



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра Метеорологии, климатологии и охраны атмосферы  
**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(магистерская работа)

На тему: «Исследование условий образования перламутровых облаков в  
северном полушарии»

Исполнитель

Кузьмина Надежда Сергеевна

(фамилия, имя, отчество)

Руководитель

доцент, кандидат физико-математических наук

(ученая степень, ученое звание)

Кашлева Лариса Владимировна

(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой

g

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент

(ученая степень, ученое звание)

Сероухова Ольга Станиславовна

(фамилия, имя, отчество)

«  »    20   г.

Санкт-Петербург  
2022

## Оглавление

Введение.....	3
1. Природа перламутровой облачности .....	5
1.1 Физика образования.....	5
1.1.1 Горные волны .....	6
1.1.2 Условия образования гравитационных волн.....	9
1.1.3 Критерии устойчивости внутренних гравитационно-сдвиговых волн ..	13
1.2 Классификация .....	14
1.2.1 классификация по химическому составу.....	14
1.2.2 Классификация по внешнему признаку.....	15
1.3 Влияние стратосферной облачности на озоновый слой .....	16
1.4 Наблюдение и оптические свойства перламутровых облаков .....	18
2. Количественные оценки параметров перламутровых облаков .....	22
2.1. Анализ данных радиозондирования.....	22
2.2 Характерные особенности распределения метеовеличин. ....	26
2.3 Характеристики слоя образования перламутровой облачности .....	28
2.4 Расчет волновых параметров перламутровых облаков.....	34
2.4.1 Схема расчета волновых параметров перламутровой облачности .....	34
2.4.2 Выбор данных для расчета.....	36
2.4.3 Анализ результатов расчета .....	39
2.4.4 Сравнение волновых параметров стратосферной и тропосферной облачности .....	47
3. Анализ синоптической ситуации и данных аномалий озона. ....	52
3.1 Синоптическая ситуация .....	52
3.2 Аномалии озона при наблюдении перламутровых облаков.....	57
Заключение .....	59
Список использованных источников .....	62

## **Введение**

Перламутровые облака или полярные стратосферные облака — это конденсационные образования, которые образуются в нижней стратосфере в зимне-весенний период, преимущественно в полярных широтах при аномально низких температурах (ниже  $-78^{\circ}\text{C}$ ). Именно вследствие этого перламутровые облака, следуя современной терминологии, принято называть полярными стратосферными облаками.

Перламутровыми же такие облака называются, по причине своей необычной радужной окраски. Они переливаются всеми цветами радуги, словно перламутр.

Особый интерес исследователей к перламутровым облакам связан с их вероятным влиянием на образование озоновых дыр в Арктике.

Полярные стратосферные облака являются единственными атмосферными облаками, которые существуют как выше точки замерзания льда, так и ниже ее.

Актуальность темы выпускной квалификационной работы заключается в том, что изучение стратосферной облачности позволит определять возможную дополнительную угрозу для озоносферы.

Целью написания выпускной квалификационной работы является исследование особенностей условий образования перламутровых облаков в северном полушарии, на основании данных радиозондирования атмосферы, синоптических карт и аномалий озона.

Исходя из поставленной цели выпускной квалификационной работы, определены следующие задачи:

– изучить теоретический материал, классификацию и механизм образования облаков в стратосфере; а также изучить и проанализировать процесс образования горных волн;

– собрать данные радиозондирования атмосферы в срок наблюдения перламутровой облачности; и провести анализ метеорологических характеристик радиозондирования;

– рассчитать волновые характеристики перламутровых облаков и сравнить волновые характеристики перламутровой облачности с данными тропосферной различных регионов, а также провести анализ синоптической ситуации и аномалий озонового слоя

Объектом исследования являются перламутровые облака в северном полушарии.

Предмет исследования – высотное распределение метеовеличин в срок наблюдения перламутровых облаков, волны, на которых образуется полярная стратосферная облачность, благоприятные синоптические условия и воздействие облачности на озоновый слой

Структура выпускной квалификационной работы состоит из трех глав. В первой главе содержится общая информация об перламутровых облаках, их разновидности, внешнее описание, механизмы образования облаков и их воздействие на озоносферу.

Во второй главе рассмотрены результаты радиозондирования атмосферы в дни наблюдения перламутровой облачности, выявлены характерные особенности распределения метеовеличин в стратосфере. Проанализирована гипотеза о возникновении перламутровой облачности на гравитационно-сдвиговых волнах. Реализована задача по расчету таких параметров, как критерий степени устойчивости атмосферы, критическая длина волны, фазовая скорость критической длины волны и длина стационарной волны. Данные стратосферной облачности сравнили с тропосферной.

В третьей главе представлен анализ картографического материала. Проведен анализ синоптической ситуации в срок наблюдения полярной стратосферной облачности и аномалий озонового слоя.

В заключении содержатся основные выводы проведенной работы.

## **1. Природа перламутровой облачности**

### **1.1 Физика образования**

Полярные стратосферные облака образуются исключительно при очень низких температурах, обычно в полярных стратосферных вихрях, формирующихся зимой (крупномасштабная циклоническая циркуляция в средней и верхней тропосфере и заходящая в стратосферу, обычно устанавливающаяся в полярных областях). Они реже встречаются в Арктике, поскольку полярный вихрь там менее устойчив.

Появление перламутровых облаков также связано с процессом возникновения горных волн. Когда поток воздуха в средней и верхней тропосфере встречает преграду в виде горного хребта, происходит образование волн с подветренной стороны препятствия.

### 1.1.1 Горные волны

Существует два варианта протекания воздуха мимо горного хребта: в первом объем воздуха идет вокруг горы, во втором он вынужден подниматься над горой. Какой из этих случаев будет иметь место – зависит от следующих параметров:

- статическая устойчивость ( $N$ )
- высота горы или горного хребта ( $h$ )
- составляющая ветра, перпендикулярная горе ( $U$ ).

Отношение  $Nh/U$ , связывающее эти параметры, дает представление о наличии потока через гору. Если составляющая ветра, перпендикулярная горе мала, то гору трудно преодолеть. Кроме того, при более устойчивой атмосфере гору еще труднее преодолеть. Но даже в случае, когда воздух частично обтекает гору вокруг, линии тока, приближающиеся к возвышению, будут пересекать горы.

При перпендикулярном потоке к горной цепи возникает накопление воздуха из-за уменьшения скорости ветра перед препятствием. Этот процесс создает высокое давление на наветренной стороны. Часть воздуха отклоняется вверх, порождая горные волны. Длины этих волн обычно находятся в интервале от 2–3 до 40–45 км, самые распространённые близки 10 км. Амплитуды горных волн как правило близки к высоте обтекаемого препятствия, а вертикальные скорости в гребнях и ложбинах порядка нескольких метров в секунду.

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 способен колебаться, если нет возвращающей силы. Подветренная облачность будет зарождаться вблизи

гребней волн, где присутствует достаточный запас влажности и есть восходящее движение. В зонах с нисходящим движением облака будут испаряться. В результате наблюдаются параллельные линии облаков, перпендикулярные горам.

Горным волнам характерны два важных свойства: обращение линий тока и явление резонанса.

Первое можно объяснить следующим образом: волновой зоне с изменением высоты линии тока сдвигаются относительно друг друга. В результате выше и ниже узловых поверхностей над участками с отрицательной вертикальной скорости расположены участки с положительной, и наоборот, при этом геометрические места гребней и ложбин имеют наклон по потоку. Этот эффект можно наблюдать в многоярусных чечевицеобразных облаках. На рисунке 1.1 наглядно представлены обращения линий тока.

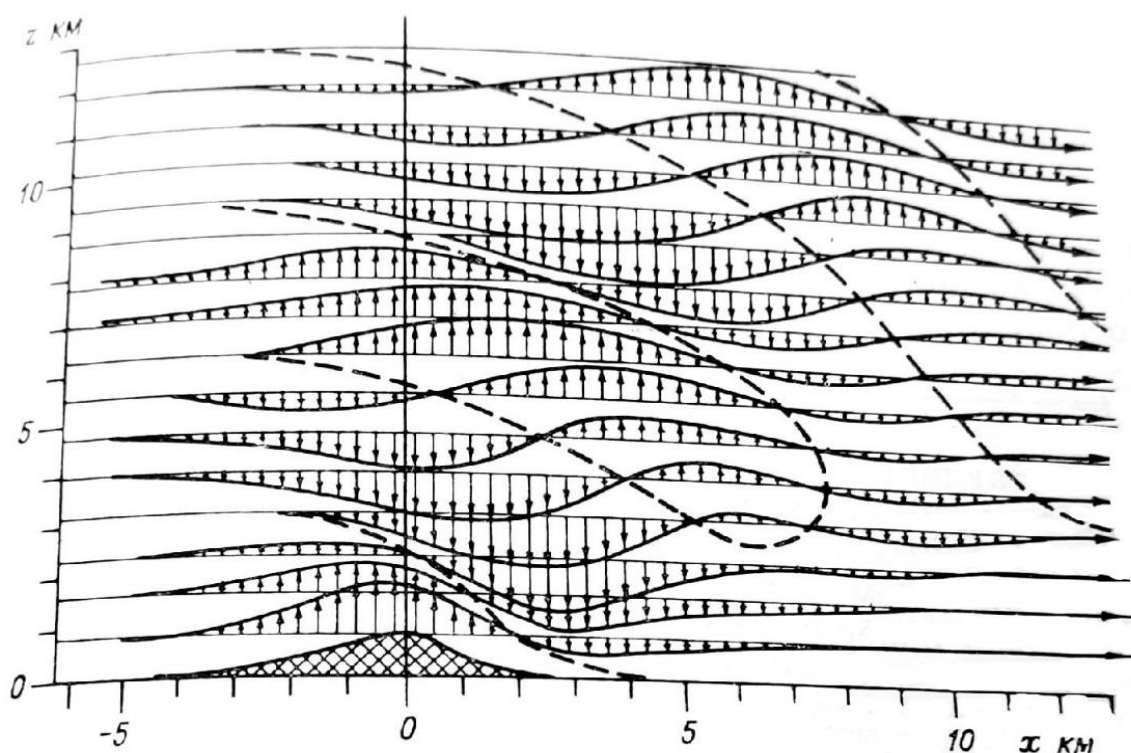


Рисунок 1.1. Линии тока над горным хребтом по расчетам Кене, когда частота Брента-Вяйсяля равна  $10^{-2} \text{ с}^{-1}$  и скорости ветра у земли 10 м/с.

Явление резонанса заключается в том, что если длина волны по своему значению близка к ширине препятствия, тогда амплитуда при прочих равных условиях максимальна, а высота волновой зоны может значительно превысить высоту горы. Благодаря этому горные волны могут распространяться до стратосферы, что приводит образованию перламутровой облачности.[1]

Теория горных волн разработанная А. Р. Скорером подразумевает плоское изоэнтропическое обтекание препятствия идеальной жидкостью.

В этом случае длина волны определяется по формуле:

$$\lambda \approx 6,3U_n \sqrt{\frac{T}{10(\gamma_a - \gamma)}} * 10^2 \quad (1)$$



### 1.1.2 Условия образования гравитационных волн

Рассмотрим условия образования гравитационных волн, так как горные волны являются их частным случаем.

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:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial u'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial u'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial u'}{\partial z} &= -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x}, \\ \frac{\partial v'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial v'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial v'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial v'}{\partial z} &= -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial y}, \\ \frac{\partial w'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial w'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial w'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial w'}{\partial z} &= -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{g}{\bar{\rho}} \rho', \\ \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \rho'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \rho'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \rho'}{\partial z} + \bar{\rho} \left( \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} \right) &= 0, \\ \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \rho'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \rho'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \rho'}{\partial z} - \chi \frac{\bar{p}}{\bar{\rho}} \left( \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \rho'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \rho'}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \rho'}{\partial z} \right) &= 0. \end{aligned} \quad (2)$$

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.

Для решения системы (2) обычно используются следующие краевые условия:

- предполагается, что компоненты скорости по нормали к поверхности раздела с обеих сторон от последней одинаковы (отсутствует перемешивание)

- на поверхности раздела давление предполагается непрерывным.
- все функции 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:

$$\begin{aligned}
 u' &= u_1(z) \sin 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right), \\
 w' &= w_1(z) \cos 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right), \\
 p' &= p_1(z) \sin 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right), \\
 \rho' &= \rho_1(z) \sin 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right), \\
 f' &= A \sin 2\pi \left( \frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda} \right).
 \end{aligned} \tag{3}$$

где  $\tau$  - период;  $\lambda$  — длина волны;  $A$  - амплитуда колебаний. Подставляя (3) в систему (2) и пренебрегая бесконечно малыми высшего порядка, можно получить обыкновенное дифференциальное уравнение для количества движения  $w' = \rho'w$ :

$$\frac{d^2 \tilde{w}}{dz^2} + \beta \frac{d\tilde{w}}{dz} + \tilde{w} \left[ -k^2 + \frac{g\beta}{(c - \bar{u})^2} \right] = 0, \tag{4}$$

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

Используя краевые условия, из (4) можно найти, что

$$\begin{aligned}\tilde{w}_H(z) &= A \exp \left\{ \left[ -\frac{\beta_H}{2} + \sqrt{\frac{\beta_H^2}{4} + k^2 - \frac{g\beta_H}{(c-u_H)^2}} \right] z \right\} k \rho_H(0)(c - u_H), \\ \tilde{w}_B(z) &= A \exp \left\{ \left[ -\frac{\beta_B}{2} - \sqrt{\frac{\beta_B^2}{4} + k^2 - \frac{g\beta_B}{(c-u_B)^2}} \right] z \right\} k \rho_B(0)(c - u_B),\end{aligned}\quad (5)$$

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

$$\begin{aligned}\bar{\rho}_H(0)(c - u_H)^2 \left[ \frac{\beta_H}{2} + \sqrt{\frac{\beta_H^2}{4} + k^2 - \frac{g\beta_H}{(c - u_H)^2}} \right] - \\ - \bar{\rho}_B(0)(c - u_B)^2 \left[ \frac{\beta_B}{2} - \sqrt{\frac{\beta_B^2}{4} + k^2 - \frac{g\beta_B}{(c - u_B)^2}} \right] = g \bar{\rho}_H(0) - \bar{\rho}_B(0)\end{aligned}\quad (6)$$

Из уравнений (5) и (6) можно увидеть, как зависят от скоростей потока и плотности воздуха по обе стороны от поверхности раздела и от устойчивости стратификации атмосферы такие параметры, как вертикальные скорости у поверхности раздела, фазовая скорость распространения волн и длина волны при прочих равных условиях.

В частном случае, когда по обе стороны от поверхности раздела атмосфера стратифицирована безразлично ( $\beta_H = \beta_B = 0$ ), из (7) следует, что

$$\begin{aligned}\tilde{w}_H(z) &= Ak \bar{\rho}_H(0)(c - u_H)e^{kz}, \\ \tilde{w}_B(z) &= Ak \bar{\rho}_B(0)(c - u_B)e^{-kz},\end{aligned}\quad (7),$$

а

$$\begin{aligned}c &= \frac{\bar{\rho}_H(0)u_H + \bar{\rho}_B(0)u_B}{\bar{\rho}_H(0) + \bar{\rho}_B(0)} \pm \\ &\pm \sqrt{\frac{g}{k} \frac{\bar{\rho}_H(0) - \bar{\rho}_B(0)}{\bar{\rho}_H(0) + \bar{\rho}_B(0)} - \frac{\bar{\rho}_H(0)\bar{\rho}_B(0)(u_H - u_B)^2}{[\bar{\rho}_H(0) + \bar{\rho}_B(0)]^2}}\end{aligned}\quad (8)$$

Согласно формуле (7), вертикальные скорости, связанные с волнами, экспоненциально убывают по мере удаления от поверхности раздела.

В формуле (8), 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. Можно отметить, 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 (3), вблизи поверхности раздела наблюдается чередование зон восходящих и нисходящих потоков, причем расположение этих зон не меняется со временем. Если  $\beta_n = \beta_v = \beta$ , то длина таких волн

$$\lambda_{\text{стац}} = \frac{2\pi}{g} (\Delta u)^2 \frac{T_0}{\sqrt{4(\Delta T)^2 + \frac{(\Delta u)^2 \beta T_0^2}{g^2} \left[4g - \frac{1}{4}\beta(\Delta u)^2\right]}} \quad (9)$$

где

$$\beta = \frac{d \ln \theta}{dz} = \frac{2\gamma_a - \gamma}{T_B + T_H}$$

Из формулы (9) заметно, 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 [2].

### 1.1.3 Критерии устойчивости внутренних гравитационно-сдвиговых волн

Как видно из формул (8) и (9), 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  $\beta_H = \beta_V = \beta \neq 0$ , неустойчивы все волны, длина которых  $\lambda < \lambda_{кр}$ , где

$$\lambda_{кр} = \frac{2\pi(\Delta U)^2 \bar{T}}{g\Delta T + \sqrt{(g\Delta T)^2 + \frac{g\bar{\beta}\bar{T}^2(\Delta U)^2}{8}}} \quad (10)$$

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

$$\Gamma = \frac{\bar{T}^2}{g} \beta \left( \frac{\Delta U}{\Delta T} \right)^2 \quad (11)$$

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

$$\lambda_{кр} = \frac{\lambda_0}{\sqrt{\Gamma + 1}} \quad (12)$$

где

$$\lambda_0 = \frac{\pi \bar{T}}{g} \frac{(\Delta U)^2}{\Delta T} \quad (13)[2]$$

## 1.2 Классификация

### 1.2.1 классификация по химическому составу

По химическому составу перламутровые обычно облака разделяют на 3 типа: Ia, Ib, II. Полярные стратосферные облака I типа встречаются чаще, чем второго. Они имеют более размытый и бледный вид. Иногда в классификации появляется подтип Id, как смесь Ia и Ib.

Ядрами конденсации для появления ПСО служат частицы 75% аэрозоля кислот, концентрация которых увеличивается при активизации вулканических выбросов. Агрегатное состояние частиц зависит от скорости охлаждения и температуры воздуха в нижних слоях стратосферы.[3]

#### **Тип Ia**

Полярные стратосферные облака подтипа Ia состоят из твердых частиц азотной кислоты, точнее, ее тригидрата ( $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ). Этот подтип стратосферных облаков образуется при медленном снижении температуры ниже  $-78^\circ\text{C}$ . Размер частиц — до 1 мкм.

#### **Тип Ib**

Такой подтип полярных стратосферных облаков образуется при резком понижении стратосферной температуры. Они в этом случае состоят из капель тройного (тернарного) раствора кислот (азотной и серной) в переохлажденном состоянии. В таком состоянии они могут находиться до температуры  $-83^\circ\text{C}$ .

Особенностью таких ПСО является изменение состава раствора, из которого они образуются, в сторону увеличения количества квазибинарной смеси  $\text{H}_2\text{O}/\text{HNO}_3$  при понижении температуры.

#### **Тип II**

При  $-85^\circ\text{C}$  капли раствора превращаются в кристаллы льда и образуют ПСО второго типа. Размер кристалликов в составе таких облаков достигает 10 мкм. Это крайне редкое явление наблюдается в виде ярких разноцветных волнообразных полос на небе. [4]

### 1.2.2 Классификация по внешнему признаку

Перламутровые облака по внешнему виду подразделяют на два типа:

I тип - размытые и тусклые облака. Образуются при температуре воздуха выше уровня 50 гПа менее  $-78^{\circ}\text{C}$ . С. Состоят из смеси кислот (типы Ia и Ib).

II тип - яркие облака в виде волн. Температура образования воздуха выше уровня 50 гПа не более  $-86^{\circ}\text{C}$ . Состоят из замерзшего водяного пара (тип II).

### 1.3 Влияние стратосферной облачности на озоновый слой

В 2003 году в Германском исследовательском центре в Карлсруэ (Germany's Forschungszentrum Karlsruhe GmbH) под руководством доктора Михаеля Хефнера (Michael Hefner) были проанализированы данные спутниковой съемки атмосферы в инфракрасном диапазоне. В результате был обнаружен пояс облаков, содержащих тригидрат азотной кислоты (nitric acid trihydrate, NAT).

Применение в спутниковых наблюдениях новых приборов, разработанных в Германии, позволило обнаружить причину разрушения атмосферного озона перламутровыми облаками. Одним из таких приборов является интерферометр Михельсона (Michelson Interferometer), осуществляющий пассивную атмосферную эхолокацию и установленный на спутнике Envisat (ESA). Этот прибор предоставляет уникальную возможность наблюдать за стратосферными облаками в условиях полярной ночи.

Доктор Хефнер отметил, что доказательства масштабного распространения облаков, содержащих тригидрат азотной кислоты, было получено впервые. Частицы NAT, содержащие 3 молекулы воды и одну молекулу кислоты, способствуют разрушению озона в атмосфере полярных регионов. Известно, что утончение озонового слоя атмосферы вызвано ее загрязнением хлорфторуглеродами, применение которых сейчас запрещено Монреальским протоколом о защите атмосферы.

Хлорфторуглероды относительно инертны, но, разлагаясь в атмосфере под действием ультрафиолетового света, дают начало очень активным соединениям, реагирующим с озоном. В условиях полярной ночи, когда температуры очень низки, а загрязняющие вещества не подвергаются разрушению ультрафиолетом, эти вещества замерзают, формируя стратосферные облака, содержащие хлор.

Весной ультрафиолетовые лучи вызывают химические реакции веществ, накопленных в облаках, преобразуя безвредные вещества в высокорепреактивные



радикалы, реагирующие с озоном и вызывающие снижение его содержания в атмосфере. Частицы NAT, содержащиеся в полярных стратосферных облаках, способствует активированию хлора, «убивающего» озон. Кроме того, эти облака захватывают и удерживают азот нижних слоев атмосферы, который способствует инактивации хлора, что также усиливает разрушение озонового слоя. [5]

Исходя из вышесказанного, необходимо больше провести исследований данной облачности, так как она является одной из причин появления озоновых дыр.

## 1.4 Наблюдение и оптические свойства перламутровых облаков

Перламутровая облачность наблюдается во время гражданских сумерек, при угле погружения солнца под горизонт, равном  $1-6^\circ$  (Рисунок 1.2).

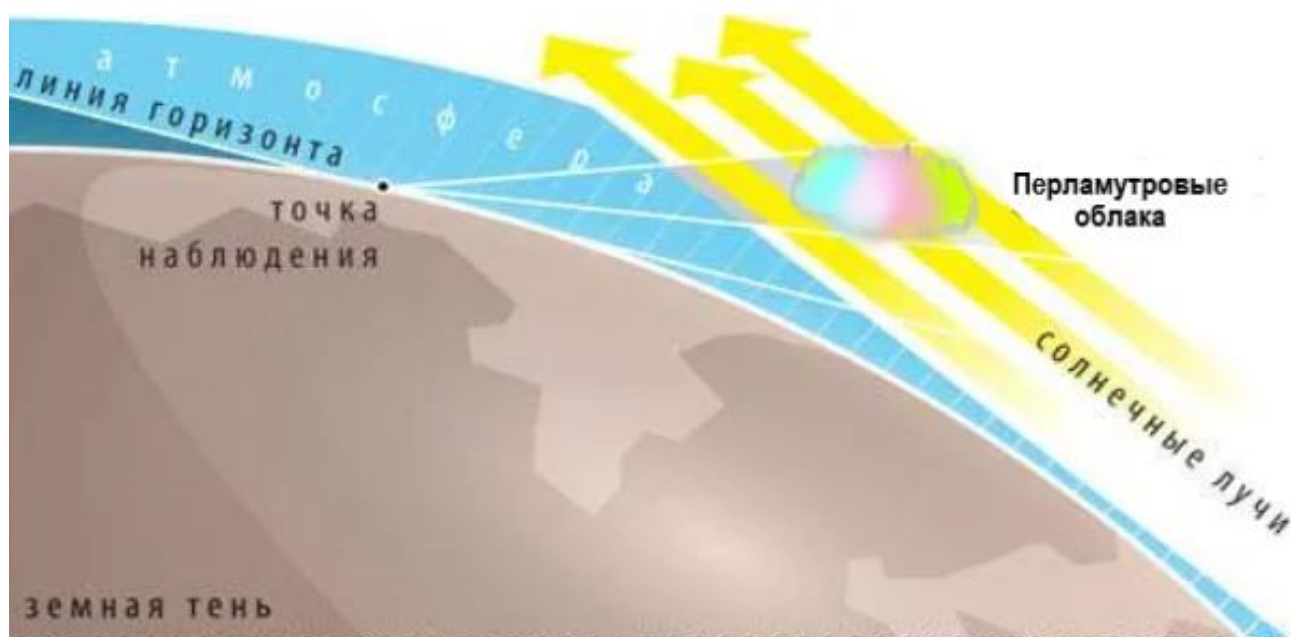


Рисунок 1.2. Схема наблюдения перламутровых облаков

Днем перламутровые облака часто выглядят как бледные перистые облака. После захода солнца они приобретают характерные ярко-радужные цвета, яркость и охват которых больше, чем при локальной иризации, или радужности, которая часто появляется на краях тонких тропосферных облаков. Иризация наиболее сильна, когда солнце находится в нескольких градусах за линией горизонта. Позднее, когда солнце опускается ниже за горизонт, разнообразные цвета облаков уходят, сменяясь одним общим оттенком, который меняется от оранжевого до розового, ярко контрастируя с темнеющим небом.

Если на небе после заката одновременно присутствуют перистые и перламутровые облака, то из-за своей значительной высоты перламутровые облака остаются яркими уже после того, как перьевые становятся серыми. На рисунке 1.3 можно увидеть, как более низкая облачность (кучевая) приобрела темный цвет, когда стратосферная достаточно подсвечена солнцем.



Рисунок 1.3. Ансамбль тропосферной и стратосферной облачности

Перламутровые чечевицеобразные облака остаются недвижимыми на гребне гравитационной волны, хотя сквозь них проходят воздушные потоки. Перламутровые облака, не имеющие чечевицеобразной формы, из-за своей удаленности от наблюдателя могут как будто медленно плыть по небу над заходящим солнцем. [6]

Иризация или радужность: возникновение окраски облаков из-за дифракции света, иногда в смешанные цвета, иногда в форме полос, почти параллельных краям облака; преобладают зеленый и розовый цвета, часто с пастельными оттенками. [7]

Окраска облака зависит не только от угла освещения облака, но и от химического состава. Облака II типа (рисунок 1.4), состоящие из водяного пара, обычно имеют более яркую и радужную окраску, в отличие от стратосферных облаков I типа (рисунок 1.5), в состав которых входят кислоты.



Рисунок 1.4. Перламутровое облако II типа



Рисунок 1.5. Перламутровое облако, состоящее из азотной кислоты и  
ВОДЫ

## 2. Количественные оценки параметров перламутровых облаков

### 2.1. Анализ данных радиозондирования

В настоящее время стало больше известно о случаях наблюдения перламутровых облаков, потому что очевидцы предоставляют фотоматериалы в открытый доступ. Для анализа отобрано лишь два случая, когда наблюдались перламутровые облака, так данные радиозондирования на необходимых высотах для других отсутствуют.

Для анализа параметров перламутровых облаков были взяты данные радиозондирования в пункте 22113 Мурманск обсерватория за 29 января 2008 года и 30 декабря 2016 года [8].



Рисунок 2.1. Фотография очевидцев перламутровой облачности 29.01.2008 г.

Таблица 1. Данные радиозондирования на станции 22113 ULMM Murmansk  
Observations at 12Z 29 январь 2008

PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	RELI	MIXR	DRCT	SKNT	THTA	THTE	THTV
hPa	m	С	С	%	%	g/kg	deg	knot	К	К	К
1000	-124										
970	121	-1,3	-4,8	77	78	2,77	225	19	274,2	282	274,7
925	496	-4,1	-7,9	75	78	2,29	245	35	275,1	281,6	275,5
923	513	-4,3	-8,1	75	78	2,26	246	36	275,1	281,5	275,4
901	703	-4,5	-10,6	62	65	1,9	260	45	276,8	282,3	277,1
866	1015	-4,7	-14,7	46	48	1,42	267	47	279,7	284	280
853	1133	-5,5	-15,5	45	48	1,35	270	49	280,1	284,1	280,3
850	1161	-5,7	-15,7	45	48	1,33	275	47	280,2	284,2	280,4
743	2194	-13,3	-24	40	46	0,74	265	37	282,8	285,2	283
700	2652	-16,7	-27,7	38	45	0,56	270	39	284	285,8	284,1
509	4956	-35,3	-45,3	35	50	0,13	275	52	288,5	288,9	288,5
500	5080	-36,3	-47,3	31	45	0,11	275	52	288,7	289,1	288,7
400	6600	-47,3	-64,3	12	20	0,02	270	62	293,4	293,5	293,4
370	7112	-50,3	-67,3	12	19	0,01	275	62	296,1	296,1	296,1
350	7477	-48,6	-73,5	4	6	0,01	270	64	303	303,1	303
328	7903	-46,7	-80,7	1	2	0	267	59	311,4	311,4	311,4
309	8296	-48,8	-82,2	1	2	0	265	54	313,7	313,8	313,7
300	8490	-49,9	-82,9	1	2	0	265	54	314,9	314,9	314,9
269	9197	-54,5	-78,5	4	6	0	275	62	318,2	318,2	318,2
251	9644	-51,1	-83,6	1	2	0	250	52	329,6	329,6	329,6
250	9670	-50,9	-83,9	1	2	0	250	52	330,3	330,3	330,3
248	9722	-50,5	-83,5	1	2	0	250	52	331,6	331,6	331,6
208	10857	-52,7	-84,8	1	2	0	260	52	345,3	345,3	345,3
201	11078	-53,1	-85,1	1	2	0	256	49	348	348	348
200	11110	-53,1	-85,1	1	2	0	255	49	348,5	348,5	348,5
194	11303	-54	-85,8	1	2	0	245	51	350,1	350,1	350,1
158	12606	-60,3	-90,3	1	2	0	265	66	360,6	360,6	360,6
155	12725	-60,4	-90,4	1	2	0	270	70	362,5	362,5	362,5
150	12930	-60,5	-90,5	1	2	0	270	70	365,6	365,7	365,6
136	13541	-59,4	-89,4	1	2	0	260	82	377,9	377,9	377,9
132	13728	-59,1	-89,1	1	2	0	262	82	381,8	381,8	381,8
112	14747	-61,4	-90,8	1	2	0	275	82	395,7	395,7	395,7
101	15389	-62,9	-91,9	1	2	0	255	93	404,8	404,8	404,8
100	15450	-63,3	-92,3	1	2	0	255	93	405,2	405,2	405,2
95,6	15725	-64,3	-93,3	1	2	0	259	97	408,4	408,4	408,4
90	16093	-64,2	-93,2	1	2	0	265	101	415,8	415,8	415,8
89,6	16120	-64,2	-93,2	1	2	0	265	101	416,4	416,4	416,4
82	16661	-64	-93	1	2	0	275	80	427,4	427,4	427,4
79,5	16849	-63,9	-92,9	1	2	0	273	79	431,4	431,4	431,4
70	17620	-67,3	-95,3	1	2	0	265	74	440,1	440,1	440,1
51,7	19424	-72,9	-98,9	1	2	0	265	76	466,8	466,8	466,8
50	19620	-73,9	-99,9	1	2	0	265	76	468,9	468,9	468,9
45	20216	-77	-102,2	1	2	0	250	78	475,8	475,8	475,8
37	21323	-82,7	-106,5	1	2	0	265	93	488,4	488,4	488,4
34	21802	-85,2	-108,4	1	2	0	275	87	493,9	493,9	493,9
33,2	21936	-85,9	-108,9	1	2	0					



Первый рассматриваемый в работе случай произошёл 29 января 2008 года [9]. Явление можно было наблюдать на протяжении четырех часов. На рисунке 2.1 можем увидеть яркие цвета на облаке, характерные для второго типа.

Второй случай произошёл 30 декабря 2016 года [10]. Многие жители Мурманска разместили фотографии этого явления в социальных сетях.

На Рисунке 2.2 можно заметить еще тропосферную облачность, она выглядит серой на фоне ярких переливов перламутрового облака. Визуально это стратосферное облако, как и первое можно отнести ко второму типу, состоящее из кристаллов воды.



Рисунок 2.2 – фотография очевидцев перламутровой облачности 30.12.2016 г.



Таблица 2. Данные радиозондирования на станции 22113 ULMM Murmansk  
Observations at 00Z 30 Dec 2016

PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT	THTA	THTE	THTV
hPa	m	C	C	%	g/kg	deg	knot	K	K	K
1000	2,00									
985	121,00	-1,50	-4,60	79,00	2,77	270,00	14,00	272,80	280,60	273,30
949	420,00	-2,30	-4,60	84,00	2,88	288,00	26,00	274,90	283,00	275,40
925	625,00	-1,50	-3,40	87,00	3,23	300,00	35,00	277,80	286,90	278,30
923	642,00	-1,50	-3,50	86,00	3,22	300,00	35,00	277,90	287,00	278,50
918	685,00	-1,50	-3,70	85,00	3,18	301,00	35,00	278,40	287,40	278,90
850	1291,00	-6,70	-9,50	80,00	2,20	310,00	39,00	279,10	285,50	279,50
830	1475,00	-8,20	-11,00	80,00	2,00	315,00	39,00	279,50	285,30	279,80
796	1799,00	-10,70	-13,70	79,00	1,68	311,00	38,00	280,10	285,10	280,40
700	2773,00	-18,10	-19,70	87,00	1,15	300,00	37,00	282,40	285,90	282,60
685	2931,00	-19,40	-21,20	85,00	1,04	305,00	33,00	282,80	286,00	282,90
573	4233,00	-29,70	-33,30	71,00	0,41	305,00	41,00	285,40	286,80	285,50
500	5190,00	-36,10	-39,50	71,00	0,25	305,00	47,00	289,00	289,80	289,00
480	5466,00	-38,10	-41,40	71,00	0,21	300,00	47,00	289,90	290,70	290,00
400	6700,00	-46,90	-50,10	70,00	0,10	305,00	66,00	294,00	294,30	294,00
377	7091,00	-49,50	-53,20	65,00	0,07	306,00	69,00	295,50	295,80	295,60
322	8117,00	-53,90	-58,10	60,00	0,05	310,00	77,00	303,10	303,30	303,10
300	8570,00	-56,50	-60,40	61,00	0,04	310,00	76,00	305,60	305,80	305,60
284	8918,00	-58,70	-63,10	57,00	0,03	307,00	78,00	307,30	307,40	307,30
269	9259,00	-59,40	-63,70	57,00	0,03	305,00	80,00	311,10	311,20	311,10
250	9720,00	-60,30	-64,60	57,00	0,03	310,00	68,00	316,30	316,40	316,30
238	10026,00	-60,30	-64,60	57,00	0,03	308,00	62,00	320,80	320,90	320,80
219	10549,00	-56,70	-61,30	56,00	0,05	305,00	52,00	334,00	334,20	334,10
200	11120,00	-59,90	-64,40	56,00	0,03	310,00	64,00	337,80	337,90	337,80
150	12890,00	-64,50	-69,30	52,00	0,02	300,00	49,00	358,80	358,90	358,80
121	14198,00	-66,20	-71,20	49,00	0,02	300,00	68,00	378,30	378,40	378,30
120	14248,00	-66,30	-71,30	49,00	0,02	300,00	67,00	379,10	379,20	379,10
111	14723,00	-63,90	-68,90	50,00	0,03	302,00	57,00	392,10	392,30	392,10
93	15800,00	-66,70	-71,70	49,00	0,03	305,00	33,00	407,00	407,10	407,00
82	16562,00	-68,00	-73,00	49,00	0,02	290,00	27,00	419,10	419,20	419,10
81,6	16592,00	-68,10	-73,10	49,00	0,02	291,00	28,00	419,60	419,70	419,60
77,2	16923,00	-71,30	-76,30	47,00	0,02	300,00	35,00	419,60	419,70	419,60
70	17500,00	-74,10	-79,10	46,00	0,01	315,00	45,00	425,50	425,60	425,50
62	18206,00	-74,00	-78,90	47,00	0,01	295,00	43,00	440,80	440,90	440,80
61,1	18291,00	-73,10	-78,10	47,00	0,01	296,00	42,00	444,60	444,70	444,60
53	19120,00	-74,70	-79,50	47,00	0,01	305,00	35,00	459,40	459,50	459,40
50	19460,00	-75,30	-80,10	47,00	0,01	300,00	39,00	465,60	465,70	465,60
46	19938,00	-75,90	-80,70	47,00	0,01	290,00	45,00	475,50	475,60	475,50
40	20740,00	-76,80	-81,80	46,00	0,01	290,00	29,00	492,40	492,50	492,40
33,3	21791,00	-78,10	-83,10	44,00	0,01	280,00	34,00	515,60	515,70	515,60
30	22380,00	-81,50	-86,50	43,00	0,01	275,00	37,00	521,90	522,00	521,90
28,9	22589,00	-82,90	-87,90	42,00	0,01	280,00	38,00	523,70	523,70	523,70
27,9	22786,00	-83,30	-88,30	42,00	0,01	285,00	39,00	527,90	527,90	527,90
26	23176,00	-83,90	-88,80	43,00	0,01	295,00	41,00	536,80	536,80	536,80
22,4	24002,00	-85,30	-89,90	44,00	0,01	292,00	50,00	556,10	556,20	556,10
20	24630,00	-83,10	-88,10	42,00	0,01	290,00	56,00	581,10	581,20	581,10
19	24915,00	-83,60	-88,60	42,00	0,01	285,00	58,00	588,10	588,20	588,10
18,1	25185,00	-84,10	-89,10	42,00	0,01	282,00	57,00	594,80	594,90	594,80
16,1	25842,00	-79,30	-84,30	44,00	0,02	274,00	53,00	630,70	630,90	630,70
14,1	26595,00	-79,50	-84,50	44,00	0,02	265,00	49,00	654,40	654,60	654,40
13,2	26973,00	-75,30	-80,30	46,00	0,05	261,00	47,00	681,30	681,80	681,30
13	27061,00	-75,50	-80,50	46,00	0,05	260,00	47,00	683,60	684,10	683,60
11	28022,00	-77,40	-82,40	45,00	0,04	290,00	64,00	710,10	710,50	710,10
10	28570,00	-78,50	-83,50	44,00	0,04	290,00	64,00	725,60	726,00	725,60
9,4	28920,00	-79,80	-84,70	44,00	0,03	290,00	66,00	733,70	734,10	733,80
9	29166,00	-80,60	-85,60	44,00	0,03	290,00	54,00	739,50	739,90	739,50
8,8	29294,00	-81,10	-86,00	44,00	0,03			742,50	742,80	742,50
8,6	29424,00	-78,50	-83,50	44,00	0,04			757,50	758,00	757,50

## 2.2 Характерные особенности распределения метеовеличин.

Рассмотрим особенность распределения температуры с высотой в случаях наблюдения полярной стратосферной облачности. Для сравнения данных зондирования на рисунке 2.3 изображен ход температуры в стандартной атмосфере.

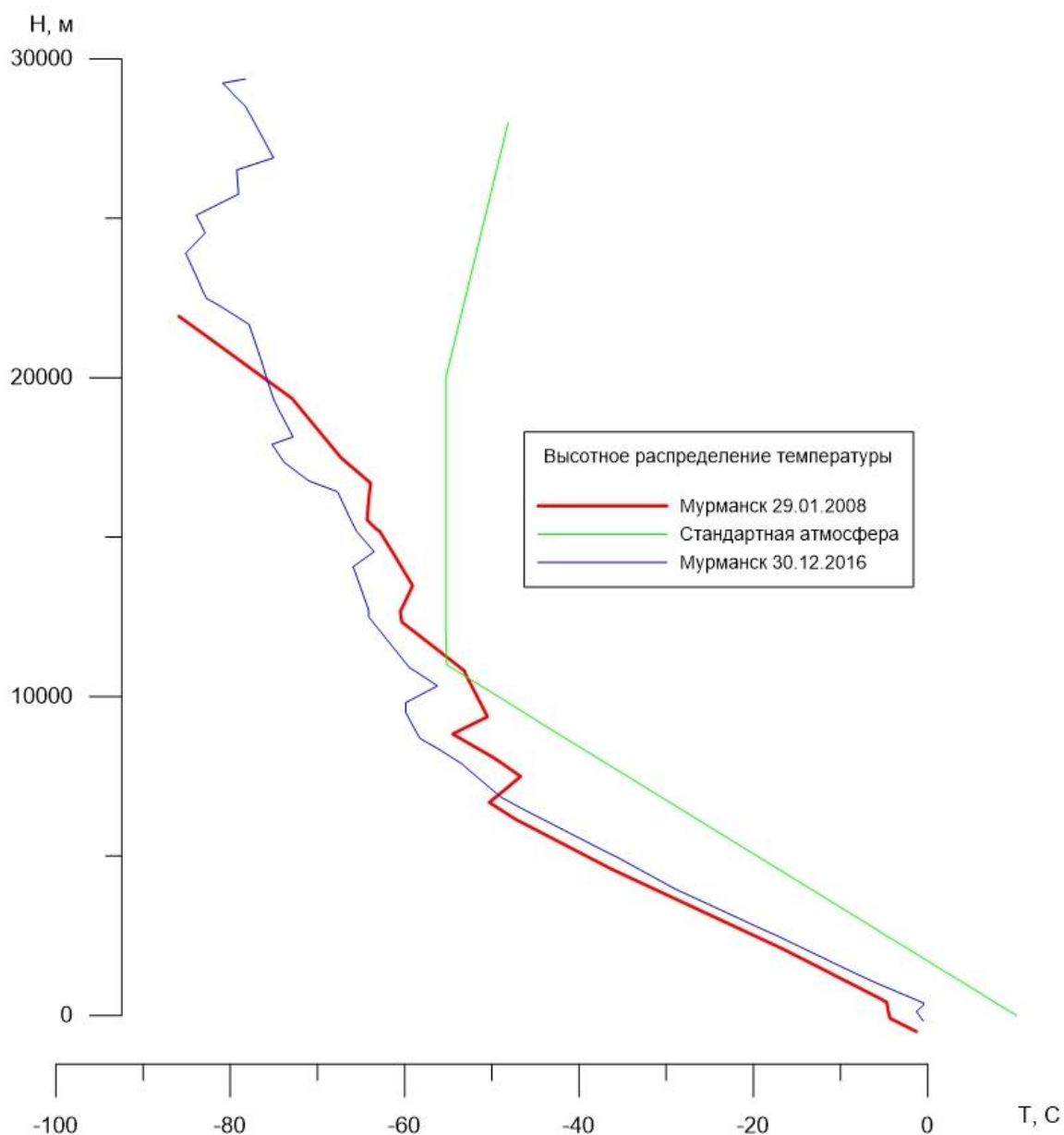


Рисунок 2.3. Распределение температуры в стандартной атмосфере и в случаях наблюдения перламутровой облачности.

Сразу же отметим, что и в тропосфере, и в стратосфере нет слоев роста температуры, но происходит постепенное понижение температуры и на высоте 21936м она понижается до  $-85^{\circ}\text{C}$ !

Необходимо уточнить, что для стратосферы характерно незначительное изменение температуры в нижнем слое и инверсия в верхнем слое. Во время наблюдения перламутровой облачности замечен нетипичный ход в области нижней стратосферы: отмечается резкое падение температуры. Этот процесс обусловлен отсутствием солнечной радиации в условиях полярной ночи.

### 2.3 Характеристики слоя образования перламутровой облачности

Для развития гравитационных волн в атмосфере должен присутствовать разрыв плотности (температуры) и скорости ветра. Для анализа перламутровой облачности также были выделены слои, в которых температура ниже  $-78^{\circ}\text{C}$ , так как при этой температуре возможно их образование.

Для случая 29 января 2008 разрыв в стратосфере невозможно определить, так как протяженность зондирования недостаточна, а использование модельных данных не обеспечит правильное представление о процессе. При восстановлении данных вводятся предположения, которые могут дать нам ошибочные данные, так как при образовании полярной стратосферной облачности происходит нетипичное распределение метеовеличин.

Данные радиозондирования для расчета основных параметров волн в пункте 22113 Мурманск обсерватория 29 января 2008 года представлены в таблице 3. Но из исходных данных можно предположить, что выше 21 км возможно образование перламутровых облаков, так как присутствуют достаточно низкие температуры: на высоте 20216 м температура  $-77^{\circ}\text{C}$  и продолжает опускаться с высотой до  $-85.9^{\circ}\text{C}$  на 21936 м. Также в слое с 20216 по 21802 просматривается небольшой скачек ветра.

График распределения с высотой скорости ветра и температуры по данным зондирования в Мурманске 29.01.2008 представлен на рисунке 2.4. На этом графике можно отметить разрывы плотности и скорости ветра на других высотах, но эти условия недостаточны для стратосферной облачности. Можно предположить, что более низкие волны, благодаря явлению резонанса, могут свидетельствовать о наличии горных волн на других высотах.

Таблица 3. Данные радиозондирования в пункте 22113 Мурманск  
 обсерватория 29.01.2008

Р	Высота	Т	Направление ветра	Скорость ветра
гПа	м	С	deg	м/с
101	15389	-62.9	255	48
100	15450	-63.3	255	48
95.6	15725	-64.3	259	50
90	16093	-64.2	265	52
89.6	16120	-64.2	265	52
82	16661	-64	275	41
79.5	16849	-63.9	273	41
70	17620	-67.3	265	38
51.7	19424	-72.9	265	39
50	19620	-73.9	265	39
45	20216	-77	250	40
37	21323	-82.7	265	48
34	21802	-85.2	275	45
33.2	21936	-85.9		

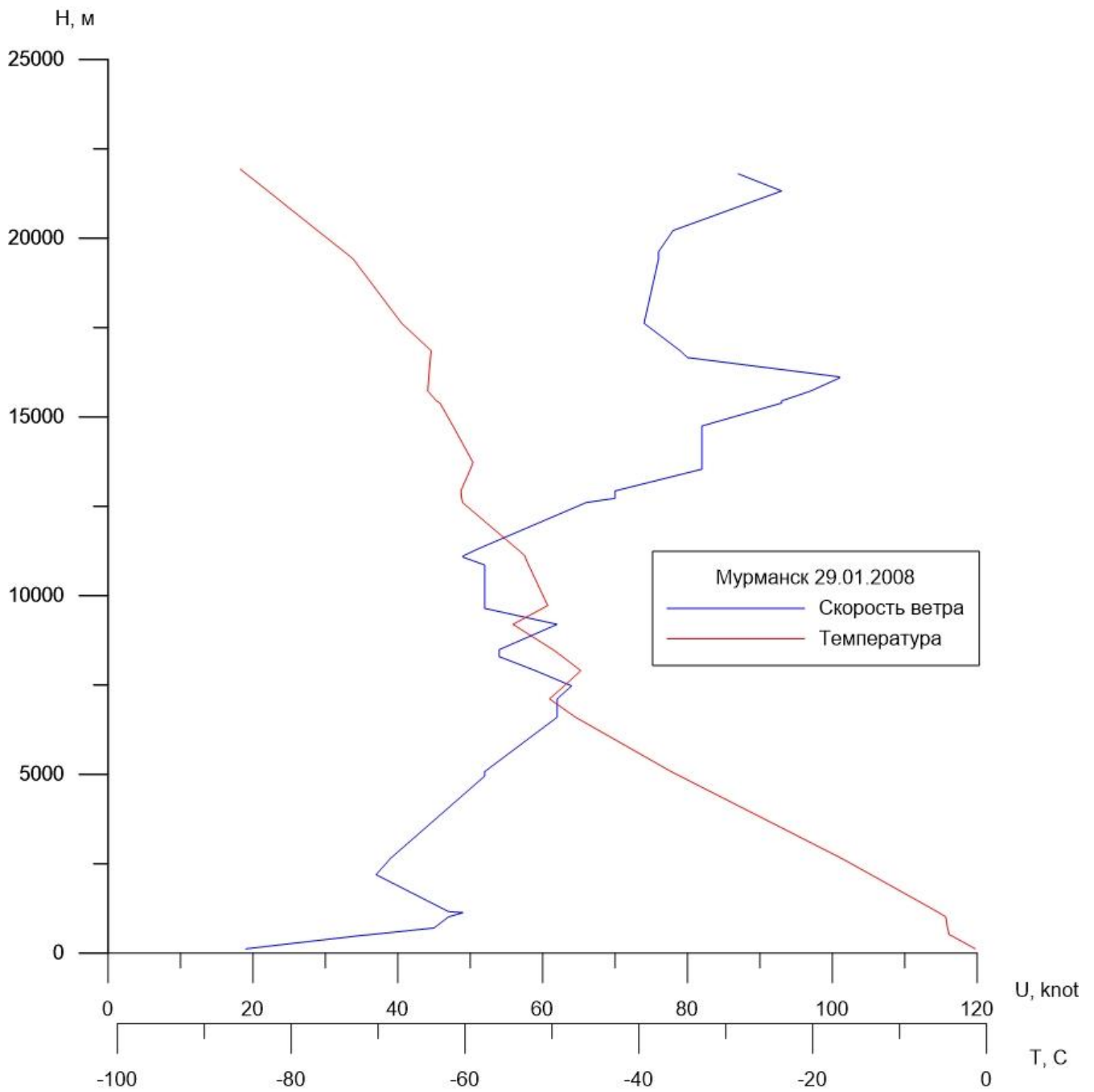


Рисунок 2.4. Распределение скорости ветра и температуры по данным зондирования в Мурманске 29.01.2008.

Аналогично в случае 30 декабря 2016 скачки плотности и скорости ветра происходят на различных высотах. Это можно отследить по графику на рисунке 2.5.

График распределения скорости ветра и по данным зондирования в Мурманске 30.12.2016 (Рисунок 2.5) наглядно показывает зону образования гравитационных волн и перламутровой облачности.

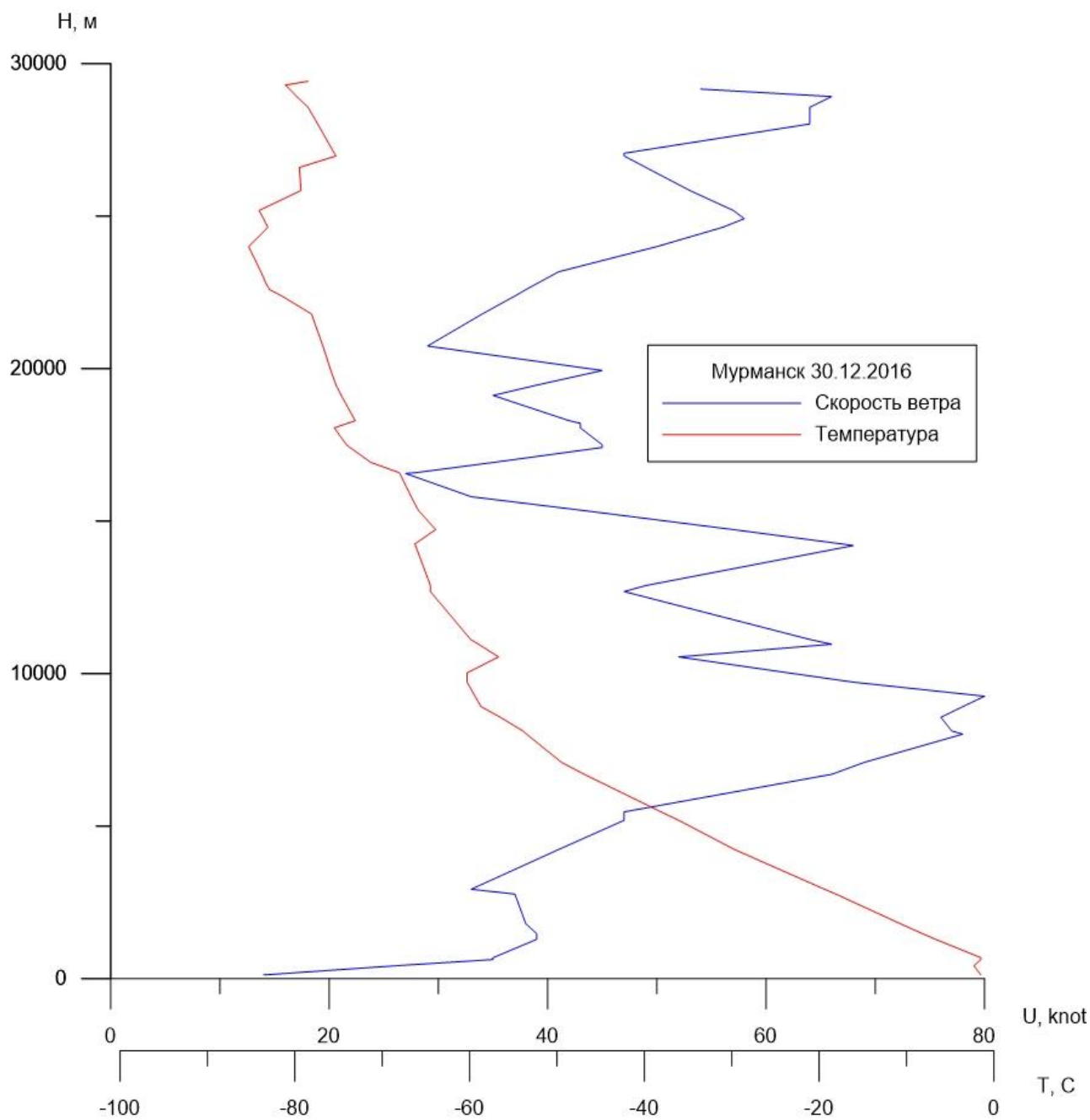


Рисунок 2.5. Распределение скорости ветра и температуры по данным зондирования в Мурманске 30.12.2016.

Из данных радиозондирования видно, что минимальная температура в слое выше 50 гПа опускалась ниже  $85^{\circ}\text{C}$ . Отсюда следует, что в эти дни

наблюдались редкие перламутровые облака II типа, которые состоят из ледяных кристаллов, что подтверждает визуальную оценку облачности по фотоснимкам.

Далее рассмотрим изменение направления ветра с высотой (Рисунок 2.6 и 2.7), чтобы определить преобладающее направление ветра.

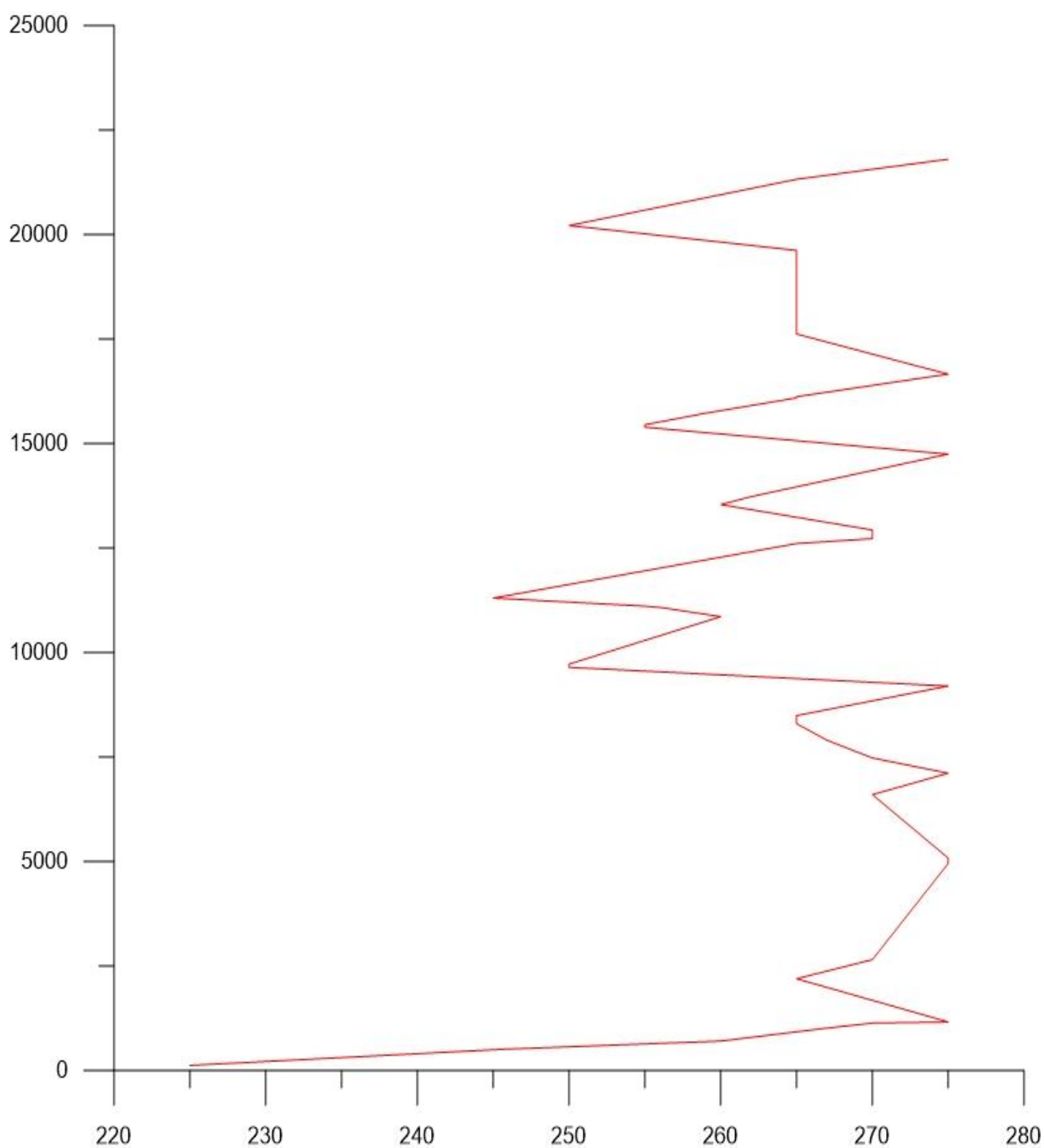


Рисунок 2.6. Распределение направления ветра температуры по данным зондирования в Мурманске 29.01.2008.



Из представленного графика (рисунок 2.6) видим, что 29.01.2008 в приземном слое направление ветра было 225 (юго-восточное), но с высотой изменилось на западное.

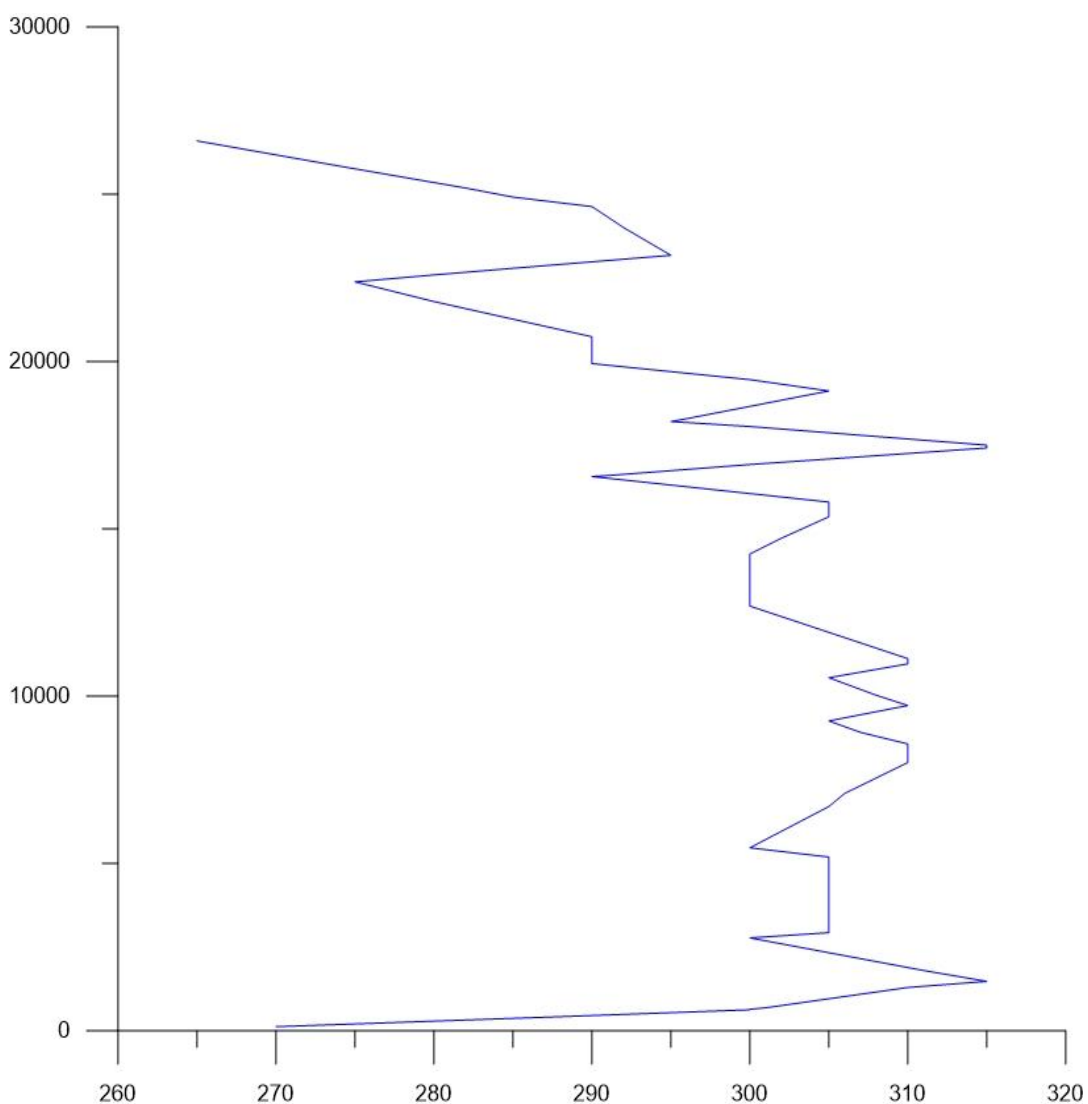


Рисунок 2.7. Распределение направления ветра температуры по данным зондирования в Мурманске 30.12.2016.

В приземном слое 30.12.2016 направление ветра было 270 (западное), а с высотой приобрело северо-западное направление.

В представленных случаях преобладают западные ветры. Ветер этого направления встречает Скандинавские горы в последствии образуя гравитационную волну. В следующей главе будет произведён расчет основных параметров гравитационно-сдвиговых волн.

## 2.4 Расчет волновых параметров перламутровых облаков.

### 2.4.1 Схема расчета волновых параметров перламутровой облачности

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

Длина горной волны – это длина атмосферной волны, которая образована в результате орографического подъема при преодолении ветром горного хребта. Для нахождения численных значений в слоях использована приближенная формула:

$$\lambda \approx 6,3U_n \sqrt{\frac{T}{10(\gamma_a - \gamma)}} * 10^2$$

Критерий степени устойчивости атмосферы показывает, как отличается вертикальный градиент температуры  $\gamma$  от сухоадиабатического градиента  $\gamma_a$ . Расчет производится по приближенной 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. Использовалась для расчёта формула 10:

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

Фазовая скорость критической длины волны – это скорость, с которой в атмосфере распространяются волны, с длиной равной критической. В [2] 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 9:

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

## 2.4.2 Выбор данных для расчета

Для анализа необходимо отобрать случай, где над слоем с достаточной для образования перламутровой облачностью температурой находится слой с инверсией или изотермией. К сожалению, большая часть результатов радиозондирования не достигает нужных высот. Как ранее было сказано, результаты, рассчитанные по модели для нужных высот, не дадут должного представления о процессах в стратосфере. Для анализа горных волн, образующих полярную стратосферную облачность, нужно использовать фактические данные. [1]

Отобранные два случая наблюдения перламутровой облачности в результатах радиозондирования имеют слой, который содержит достаточно низкие температуры. Из данных таблицы 4 можно увидеть, что над слоем, в котором возможно образование стратосферных облаков, отсутствует слой инверсии или изотермии. Отсюда следует вывод: использовать данные для случая 29.01.2008 для расчета основных параметров волн некорректно. Во втором случае, напротив, присутствует достаточное количество данных.

Во время подбора данных радиозондирования атмосферы был произведен анализ хода температуры в стратосфере в Мурманске в зимний период. Отличный от стандартной атмосферы ход температуры прослеживается в Мурманске во многих сроках. Причиной этому является отсутствие солнечного излучения в полярных широтах.

Таблица 4. Данные радиозондирования в пункте 22113 Мурманск  
обсерватория 29.01.2008

Р	Высота	Т	Направление ветра	Скорость ветра
гПа	м	С	deg	м/с
101	15389	-62.9	255	48
100	15450	-63.3	255	48
95.6	15725	-64.3	259	50
90	16093	-64.2	265	52
89.6	16120	-64.2	265	52
82	16661	-64	275	41
79.5	16849	-63.9	273	41
70	17620	-67.3	265	38
51.7	19424	-72.9	265	39
50	19620	-73.9	265	39
45	20216	-77	250	40
37	21323	-82.7	265	48
34	21802	-85.2	275	45
33.2	21936	-85.9		

Для анализа горных волн при перламутровой облачности взяты данные радиозондирования на станции 22113 ULMM Murmansk Observations at 00Z 30 Dec 2016, так как они отвечают всем требованиям.

Для расчета основных параметров волн в атмосфере будем использовать слои с разрывом температуры и сдвигом ветра. В таблице 5 приведены данные радиозондирования для слоев, для которых будут рассчитаны длины фактической, критической и стационарной волны.

Таблица 5. Слои, рассматриваемые для анализа горных волн

Р	Высота	Т	Направление ветра	Скорость ветра
гПа	м	С	deg	м/с
949	420	-2.30	288	13
925	625	-1.50	300	18
238	10026	-60.30	308	31
219	10549	-56.70	305	26
70	17500	-74.10	315	22
63.6	18057	-75.50	300	21
22.4	24002	-85.30	292	26
20	24630	-83.10	290	29
18.1	25185	-84.10	282	29
16.1	25842	-79.30	274	27

### 2.4.3 Анализ результатов расчета.

Результаты проведенных расчетов параметров горных волн по данным радиозондирования на станции Мурманск 30 декабря 2016 года приведены в таблице 6. Данные приведены по слоям, которые были ранее представлены в таблице 5.

Таблица 6. Основные параметры атмосферных волн на станции 22113 ULMM Murmansk Observations at 00Z 30 Dec 2016

Слой, м	$\Delta t$ , К	$\Delta u$ , м/с	$t_{cp}$ , К	$\beta$ , $m^{-1}$	$\lambda_{кр}$ , м	$c$ , м/с	$\lambda_{ст}$ , м	$\lambda$ , м
420 - 625	0.8	5	271.1	$2.97 \cdot 10^{-5}$	2658	16	289	1953
10026 - 10549	3.6	6	214.5	$3.06 \cdot 10^{-5}$	1124	29	308	3654
18057 - 18206	0.29	1	199.2	$4.53 \cdot 10^{-5}$	289	21.5	46	2709
24002 - 24630	2.2	3	188.8	$4.37 \cdot 10^{-5}$	415	27.5	124	3465
25185 - 25842	4.8	2	191.3	$3.32 \cdot 10^{-5}$	97	28	46	3528

#### Слой 1.

Исходя из полученных данных можно сказать, что в данном слое все волны будут неустойчивы, так как  $\lambda_{кр} > \lambda > \lambda_{ст}$ . Из этого следует, что возникающие волны быстро разрушаются. Этот процесс можно объяснить близостью к земле, где много турбулентных потоков.

#### Слой 2.

В данном слое горные волны будут устойчивы, но не будут стационарными ( $\lambda > \lambda_{кр} > \lambda_{ст}$ ). На этом уровне наблюдаются максимальные значения длин волн и скорости их перемещения.

#### Слой 3.

Далее значения длин волн уменьшились, но горные волны остались устойчивыми и нестационарными. Это связано с малыми значениями скачка ветра и температуры.

#### Слой 4.

Он очень похож на слой 3, но значения длин волн и скорость их перемещения увеличились.

### Слой 5.

В данном образуются перламутровые облака. Горные волны устойчивы и нестационарны – при таких условиях не формируются облачные гряды с безоблачными промежутками.

Более детально рассмотрим характер распределения волн в атмосфере. На рисунке 2.8 графически можно сравнить величины фактической длины волны с критической.

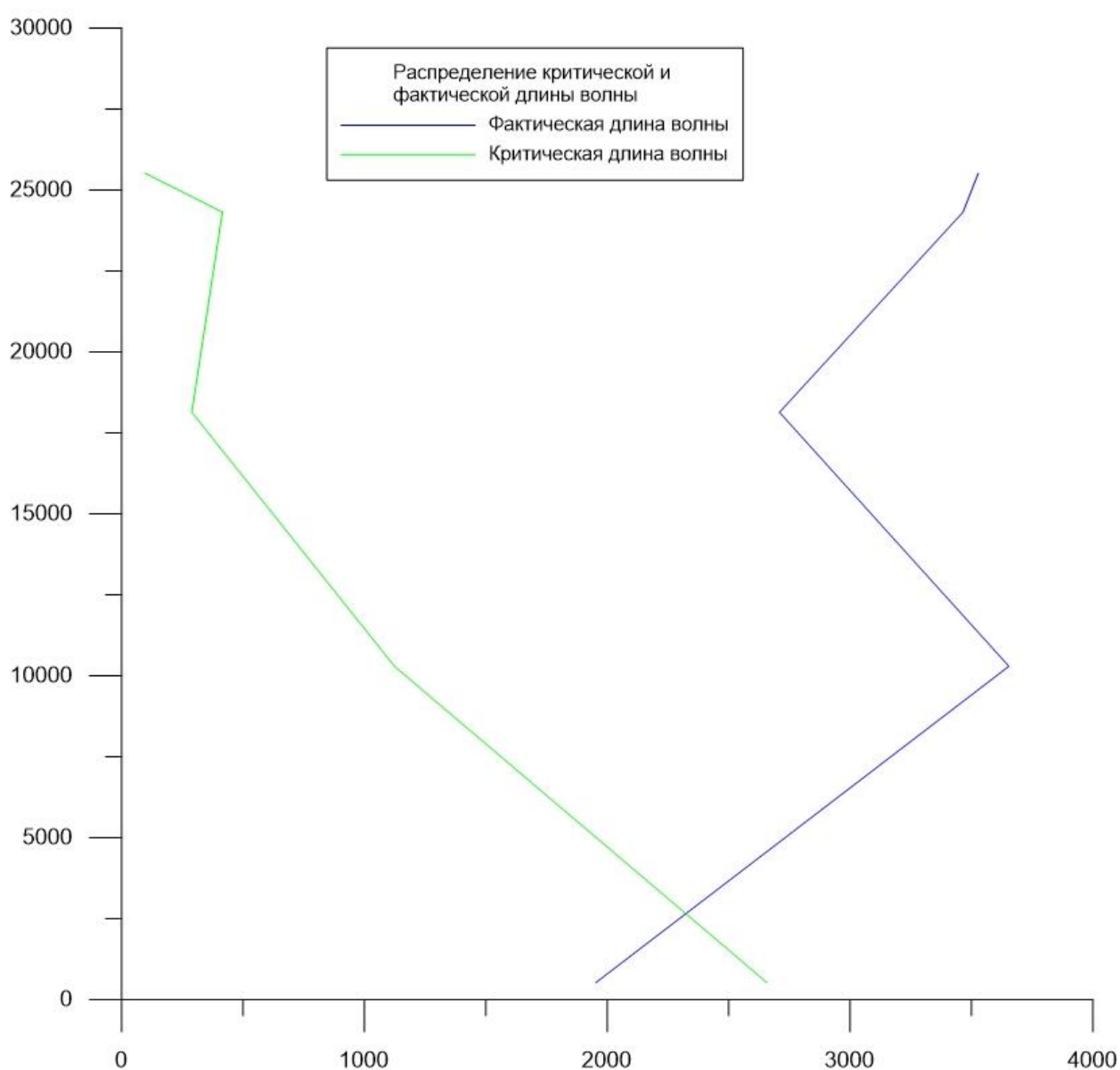


Рисунок 2.8. Высотное распределение фактической и критических длин волн.



В полученном графике мы видим, как критическая длина волны убывает с высотой. Из этого следует, что волны становятся более устойчивыми. Длина горной волны мала у земли и не устойчива. На высоте около 3 км волны становятся более устойчивыми, что благоприятно влияет на образование облачности.

На рисунке 2.9 можем сравнить распределение стационарной длины волны и критической.

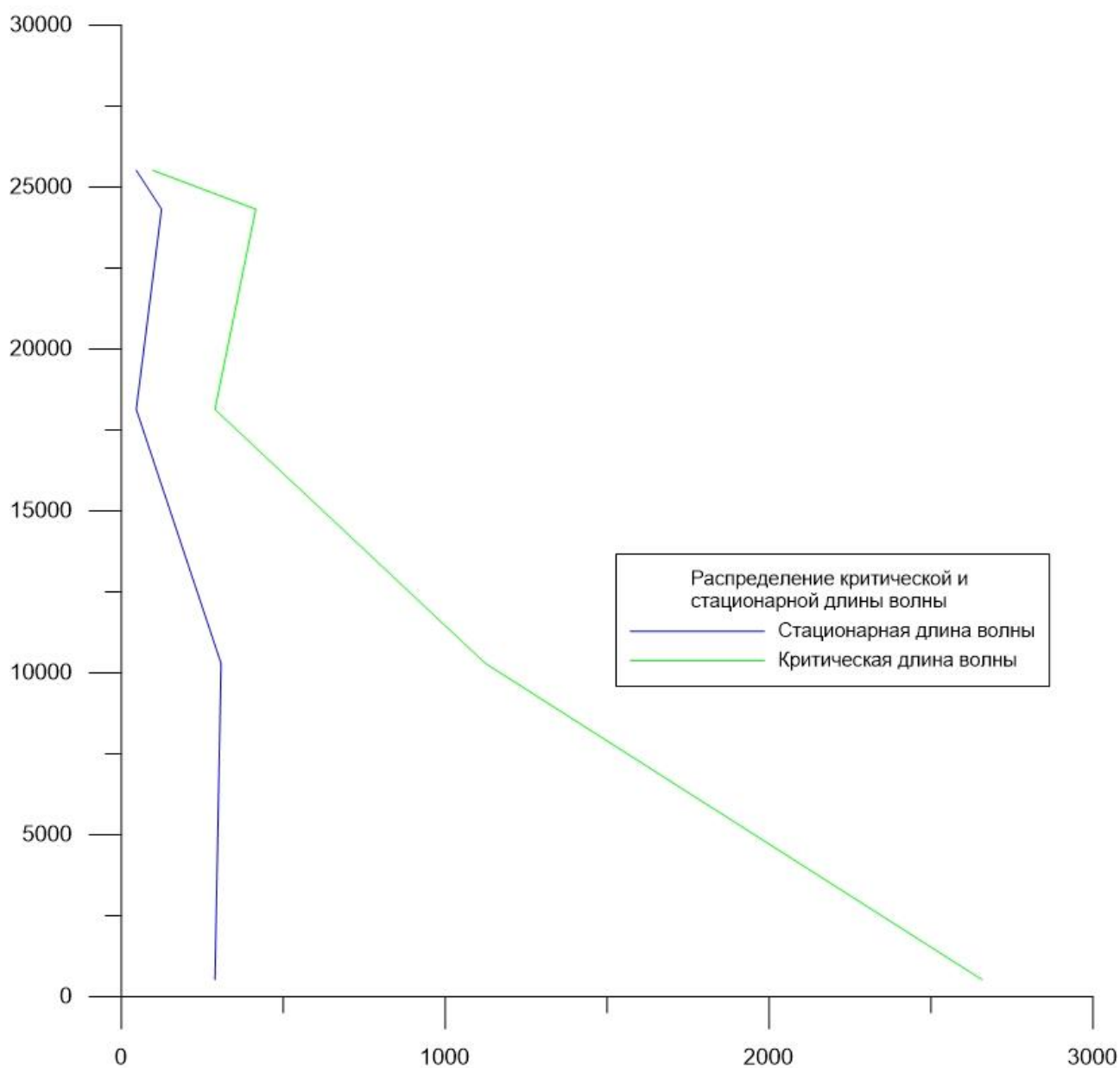


Рисунок 2.9. Высотное распределение стационарных и критических длин волн

Длина горной волны прямо пропорциональна скорости ветра в слое, данная зависимость показана на рисунке 2.10. Можно заметить, что ход профилей повторяют друг друга.

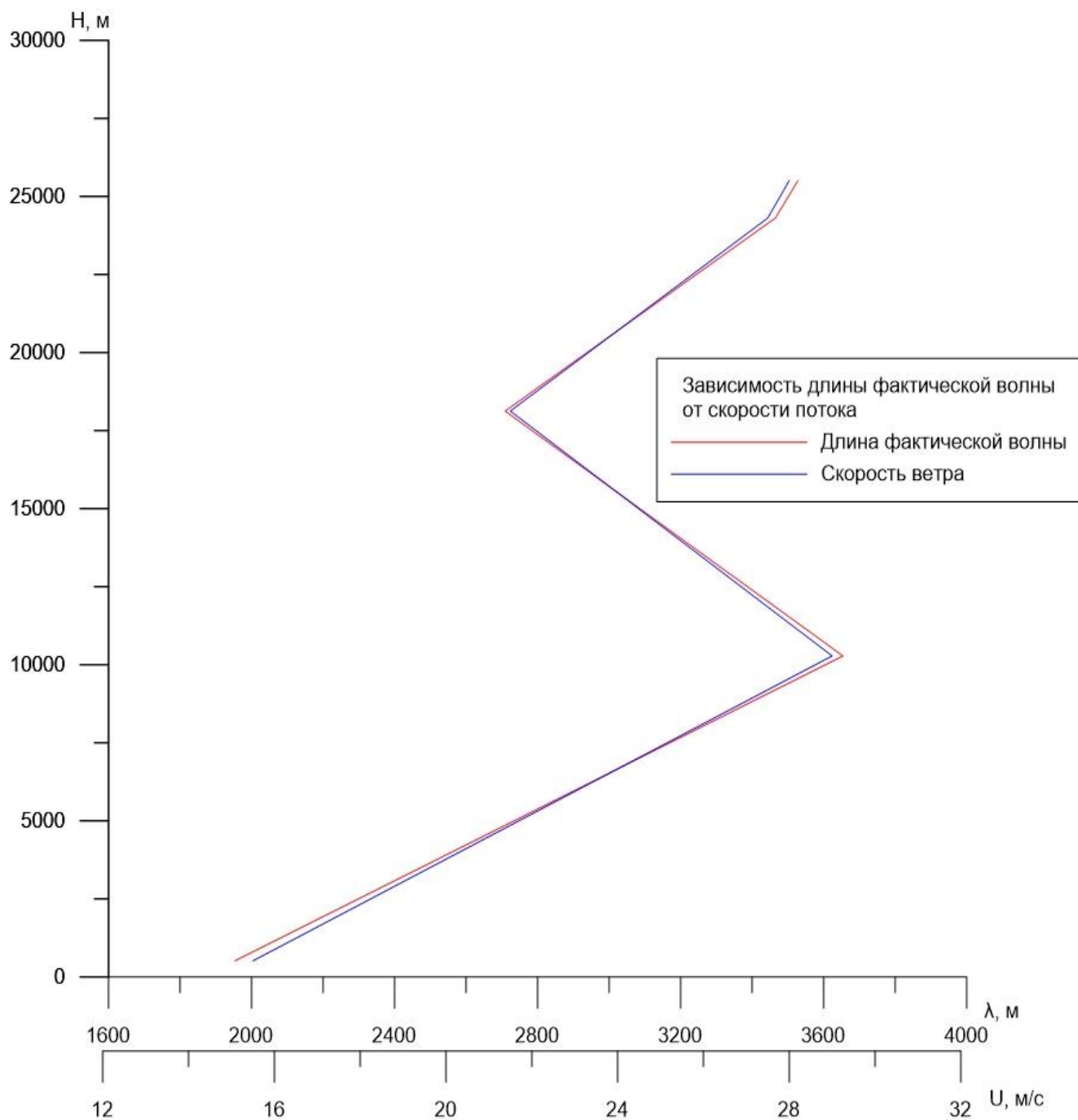


Рисунок 2.10. Зависимость длины фактической волны от скорости потока.

Как можно заметить, в исследуемом случае не наблюдались стационарные (стоячие волны), так как величина критической длины волны много больше стационарной. На значение стационарной длины волны влияет увеличение сдвига ветра и уменьшение скачка температуры. Это показано на рисунке 2.11. Высотный ход скачков ветра и температуры схож на протяжении практически всего ряда, но в верхнем слое они противоположно направлены.

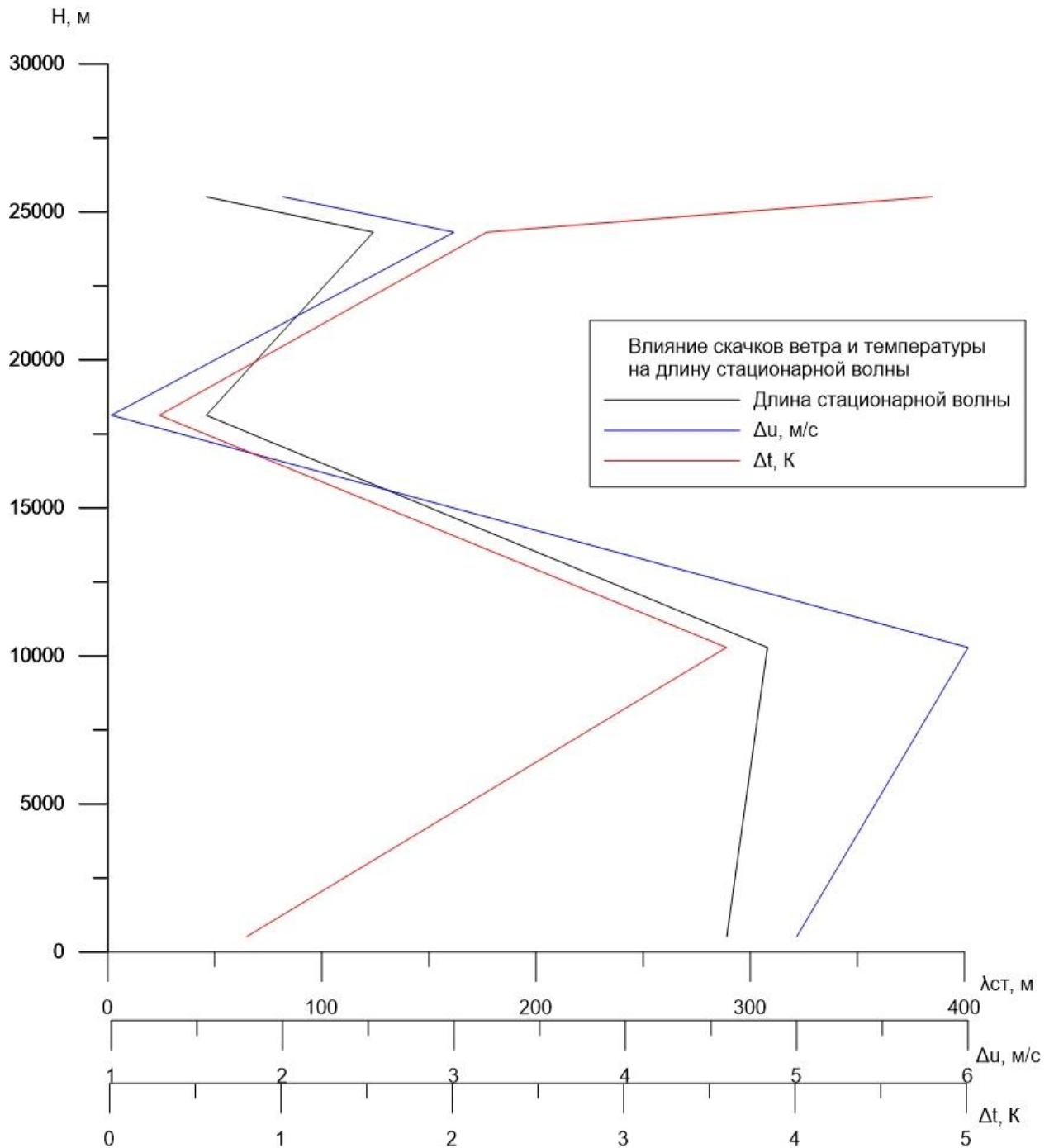


Рисунок 2.11. Влияние скачков скорости ветра и температуры на значение стационарных длин волн.

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. [11]

Таблица 7. 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 7, 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 ( $\Delta t = \text{const}$ ).

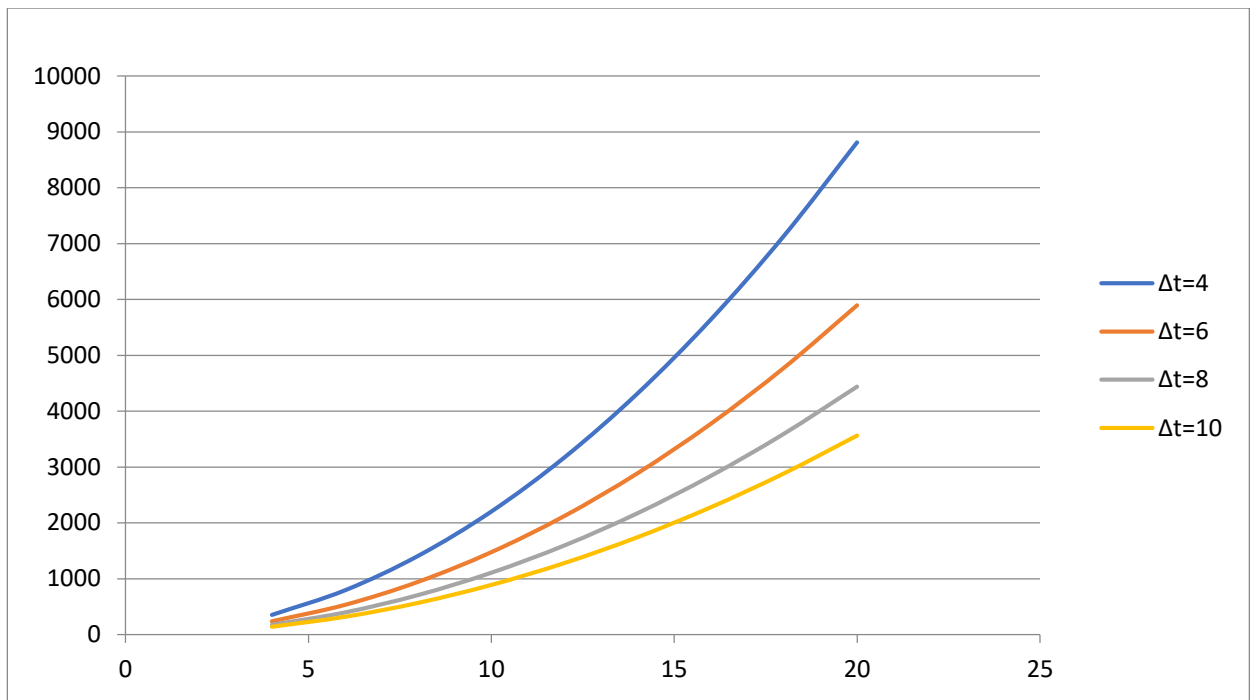


Рисунок 2.12. Зависимость  $\lambda_{\text{крит}}$  от  $\Delta u$  при различных  $\Delta t$

Из графика 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 8 и наглядно представлены на рисунке 2.13.

Таблица 8. 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	$-1,842 \cdot 10^{-5}$

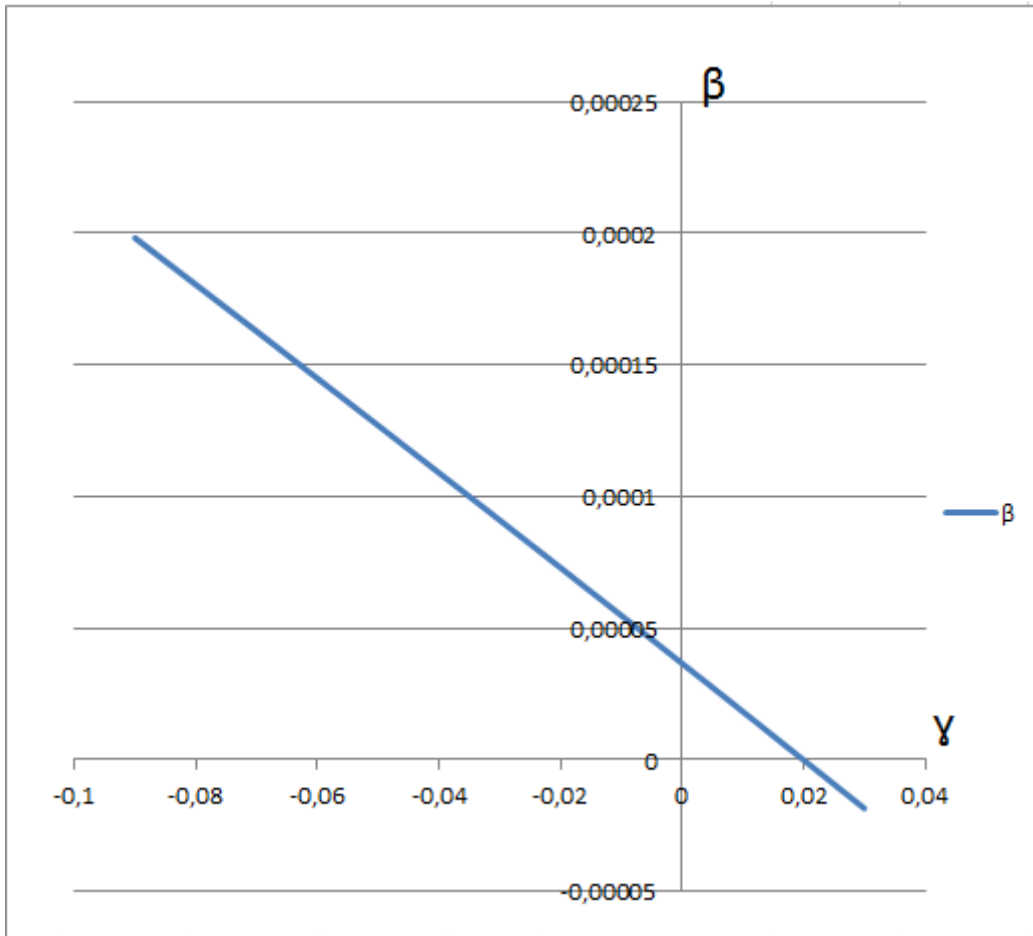


Рисунок 2.13. Зависимость критерия степени устойчивости от вертикального градиента температуры

Как можно заметить,  $\beta$  изменяется линейно. При уменьшении градиента температуры  $\gamma$  критерий степени устойчивости увеличивается,  $\beta$  становится равным нулю при  $\gamma=0,02 \text{ } ^\circ/100\text{м}$ . [11]

#### 2.4.4 Сравнение волновых параметров стратосферной и тропосферной облачности

Для сравнения было отобрано три случая с различными климатическими и сезонными условиями. Учитывая специфику образования волнистообразной облачности, летнее зондирование взяли в ночное время, а зимнее – в дневное.

Таблица 9. Информация об отобранных случаях.

Место зондирования	Срок радиозондирования
26063 Воейково	13 января 2018 года
27038 Вологда	29 июля 2018 года
34731 Ростов-на-Дону	11 августа 2018

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. [8]

Данные радиозондирования для выделенных слоев 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 представлены в таблицах 10 - 12. [11]

Таблица 10. Данные радиозондирования в пункте 26063 Воейково за 13 января 2018 года

Р	Высота	Т	Направление ветра	Скорость ветра
гПа	м	С	deg	м/с
1034	78	-6.9	220	6
1016	218	-7.3	230	12
1000	345	-7.7	255	12
987	447	-7.9	275	12
961	655	-8.3	285	23
945	786	-8.5	289	23
925	952	-8.7	295	23
916	1028	-9.3	299	20
887	1277	-7.5	310	10
875	1383	-6.7	289	8
864	1482	-6.4	270	6
850	1609	-6.1	280	6
811	1977	-5.7	326	6
795	2133	-6.5	345	6
774	2342	-7.5	20	6
750	2587	-8.4	340	4
714	2968	-9.7	340	5
700	3121	-10.7	340	6
682	3320	-12.3	340	6
635	3862	-12.9	341	7
593	4377	-17.5	343	8
524	5290	-22.3	344	9
505	5558	-25.6	345	10
501	5616	-26.3	349	11
500	5630	-26.5	350	12
491	5762	-26.8	5	16
484	5866	-27.1	2	14
481	5911	-28.9	0	14
470	6076	-30.1	355	12
440	6546	-33.7	349	12
400	7210	-39.5	340	14
315	8797	-51.7	328	23
300	9110	-54.9	325	25
286	9411	-57.8	325	27
266	9868	-62.1	330	26
254	10153	-63.5	334	25
250	10250	-65.3	335	25
243	10422	-67.3	335	26
210	11292	-72.5	335	27
200	11580	-70.5	340	27
173	12449	-67.3	346	26



Таблица 11. Данные радиозондирования в пункте 27038 Вологда за 29 июля 2018 года

Р	Высота	Т	Направление ветра	Скорость ветра
гПа	м	С	deg	м/с
1013	130	13.6	70	4
1002	223	12.6	95	8
1000	240	12.4	95	8
925	889	8.4	70	12
916	970	6.8	66	12
907	1051	7.2	63	12
900	1116	8.2	60	12
862	1476	13.6	72	7
853	1564	13.3	75	6
850	1594	13.2	70	6
838	1713	12.6	61	6
816	1935	13	45	7
771	2405	10.9	10	8
700	3206	7.4	35	8
693	3288	6.2	36	8
680	3443	6.2	38	9
674	3516	5	38	9
661	3675	5	40	10
627	4099	1.6	15	12
610	4319	-0.2	30	10
580	4724	-3.5	24	11
550	5142	-5.7	17	12
505	5804	-11.5	6	13
501	5865	-11.7	5	14
500	5880	-11.7	5	14
456	6578	-15.4	20	19
451	6662	-15.9	17	20
430	7015	-18.9	5	21
400	7550	-23.5	15	17
373	8056	-28.3	20	18
344	8622	-32.8	25	19
300	9580	-40.3	10	17
279	10071	-44.3	14	19
252	10747	-48.2	20	21
250	10800	-48.5	20	21
229	11373	-52.3	10	19
200	12250	-52.3	340	19
182	12862	-50.3	355	10
160	13700	-51.1	355	8
150	14120	-51.5	330	8
146	14295	-51.6	320	8

Таблица 12. Данные радиозондирования в пункте 34731 Ростов-на-Дону за 11 августа 2018

Р	Высота	Т	Направление ветра	Скорость ветра
гПа	м	С	deg	м/с
1013	78	26	70	4
1000	193	23.4	80	10
975	411	21.3	95	19
925	863	17	70	17
856	1519	9.8	79	19
850	1578	9.4	80	19
845	1627	9	81	20
818	1894	7.4	84	21
767	2424	9	91	24
751	2597	7.8	94	25
741	2706	7.2	95	25
700	3171	4.8	85	25
621	4134	-2.3	71	24
569	4814	-6.7	60	23
500	5820	-13.3	70	25
491	5958	-14.5	71	25
452	6574	-19	75	23
408	7336	-24.5	79	36
400	7480	-25.9	80	39
311	9237	-41.3	89	41
303	9413	-42.5	90	41
300	9480	-42.9	90	39
267	10260	-45.7	85	29
250	10700	-47.3	70	23
242	10915	-48.5	65	21
221	11513	-48.7	40	8
200	12170	-48.9	75	6
195	12336	-48.7	70	4
190	12507	-48.5	36	5
172	13156	-49.6	265	10
150	14050	-51.1	260	17
119	15537	-56.7	250	14
100	16640	-56.7	250	14
89	17375	-57.4	245	12
78	18207	-58.2	270	10
70	18890	-58.9	230	8
68.2	19054	-59.9	219	7
67.4	19128	-59.5	214	7
60	19861	-58.7	165	4
50	21010	-57.5	110	6
46	21538	-56.2	75	6

Для данных станций были рассчитаны параметры гравитационно-сдвиговых волн, результаты которых представлены в таблице 13.

Таблица 13. Основные параметры атмосферных волн на станциях

Станция	$\Delta t$ , К	$\Delta u$ , м/с	$t_0$ , К	$t_{cp}$ , 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

Так как длины критической и стационарной волн зависят только от значения сдвига скорости ветра и температуры, мы не можем провести сравнение со стратосферными волнами.

### 3. Анализ синоптической ситуации и данных аномалий озона.

#### 3.1 Синоптическая ситуация

В случаях наблюдения перламутровых облаков в районе Мурманска, над акваторией Норвежского моря располагался глубокий заполняющийся циклон. Область высокого давления находится южнее или юго-западнее над северной или западной Европой.

На рисунках 3.1 и 3.2 [12] можно увидеть, что изобары пролегают в широтном направлении. Из-за такой синоптической ситуации западные ветры образуют с линией Скандинавских гор угол около  $40^\circ$ , что является оптимальным для формирования горных волн.

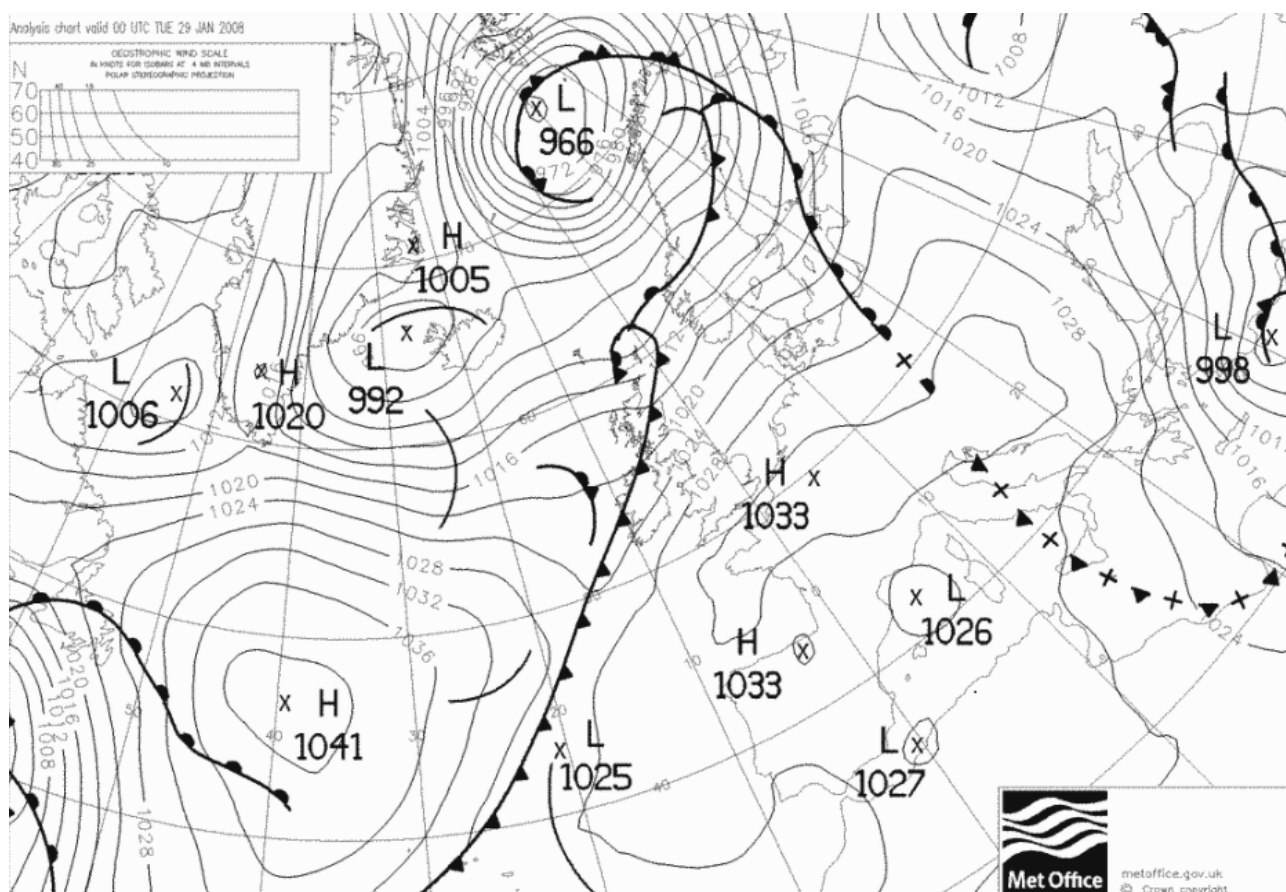


Рисунок 3.1. Синоптическая карта 29.01.2008

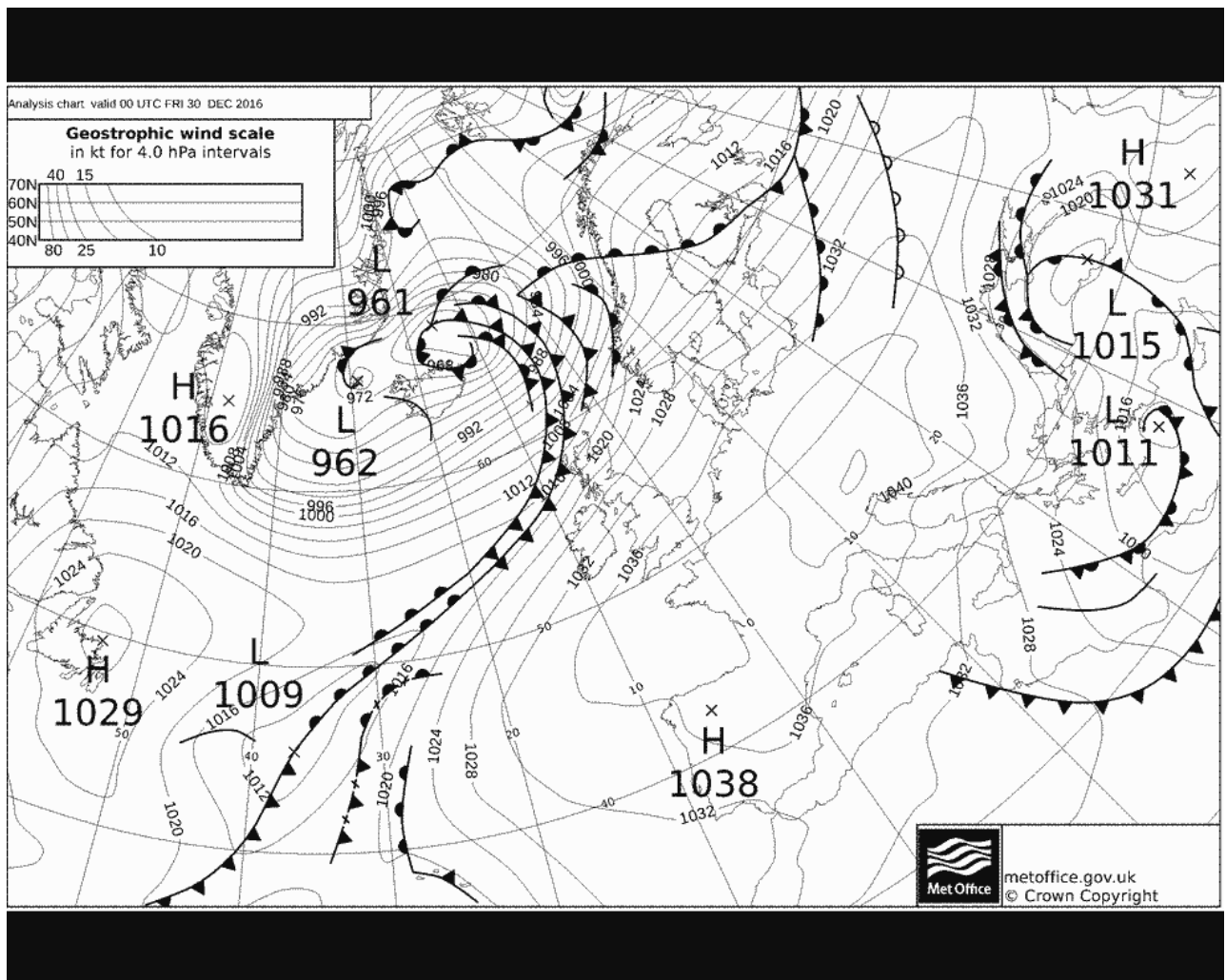


Рисунок 3.2. Синоптическая карта 30.12.2016

Кратко рассмотрим зимний климат региона для понимания частоты наступления такой синоптической ситуации. Город расположен в атлантико-арктической зоне умеренного климата. Климат Мурманска формируется близостью Баренцева моря, что усиливает влияние теплого североатлантического течения. Этот фактор способствует сильному отличию мурманского климата от других городов, расположенных за Полярным кругом.

«Преобладание циклонических процессов над Норвежским и Баренцевым морями и антициклонических над материком в обычные зимы обуславливает преобладание ветра (с материка) южных юго-восточных и юго-

западных направлений. Суммарная повторяемость указанных направлений ветра достигает 74% в ноябре, 84% в декабре, 83% в январе, 80% в феврале и 68% в марте. Повторяемость противоположных направлений ветра с моря значительно меньшая, и она составляет 16% в ноябре, 11% в декабре и январе, 14% в феврале и 21% в марте.

При южном направлении ветра наиболее высокой повторяемости наблюдаются наиболее низкие средние температуры, а при северном, значительно менее вероятном зимой, наиболее высокие.

Увеличение повторяемости и интенсивности циклонов обуславливает зимой увеличение как средней скорости ветра, так и повторяемости штормов. Средняя сезонная скорость ветра зимой на 1 м/с выше средней годовой, а наибольшая, около 7 м/с, приходится на середину сезона (январь). Число дней со штормом  $\geq 15$  м/сек. достигает зимой 36 или 67% их годового значения; зимой возможно усиление ветра до урагана  $\geq 28$  м/сек. Однако ураганы в Мурманске мало вероятны и зимой, когда они наблюдаются один раз в 4 года. Наиболее вероятны штормы южного и юго-западного направлений. Вероятность слабого ветра  $< 6$  м/сек. колеблется от 44% в феврале до 49% в марте, а в среднем за сезон достигает 46%. Наибольшая облачность наблюдается в начале сезона, в ноябре. В течение сезона она постепенно уменьшается, достигая минимума в марте, который является наименее облачным. Наличие значительной облачности во время полярной ночи сокращает и без того короткий промежуток сумеречного времени и увеличивает неприятное ощущение, испытываемое во время полярной ночи.

Наиболее низкие температуры зимой обуславливают понижение как абсолютного влагосодержания, так и недостатка насыщения. Суточный ход этих характеристик влажности зимой практически отсутствует, относительная же влажность воздуха в течение трех первых месяцев зимы, с ноября по январь, достигает годового максимума 85%, а с февраля убывает до 79% в

марте. В большей части зимы, до февраля включительно, суточные периодические колебания относительной влажности, приуроченные к определенному времени суток, отсутствуют и становятся заметными только в марте, когда амплитуда их достигает 12%. Сухие дни с относительной влажностью  $\leq 30\%$  хотя бы за один из сроков наблюдений зимой полностью отсутствуют, а влажные дни с относительной влажностью в 13 часов  $\geq 80\%$  преобладают и наблюдаются в среднем в 75% общего числа дней в сезоне. Заметное уменьшение числа влажных дней наблюдается в конце сезона, в марте, когда в дневные часы в связи с прогреванием воздуха относительная влажность уменьшается.

Осадки выпадают зимой чаще, чем в других сезонах. В среднем за сезон наблюдается 129 дней с осадками, что составляет 86% всех дней сезона. Однако осадки зимой менее интенсивны, чем в другие сезоны. Среднее количество осадков за день с осадками составляет всего 0,2 мм в марте и 0,3 мм за остальные месяцы с ноября по февраль включительно, в то время как средняя их продолжительность за день с осадками колеблется зимой около 10 часов. В 52% общего числа дней с осадками количество их не достигает и 0,1 мм. Нередко слабый снег выпадает с небольшими перерывами в течение ряда дней, не вызывая увеличения снежного покрова. Значительные осадки  $\geq 5$  мм за сутки наблюдаются зимой довольно редко, всего только 4 дня за сезон, а еще более интенсивные осадки свыше 10 мм за сутки весьма мало вероятны, всего 3 дня за 10 сезонов. Наибольшее суточное количество осадков наблюдается зимой при выпадении осадков «зарядами». Завесь зимний сезон выпадает в среднем 144 мм осадков, что составляет 29% их годового количества. Наибольшее количество осадков выпадает в ноябре, 32 мм, а наименьшее — в марте, 17 мм.

Зимой преобладают твердые осадки в виде снега. Доля их от общего количества за весь сезон составляет 88%. Смешанные осадки в виде снега с

дождем или мокрым снегом выпадают значительно реже и доля их составляет всего 10% общего количества за весь сезон. Еще менее вероятны жидкие осадки в виде дождя. Доля жидких осадков не превышает 2% их общего сезонного количества. Наиболее вероятны жидкие и смешанные осадки (32%) в ноябре, в котором наиболее часты оттепели, наименее вероятны эти осадки в январе (2%).

В отдельные месяцы в зависимости от повторяемости циклонов и синоптических положений, характерных для осадков зарядами [20], месячное их количество может колебаться в широких пределах. В качестве примера значительных аномалий месячного количества осадков можно привести декабрь 1966 г. и январь 1967 г. Циркуляционные условия этих месяцев описаны автором в работе [23]. В декабре 1966 г. в Мурманске выпало всего 3 мм осадков, что составляет 12% среднего многолетнего количества в этом месяце. Высота снежного покрова в течение декабря 1966 г. была менее 1 см, а во второй половине месяца снежный покров фактически отсутствовал. В январе 1967 г. месячное количество осадков достигло 55 мм или 250% среднего многолетнего, а максимальное суточное количество достигало 7 мм. В отличие от декабря 1966 г., в январе 1967 г. наблюдалось частое выпадение осадков зарядами, сопровождавшееся сильными ветрами и метелями. Это вызывало частые снежные заносы, затруднявшие работу транспорта.» [13]

«В связи с малой продолжительностью дня среднее число часов солнечного сияния зимой в течение трех первых месяцев зимы, с ноября по январь, не превышает 6 часов, а в декабре во время полярной ночи солнце не наблюдается в течение всего месяца. В конце зимы в связи с быстрым ростом продолжительности дня и уменьшением облачности среднее число часов солнечного сияния увеличивается до 32 в феврале и до 121 часа в марте»[13]



### 3.2 Аномалии озона при наблюдении перламутровых облаков

Многими учеными было доказано, что полярная стратосферная облачность пагубно влияет на озоновый слой земли. Этот процесс происходит из-за ряда причин:

- перламутровые облака формируются зимой, когда на полюс не попадает солнечная радиация, которая запускает образование озона
- циркумполярный вихрь над Арктикой, который является благоприятным для стратосферной облачности, препятствует поступлению озона с более низких широт
- вещества, которые при воздействии ультрафиолета разрушают озон, замерзают в облаках и остаются в стратосфере до окончания полярной ночи

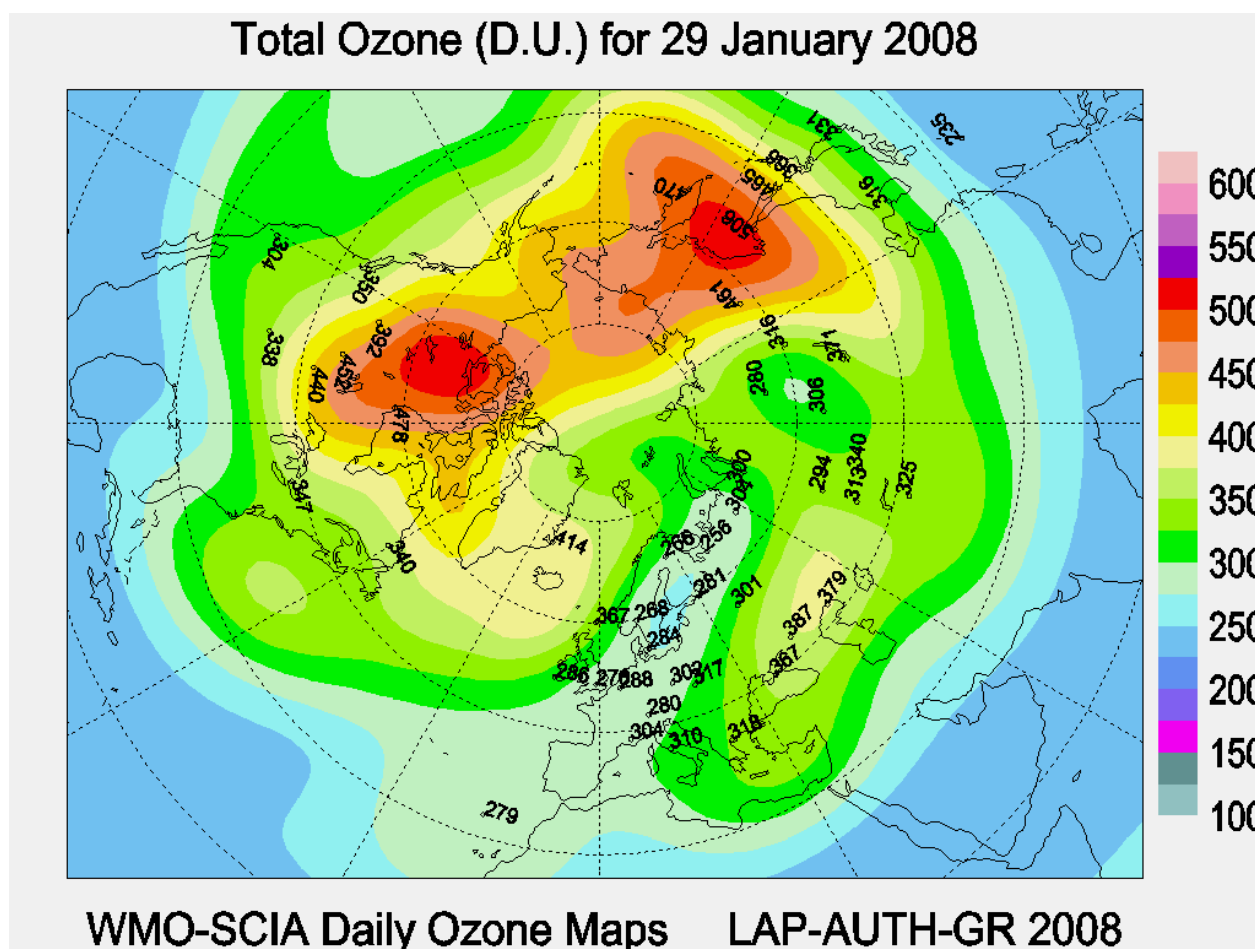


Рисунок 3.3. Карта аномалий озона 29 января 2008 г.

## Total Ozone (D.U.) for 30 December 2016

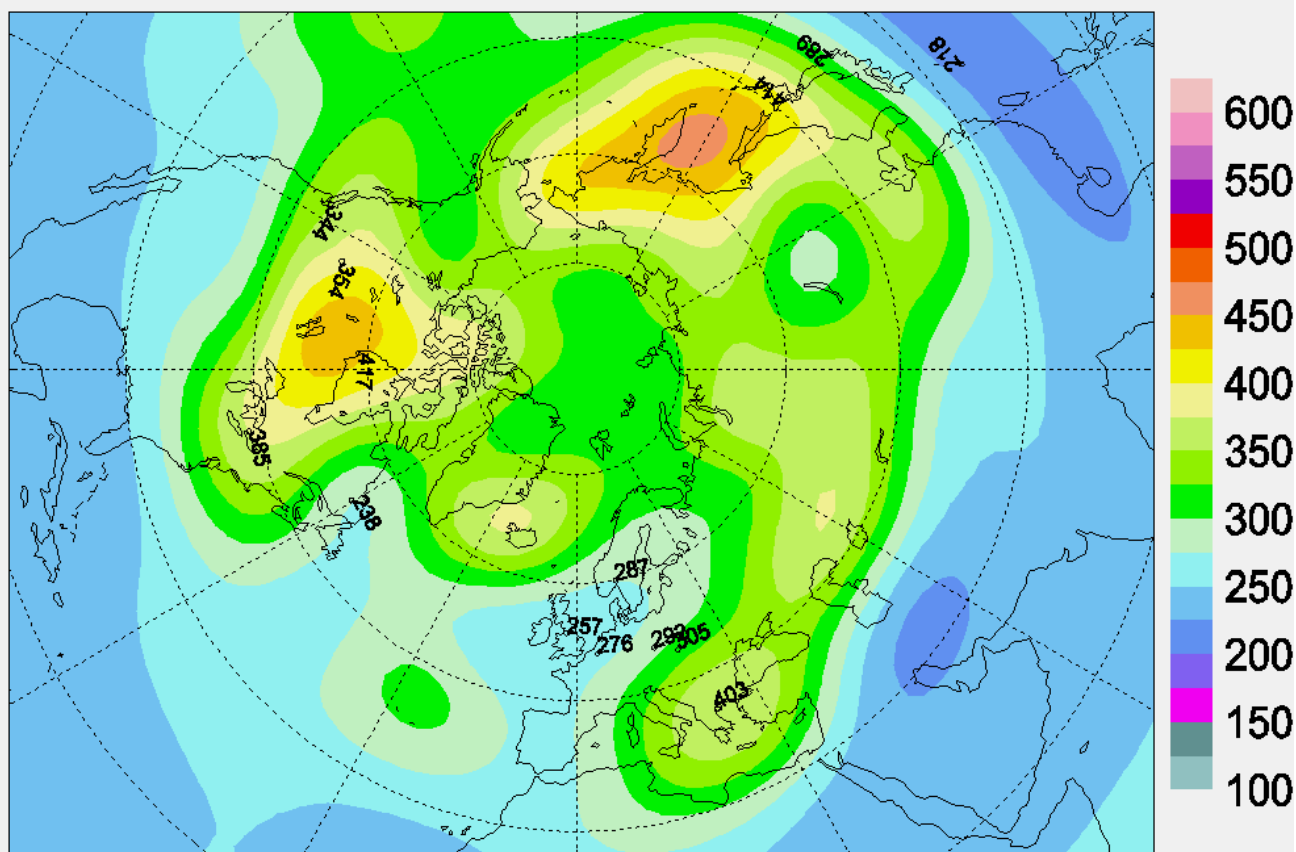


Рисунок 3.4. Карта аномалий озона 30 декабря 2016 г.

Анализируя карты аномалий озона (рисунок 3.3 и 3.4) [14], можно сказать, что на данном этапе основной вклад вносит отсутствие солнечной радиации и циркумполярный вихрь над Арктикой.

Для воздействия тригидрата азотной кислоты и других примесей на озон необходимо повышение температуры и достаточное количество ультрафиолета.

## Заключение

В данной работе реализованы следующие задачи:

- изучен теоретический материал, классификация и механизм образования облаков в стратосфере;
- проанализирован процесс образования горных волн;
- собраны данные радиозондирования атмосферы в срок наблюдения перламутровой облачности; и проведен анализ метеорологических характеристик радиозондирования;
- рассчитаны волновые характеристики перламутровых облаков и произведено сравнение волновых характеристик стратосферной облачности с данными тропосферной различных регионов, а также проанализирована синоптическая ситуация и аномалии озонового слоя.

В ходе работы были получены следующие выводы:

1. Во время подбора данных радиозондирования атмосферы был произведен анализ хода температуры в стратосфере в Мурманске в зимний период. Отличный от стандартной атмосферы ход температуры прослеживается в Мурманске во многих сроках. Причиной этому является отсутствие солнечного излучения в полярных широтах.
2. Из данных радиозондирования получено, что минимальная температура в слое выше 50 гПа опускалась ниже  $85^{\circ}$  С. Отсюда следует, что в эти дни наблюдались редкие перламутровые облака II типа, которые состоят из ледяных кристаллов, что подтверждает визуальную оценку облачности по фотоснимкам.
3. В исследуемом случае не наблюдались стационарные (стоячие волны), так как величина критической длины волны много больше стационарной и меньше фактической. На значение стационарной длины волны влияет увеличение сдвига ветра и уменьшение скачка температуры.

4. Длина горной волны мала у земли и не устойчива. На высоте около 3 км волны становятся более устойчивыми, что благоприятно влияет на образование облачности.
5. Длина горной волны прямо пропорциональна скорости ветра в слое.
6. На значение стационарной длины волны влияет увеличение сдвига ветра и уменьшение скачка температуры.
7. Предельная критическая длина волны может изменяться от сотен метров до 5–8 км. В схожих пределах находятся и наблюдаемые в атмосфере расстояния между соседними валами облаков.
8. Так как длины критической и стационарной волн зависят только от значения сдвига скорости ветра и температуры, мы не можем провести сравнение со стратосферными волнами.
9. В представленных случаях преобладают западные ветры. Ветер этого направления встречает Скандинавские горы в последствии образуя гравитационную волну. Данный вывод подтверждает синоптическая ситуация.
10. Анализ карт аномалий озона показал, что в зимний период основной вклад в разрушение озонового слоя вносит отсутствие солнечной радиации и циркумполярный вихрь над Арктикой. Для начала воздействия стратосферной облачности на озоносферу тригидратом азотной кислоты и другими примесями необходимо повышение температуры и достаточное количество ультрафиолета.

Полученные результаты исследования не дают исчерпывающих ответов на все вопросы, касающиеся перламутровой облачности, однако, могут помочь с прогнозированием этого редкого явления.

С целью более детального изучения особенностей образования перламутровой облачности в северном полушарии требуется провести

дополнительные исследования с увеличением количества случаев наблюдения для представления статистической информации об этом явлении.

## Список использованных источников

1. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака: строение и физика образования. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 280 с
2. Винниченко Н.К., Пинус Н.З., Шметер С.М., Шур Г.Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Издание второе, переработанное и дополненное Гидрометиздат - Ленинград-1976г.
3. <http://meteoweb.ru/2020/topics/psc.php>
4. <https://tainaprirody.ru/atmosfera/perlamutrovye-oblaka>
5. [https://www.cnews.ru/news/top/najden\\_novyj\\_ubijtsa\\_ozona](https://www.cnews.ru/news/top/najden_novyj_ubijtsa_ozona)
6. <https://cloudatlas.wmo.int/ru/nacreous-clouds.html>
7. Международный атлас облаков. [Эл. ресурс]. Режим доступа: <https://cloudatlas.wmo.int/ru/irisation-or-iridescence.html>
8. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
9. <https://kolamap.ru/arh/clouds.htm>
10. Электронный новостной журнал «Лента.ру» статья 12:13, 30 декабря 2016 г. [Эл. ресурс]. Режим доступа: <https://lenta.ru/news/2016/12/30/clouds/>
11. Кузьмина Н.С. Анализ условий формирования волнистообразной облачности [ВКР 2019] Выпускная квалификационная работа (ВКР). Бакалаврская работа. Направление: Прикладная метеорология. 05.03.05. Кафедра Метеорологии, климатологии и охраны атмосферы. Руководитель Кашлева Л. В.
12. <https://www.wetterzentrale.de/>
13. <https://pogoda51.ru/klimaticheskaya-kharakteristika-sezonov-goda>

14. <http://lap.physics.auth.gr/ozonemaps2/archive.php?gType=perDate>
15. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Издание второе, переработанное дополненное. Гидрометеиздат, Ленинград 1984г., - 751с
16. <https://pogoda51.ru/klimaticheskaya-kharakteristika-sezonov-goda>
17. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. Гидрометеиздат. Ленинград 1955г.— 650 с
18. Насонов С. В. Оптические характеристиким облаков верхнего яруса и их связь с метеорологическими параметрами атмосферы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. 01.04.05. Томск - 2015г [Эл. ресурс]. Режим доступа: <http://dlib.rsl.ru/rsl01008000000/rsl01008100000/rsl01008100365/rsl01008100365.pdf>.
19. Яковлев Б. А. Климат Мурманска. Л.: Гидрометеиздат.— 1972г.— 108
20. <https://severpost.ru/read/49805/>
21. <https://curious-world.ru/priroda/prirodnye-yavleniya/item/276-perlamutrovye-oblaka>