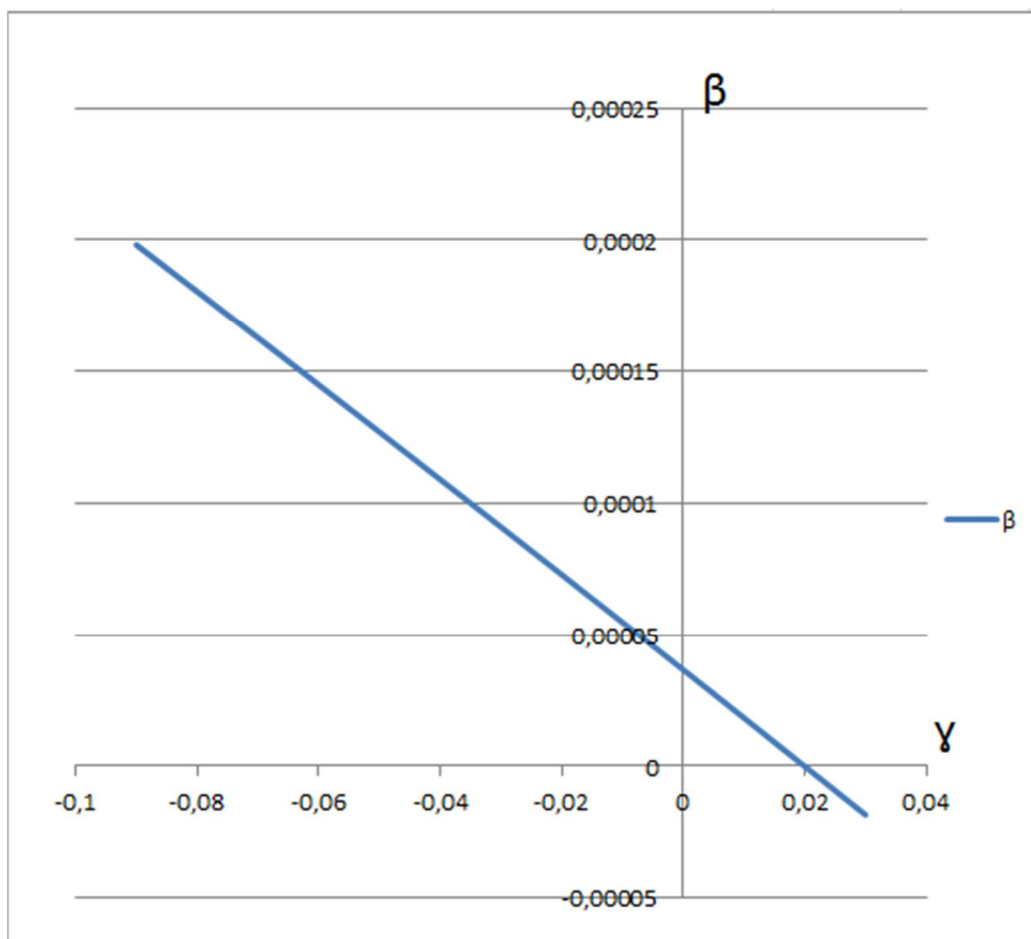


Рис. 3.3. Зависимость критерия степени устойчивости от вертикального градиента температуры

Как можно заметить,  $\beta$  изменяется линейно. При уменьшении градиента температуры  $\gamma$  критерий степени устойчивости увеличивается,  $\beta$  становится равным нулю при  $\gamma=0,02$  °/100м.



## Заключение

В настоящей работе были проанализированы условия формирования волнистообразных облаков на гравитационно-сдвиговых волнах. Данными для анализа послужили радиозонды станций Воейково, Вологды и Ростова-на-Дону. Полученные данные сведены в таблицы, на их основе построены графики зависимости основных параметров, таких как критерий степени устойчивости атмосферы, критическая длина волны, фазовая скорость критической длины волны, длина стационарной волны.

На основе полученных данных можно сделать выводы:

1. При уменьшении устойчивости атмосферы критическая длина волны  $\lambda_{кр}$  и длина стационарной волны  $\lambda_{стац}$  увеличивается.
2. Увеличение разности температур способствует устойчивости более коротких волн, а увеличение разности скоростей ветра приводит к увеличению критической длины волны.
3. При уменьшении градиента температуры  $\gamma$  критерий степени устойчивости линейно увеличивается,  $\beta$  становится равным нулю при  $\gamma=0,02$  °/100м.

Таблицу 3 можно применять на практике для анализа устойчивости волн. При постоянной разности скорости ветра  $\Delta u$  волна длиной  $\lambda$  будет устойчивой лишь в случае таких поверхностей раздела, на которых скачок температуры превышает указанный в таблице. Или же волна с длиной  $\lambda$  соответствующей  $\Delta t$  и  $\Delta u$  будет оставаться устойчивой до тех пор, пока разность скоростей ветра в воздушных потоках не превзойдет первоначальное значение ( $\Delta t = \text{const}$ ).

Полученные значения длин волн и размер облачных валов при наблюдении находятся в схожих пределах. Из этого следует, что созданную схему можно применять для дальнейшего анализа волнистообразной облачности.

## Список использованной литературы

- 1) Метеорологический словарь. Издание 3. .Мамонтова Л.И., Хромов С.П. Издание: Гидрометеиздат, Ленинград, 1974 г., 568 с.
- 2) Атлас облаков / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), Гл. геофиз. обсерватория им. А.И. Воейкова; Д. П. Беспалов и др. ; ред.: Л. К. Сурыгина. – Санкт-Петербург : Д’АРТ, 2011г. – 248 с.
- 3) Физическая метеорология / Учебник. Семениченко Б.А. – Аспект Пресс, Москва, 2002г., 227с.
- 4) Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник. 8-е издание.- Москва: Издательство Московского университета, 2012. - 584 с.
- 5) Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Издание второе, переработанное дополненное. Гидрометеиздат, Ленинград 1984г., - 751с.
- 6) Винниченко Н.К., Пинус Н.З., Шметер С.М., Шур Г.Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Издание второе, переработанное и дополненное Гидрометиздат - Ленинград-1976г.
- 7) Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы. Учебное пособие. Москва – 2006г.
- 8) <https://medium.com/@bazanov/>
- 9) <http://meteoweb.ru/phen045.php>
- 10) <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
- 11) <https://medium.com/@bazanov/>
- 12) <http://meteoweb.ru/phen045.php>