

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики атмосферы
им. А.М. Обухова Российской академии наук

На правах рукописи



Перцев Николай Николаевич

**Регулярная и нерегулярная изменчивость температуры и характеристик серебристых
облаков в области среднеширотной мезопаузы**

Специальность 25.00.29 - Физика атмосферы и гидросферы

диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Москва
2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Основные обозначения и сокращения</i>	4
<u>Введение</u>	6
<u>Глава 1. Особенности области мезопаузы и методы ее изучения</u>	
1.1. Область мезопаузы: особенности физических условий.....	17
1.2. Методы измерения характеристик области мезопаузы	21
Выводы.....	52
<u>Глава 2. Регулярная цикличность характеристик области мезопаузы</u>	
2.1. Годовой цикл: данные гидроксильных спектрофотометрических измерений; сопоставление с данными других измерений, сезонный ход активности серебристых облаков	53
2.2. Суточный цикл в температуре области мезопаузы на широте 54-57° N.....	68
2.3. Лунные приливы: оценки по данным гидроксильной температуры и характеристикам серебристых облаков.....	75
Выводы.....	92
<u>Глава 3. Межгодовые, межсуточные и внутрисуточные нарушения регулярной цикличности</u>	
3.1. Источники нерегулярной изменчивости характеристик области мезопаузы.....	94
3.2. Нерегулярные внутрисуточная и внутрисезонная изменчивость.....	98
3.3. Межгодовая изменчивость по данным гидроксильной температуры и сезонным характеристикам активности серебристых облаков.....	117
3.4. Изменение свойств области мезопаузы в цикле солнечной активности.....	125
3.5. Субвековые тренды годовой цикличности	146
3.6. Серебристые облака - индикатор возможных качественных климатических изменений в области мезопаузы.....	164
Выводы.....	167
<u>4. Возмущение области мезопаузы гидродинамическими волнами</u>	

4.1. Масштабная иерархия и взаимозависимость гидродинамических волн в средней атмосфере	169
4.2. Возмущение области мезопаузы планетарными волнами.....	177
4.3. Распространение гравитационных волн в область мезопаузы из нижних слоев.....	193
4.4. Мезосферные фронты по данным фотосъемки полей серебристых облаков.....	218
4.5. Роль планетарных и гравитационных волн в реакции области мезопаузы на внезапные стратосферные потепления.....	222
Выводы.....	241
<u>Заключение</u>	243
Приложение. Оценки составляющих изменчивости температуры в области мезопаузы.....	246
Ссылки	248

Использованные сокращения и основные обозначения

а.е.м. – атомная единица массы

АГВ - атмосферные гравитационные волны

ВСП – внезапные стратосферные потепления

ДВЗ – дистанционное волновое зондирование

ЗНС - Звенигородская Научная Станция Института физики атмосферы им. А.М.Обухова (55.7° N, 36.8° E)

з.р. – земной радиус (единица расстояния)

ИФА – Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова (АН СССР, РАН)

КДК – Квазидвухлетнее колебание

КР – Коэффициент регрессии

МГГ – Международный геофизический год (1957 – 58)

МЛЭ – Мезосферные летние эхо

МСВА - модель средней и верхней атмосферы [Погорельцев, 2007; Pogoreltsev et al., 2007].

НАМ - нормальные атмосферные моды

ОМ - область мезопаузы

ПМО – полярные мезосферные облака

РДВ – рабочий диапазон высот

Рл – рэлей, $1 \text{ Рл} = 1 \cdot 10^{10} \text{ фотон} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

СА - солнечная активность

САФСО – международная сеть автоматической фотосъемки серебристых облаков северного полушария

СМО – стандартное месячное отклонение

С.О. – серебристые облака

СтО – стандартное отклонение

СП – северное полушарие

СПВ - стационарные планетарные волны

СПВ1 или **СПВ2** – СПВ с $m=1$ или 2

ЮП – южное полушарие

А – азимут направления ветра или фазовой скорости волны

AIM – название спутника (Aeronomy of Ice in the Mesosphere).

F_{10.7} - поток солнечного радиоизлучения на длине волны 10,7 см

Н – высота однородной атмосферы

I_{7/9} -отношение интенсивностей полос ОН(7,3) и ОН(9,4) гидроксила, которое может служить вертикальной координатой гидроксильного слоя (см. раздел 1.2.)

I_{8/9} -аналогично, отношение интенсивностей полос ОН(8,5) и ОН(9,5) гидроксила

k – горизонтальная составляющая волнового вектора

LT- местное солнечное время

LT_L- местное лунное время

Ly_α- Лайман-альфа, 122 нм, спектральная линия водорода

l – параметр Кориолиса (инерционная частота)

- m – зональное волновое число (безразмерное, соответствует количеству гребней планетарной волны на широтном круге)
- N – частота Брента-Вяйсяля
- n – общая концентрация молекул
- OH^* – возбужденный гидроксил
- $p_0(z)$ – вертикальный профиль давления воздуха
- p_{25} – давление на высоте 25 км
- R_I – газовая постоянная для воздуха ($287 \text{ Дж кг}^{-1} \text{ К}^{-1}$)
- R_L – расстояние Луны от Земли
- sfu – единица потока солнечного радиоизлучения, равная $10^{-22} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{Гц}^{-1}$
- $T_0(z)$ – вертикальный профиль фоновой температуры
- T_{OH} – температура гидроксильного слоя (вращательная, основана на спектрофотометрии одной из полос гидроксила, например, $\text{OH}(6,2)$)
- UT- универсальное мировое время
- u – фоновая скорость ветра
- u_k – проекция вектора $\vec{u}$ на направление горизонтальной фазовой скорости волны
- UWO – University of Western Ontario, Canada
- β – меридиональный градиент параметра Кориолиса
- δ_L – экваториальное склонение Луны
- φ – широта
- $\rho_0(z)$ – вертикальный профиль плотности воздуха
- ζ – безразмерная вертикальная координата
- τ_L – часовой угол Луны
- ω – круговая частота волны в системе отсчета, связанной с наземными приборами
- ω_i – то же в системе отсчета, связанной с воздушным потоком
- $\tilde{\omega}$ – ее безразмерный аналог

Введение. Общая характеристика работы

Актуальность темы исследований. Изучение взаимодействия динамических процессов, протекающих в различных слоях атмосферы Земли и взаимодействия самих слоев и оболочек Земли является одной из важнейших фундаментальных задач геофизики. Последние годы и десятилетия характеризуются мощным развитием аэрокосмических и наземных систем наблюдения за состоянием и динамикой атмосферы на различных высотах, идет накопление новых данных измерений, требующих дальнейшего осмысления, обработки и интерпретации. На основе имеющегося материала измерений разрабатываются глобальные эмпирические и полуэмпирические модели атмосферных характеристик, учитывающие временную и пространственную изменчивость метеорологических полей.

Одним из слоев, требующих таких обобщений, является область мезопаузы (высоты ~ 75 — 105 км), весьма существенная для учета процессов переноса импульса, энергии и вещества в атмосфере. Как и другие области атмосферы, область мезопаузы даже в первом приближении нельзя считать статической для многих практических задач, поскольку регулярные и нерегулярные изменения в ней весьма значительны. Атмосферные колебания, существенные для области мезопаузы, имеют разный пространственный и временной масштаб. Это – квазидвухлетнее колебание, годовая волна с гармониками, внутрисезонные планетарные волны, солнечные и лунные приливы, акустические и гравитационные волны, турбулентные движения (такая классификация не является единственной; ее выбор связан с ее практической применимостью).

Анализ результатов обработки данных измерений показывает постоянное присутствие в области мезопаузы всех перечисленных возмущений. Важнейшим свойством атмосферных гидродинамических волн является то, что при распространении из нижних слоев в более высоко-лежащие, они переносят энергию и импульс. Диссипируя на высотах средней атмосферы и термосферы, эти волны передают энергию и импульс среде, воздействуя таким образом на тепловой баланс и среднезональную циркуляцию. Турбулентность, тесно взаимодействуя с атмосферными волнами, рождает вертикальные тепловые и диффузионные потоки. Исходя из всего этого, приходим к выводу, что, с одной стороны, область мезопаузы может быть изучена лишь в совокупности с соседними к ней слоями, с другой стороны, знание пространственной и временной изменчивости области мезопаузы необходимо для изучения соседних с ней слоев.

Исследованию изменчивости области мезопаузы уделяется большое внимание практически во всех международных проектах по среднеатмосферной и солнечно-земной физике. Например, в последние годы выполняются глобальные международные программы NDMC (Network for the Detection of Mesopause Change, с 2007 г., продолжается) и CAWSES-II (Climate And Weather of the Sun-Earth System, 2009-2013), вторая из которых организована и проводится под руководством Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics (SCOSTEP). Часть работ, представленных в диссертации, выполнялась в рамках указанных проектов (автор входил в одну из рабочих групп – «PMC/NLC altitude, frequency and brightness changes related to changes in dynamics and chemical composition» программы CAWSES-II). Кроме указанной рабочей группы еще две рабочие группы программы CAWSES-II занимались непосредственно вопросами изменчивости области мезопаузы. В настоящее время начато выполнение новой международной программы VarSITI (Variability of the Sun and its terrestrial impact), пришедшей на смену CAWSES-II. Все это подтверждает, что изучение вопросов изменчивости области мезопаузы в результате воздействий, приходящих из нижних слоев атмосферы и из космоса, является важной и актуальной деятельностью, имеющей большое научное и практическое значение.

Актуальность изучения динамических процессов, обуславливающих изменчивость области мезопаузы, объясняется также тем, что пространственные и временные неоднородности различных масштабов, наблюдаемые в нейтральной средней атмосфере и ионосфере Земли, играют важную роль в функционировании современных технологических систем. С этим связано большое число практических вопросов, на которые постоянно приходится отвечать экспертам, например, могут ли сгорающие метеоры и серебристые облака представлять собой ложные цели для военных систем наведения, могут ли среднеатмосферные волны представлять угрозу для благополучного возвращения космических аппаратов типа Space Shuttle и т.п. Точность локализации наблюдаемых объектов с помощью спутниковых навигационных систем зависит от состояния ионосферы, которое в большой степени определяется системой ветров нейтральных частиц на ионосферных высотах. Изменчивость нижней части области E ионосферы, тесно связанная с изменчивостью области мезопаузы, определяет непостоянные условия распространения радиоволн в диапазоне 0,2-6 МГц. Наконец, заряженная компонента области мезопаузы включает ее в глобальную электрическую цепь, что обуславливает взаимодействие этой области с электромагнитным полем Земли.

Говоря о перспективах исследований в этом направлении, нужно отметить, что слои и

оболочки Земли подвержены непостоянным по времени космическим воздействиям и возрастающему агрессивно-технологическому воздействию человечества. Некоторые длительные циклы автоколебаний и космических влияний еще не изучены и даже не найдены, поскольку некоторые новые методы измерений существуют меньше четверти века. Не все найденные из измерений закономерности получили однозначную теоретическую интерпретацию. Аэрономия и физика атмосферы сталкиваются и обязательно будут сталкиваться в дальнейшем с новыми практическими задачами, включающими и область мезопаузы.

Степень разработанности научной темы. Работа достаточно полно описывает все наиболее важные черты изменчивости температурного поля среднеширотной области мезопаузы, подтвержденные измерениями и известные на момент написания основного содержания диссертации (2014 г.).

Цели и задачи работы. Несмотря на то, что тема изменчивости области мезопаузы разрабатывается в той или иной форме уже много десятилетий, для статистически достоверных выводов по этой теме было необходимо объединить измерения и наблюдения прошлых десятилетий с гораздо бóльшим объемом информации последних десятилетий, связанным с техническим прогрессом в наземных измерениях и возникновением спутниковых измерений. Кроме того, для разработки удобной интерпретации статистической изменчивости нужно было вычленить из всего многообразия динамических процессов в средней атмосфере отдельные составляющие, такие как атмосферные гравитационные волны, или планетарные волны, или турбулентную диффузию и изучить поведение этих составляющих на моделях. В связи с этим, целью работы стало не чисто статистическое описание изменчивости области мезопаузы (например, через пространственно-временные спектры), а выделение и исследование отдельных составляющих изменчивости, связанных с конкретными причинами возмущения (например, лунным гравитационным приливом) или конкретными объектами (например, планетарными волнами), и в конце концов прийти к самосогласованному и полному описанию всех основных черт изменчивости температуры и связанных с ней характеристик области мезопаузы. Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи:

- Провести по единой методике измерения инфракрасных эмиссий области мезопаузы и

систематическую фотосъемку серебристых облаков (С.О.) на интервалах времени, превышающих 11-летний цикл солнечной активности. На основе многолетних измерений гидроксильного излучения области мезопаузы, наблюдений серебристых облаков и других данных изучить основные составляющие изменчивости температуры и других связанных с ней характеристик области мезопаузы в разных частотных диапазонах от 20 минут до десятков лет.

- Отобрать и проанализировать результаты измерений температуры и инфракрасных эмиссий области мезопаузы во время внезапных стратосферных потеплений (ВСП) за много лет. Получить усредненную реакцию температуры и параметров эмиссий области мезопаузы в период ВСП методом наложенных эпох. Исследовать межсуточный ход ночной изменчивости температуры, то есть ее стандартного отклонения, обусловленного в основном приливами и внутренними гравитационными волнами, во время ВСП. Изучить долготный ход возмущений температуры в период ВСП по спутниковым данным. Согласовать картины температурных возмущений в период ВСП по данным наземных и спутниковых измерений. Исследовать роль планетарных волн в осцилляциях температуры области мезопаузы во время ВСП. Выяснить, являются ли универсальной реакция температуры области мезопаузы на ВСП на разных долготах.
- Изучить возможности распространения квазистационарных гравитационных волн от орографических источников в область мезопаузы.
- Создать международную сеть автоматических фотокамер для регистрации серебристых облаков, отладить и скоординировать методику автоматической фотосъемки, проанализировать ее результаты и применить их к изучению изменчивости среднеширотной летней верхней мезосферы. Сопоставить ее результаты со спутниковыми данными и сделать на этой основе выводы о чувствительности серебристых облаков как индикатора относительной влажности.
- Разработать алгоритм, создать и опробовать численную модель для расчета распространения и диссипации атмосферных гравитационных волн (АГВ) с учетом реалистических фоновых вертикальных профилей температуры и скорости ветра, а

также молекулярной диссипации. Выяснить, что нового дает учет ветра и его вертикальных сдвигов. Изучить с ее помощью распространение отдельных монохроматических волн и стандартного ансамбля АГВ через среднюю атмосферу относительно различных температурно-ветровых условий, характерных для различных сезонов и различных уровней солнечной активности. Сделать с помощью этой модели оценки ускорения среднего течения.

- Изучить связь между изменениями характеристик области мезопаузы и солнечной активности в виде линейно-регрессионных зависимостей. Выявить сезонный ход и оценить статистическую достоверность этих зависимостей. То же для характеристик области мезопаузы и лунных координат: лунного времени, лунной фазы, склонения Луны и расстояния до Луны.
- Построить и исследовать многолетние ряды среднесезонных характеристик серебристых облаков по данным наземных измерений, максимально очищенных от влияния погоды в тропосфере. Проверить гипотезу Гадсдена о постепенном увеличении количества появлений С.О. Исследовать ковариацию появлений и яркости серебристых облаков и солнечной активности в 11-летнем цикле и выяснить, связана ли она с зависимостью температуры мезопаузы от солнечной активности.
- Разработать численный алгоритм решения уравнения диффузии-адвекции, пригодный для решения задачи о возмущениях концентрации атомарного кислорода в поле гравитационных волн и сделать оценки амплитуд для реалистичной ситуации.

Научная новизна работы состоит, прежде всего, в разработке новых подходов к анализу данных по области мезопаузы, заключающихся, с одной стороны, в разграничении регулярных и нерегулярных составляющих их изменчивости, с другой стороны, в построении алгоритмов получения физически обоснованных рядов среднесезонных характеристик серебристых облаков.

При работе над диссертацией при активном участии автора были созданы новые инструменты, использовавшиеся далее для измерения, анализа и моделирования, в том числе:

- Создана модель AGWWND для расчета распространения монохроматических

атмосферных гравитационных волн в средней и верхней атмосфере с произвольными профилями температуры и ветра с учетом молекулярной диссипации. С ее помощью изучено распространение стандартного ансамбля АГВ через среднюю атмосферу относительно различных температурно-ветровых условий, характерных для различных сезонов и различных уровней солнечной активности.

- Впервые в мире проведена систематическая автоматическая наземная фотосъемка серебристых облаков с помощью межконтинентальной сети цифровых фотокамер (расположенных в широтном поясе 54-56° с.ш.) и проанализированы ее результаты за несколько лет. Показано, что эта сеть позволяет проводить мониторинг С.О. северного полушария и изучать их движения на различных масштабах от гектометрового до планетарного.

В ходе выполнения работы был получен ряд принципиально новых результатов, из которых наиболее яркими являются следующие:

- Наиболее вероятное поведение температуры в период внезапного стратосферного потепления (ВСП) характеризуется их уменьшением в период максимума ВСП и последующим (через 4-6 дней) увеличением, длящимся от 2 до 6 дней. При этом межсуточный ход ночной изменчивости температуры, то есть ее стандартного отклонения, обусловленного в основном приливами и атмосферными гравитационными волнами, имеет только максимум, возникающий синхронно с максимумом температуры..
- Впервые обнаружены значимый регулярный лунный полумесячный зональный прилив, связанный со склонением Луны, в температуре гидроксильного слоя и яркости серебристых облаков. Показано, что воздействие полумесячного зонального прилива на температуру зимой и летом противоположно. Тот же вывод впервые получен для лунного полумесячного синодического прилива.
- Впервые рассмотрены два возможных механизма возникновения полумесячного лунного синодического прилива в атмосфере и с помощью анализа данных по температуре области мезопаузы выбран реально осуществляющийся один из них – нелинейная демодуляция суперпозиции полусуточного солнечного и полусуточного лунного приливов.
- Показано, что спутниковые измерения гидроксильного излучения выявляют

стационарные планетарные волны в области мезопаузы, включая летнюю мезопаузу. Рассчитан годовой ход вертикальной структуры амплитуды и фазы первых двух гармоник, показана возможность распространения стационарных планетарных волн через экватор.

- Показано, что сезонная активность мезосферных облаков по московским данным – за последние полвека, а по европейским, канадским и спутниковым данным в интервале широт 50-64° N – за последние четверть века характеризуется околонулевыми статистически не значимыми долговременными трендами.
- Впервые в мире детально проанализирован случай наблюдения мезосферного фронта сетью фотокамер и одновременных спутниковых измерений инструмента SABER со спутника TIMED. Обнаружено, что на высоте около 85 км фронт разделял две воздушные массы с разностью температур 20-25 K, и, соответственно, присутствием и отсутствием серебристых облаков. Соответствующий меридиональный градиент температуры оценивается не менее 0,07 K/ км, протяженность фронта не менее 320 км, кроме того, стереофотограмметрия выявила подъем серебристых облаков в окрестности фронта до беспрецедентно большой высоты, 96 км, при невозмущенной высоте слоя облаков 84 -86 км.

Научная и практическая ценность работы заключается в том, что результаты исследования изменчивости области мезопаузы могут быть использованы для планирования наблюдений и экспериментов и для интерпретации результатов наблюдений для изучения как области мезопаузы, так и других слоев атмосферы. Так, подход по выявлению лунных эффектов в серебристых облаках позже был распространен на исследование лунных эффектов в тропосферной облачности, причем у этих двух явлений обнаружили некоторые общие черты. Некоторые достоверные результаты работы, полученные в результате измерений и наблюдений, пока еще не получили однозначной теоретической интерпретации, что должно послужить стимулом к совершенствованию понимания происходящих в солнечно-земной системе процессов и дальнейшим исследованиям в этой области. Это касается сдвига фаз между солнечным циклом и декадным колебанием вероятности появления серебристых облаков и некоторых других результатов.

Методология исследования. Работа автора над темой проходила по всем основным методологическим направлениям, принятым в естественных науках: разработке методики

наблюдений и измерений, включая отбор, приобретение, подготовку, калибровку аппаратуры; проведении наблюдений и измерений; анализе данных собственных измерений и измерений других коллективов, включая статистический анализ; синтезе результатов разнородных измерений; построении аналитических и численных моделей изучаемых процессов, проведении и анализе расчетов с их помощью; сборе и критической оценке научной информации из всех открытых источников.

На защиту выносятся следующие теоретические положения, сформулированные на основе проведенных автором исследований. Их совокупность, по мнению автора, может быть квалифицирована как научное достижение:

1. На основе многолетних спектрофотометрических измерений излучения гидроксила среднеширотной области мезопаузы с привлечением результатов других методов построено самосогласованное количественное описание основных составляющих изменчивости температуры среднеширотной области мезопаузы на временных масштабах от десятков минут до десятков лет.
2. В области среднеширотной мезопаузы существует регулярный (сохраняющий фазу в одинаковые сезоны многолетнего периода наблюдений) лунный полумесячный зональный прилив со средним периодом 13.66 дней, имеющий измеримую амплитуду (в температуре ~ 2.5 К зимой, 1.2 К летом).
3. Предложена и отработана методика построения многолетних временных рядов характеристик серебристых облаков (частота появлений и яркость), позволяющих параметризовать интегральную за сезон наблюдения активность серебристых облаков по данным систематических наземных наблюдений. По этой методике на основе данных наблюдений серебристых облаков в московском регионе построены самые длительные в мире (с 1962 г. по настоящее время) временные ряды вероятности появления серебристых облаков в ясную ночь и накопленной за сезон суммарной яркости (с погодной корректировкой).
4. На основе построенных временных рядов сезонных характеристик активности серебристых облаков обоснована новая концепция об околонулевых временных трендах в характеристиках серебристых облаков в современную эпоху, на смену предыдущей концепции М.Гадсдена о постепенном росте активности серебристых облаков.

5. Получены оценки реакции мезопаузы на внезапные стратосферные потепления (ВСП), полученные с учетом изменений среднезональной температуры и перестройкой ансамблей планетарных, приливных и гравитационных волн. Реакция в конкретном долготном секторе области мезопаузы на стратосферное потепление определяется как поведением среднезональной температуры, так и, в большой степени, наложением планетарных волн разного периода. Эта реакция сильно зависит от долготы. При всех возможных многообразиях откликов температуры области мезопаузы на ВСП у них сохраняются некоторые общие черты, подразумевающие, в частности, наличие стационарных планетарных волн вблизи мезопаузы с холодной ложбиной в районе Атлантики и Европы.
6. Показано, что в период ВСП вертикальный градиент температуры в области мезопаузы испытывает зависящие от долготы довольно резкие изменения, которые влияют на прохождение атмосферных гравитационных волн в область мезопаузы.

Рекомендации по использованию сформулированных теоретических положений.

Положения (1) и (2) рекомендуется использовать при анализе данных (в частности, обязательном разделении данных по сезону), построении эмпирических моделей средней атмосферы с учетом лунных возмущений, а также математическом моделировании распространения приливных волн в атмосфере (для уточнения параметрических факторов). Положения (3) и (4) следует использовать при построении эмпирических и математических моделей области мезопаузы с учетом субвековых трендов. Положения (5) и (6) дают полезные методические указания для изучения и моделирования ВСП. В частности, из них следует, что ни зонально-осредненное, ни локальное по долготе описание происходящих изменений не позволяют провести адекватное изучение перестройки области мезопаузы во время ВСП.

Достоверность полученных в диссертации результатов определяется тем, что проведенный анализ данных измерений и наблюдений основан на общепринятых в современной геофизике статистических подходах, а моделирование, в том числе и численное, – на фундаментальных законах физики. Результаты диссертации не противоречат никаким результатам других исследователей.

Апробация работы. Результаты, представленные в диссертации, публиковались в 43 статьях в рецензируемых журналах и докладывались на международных и всероссийских

симпозиумах и конференциях, в том числе и за последние годы: IAGA 8th Scientific Assembly (Uppsala, 1997), 5th Workshop on Layered Phenomena in the Mesopause Region (Monterey, 2001), 35th COSPAR Scientific Assembly (Paris, 2004), 18th ESA Symposium on European rocket and balloon programmes and related research (Visby, 2007), MCAPД-2009 (Санкт-Петербург, 2009), 9th Workshop on Layered Phenomena in the Mesopause Region (Stockholm, 2009), MCAPД-2011 (Санкт-Петербург, 2011), 10^я Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2012), 2nd CAWSES-II Task 2 Workshop: Modeling Polar Mesospheric Cloud Trends, (Boulder, 2012), MCAPД-2013 (Санкт-Петербург, 2013), CAWSES-II Symposium (Nagoya, 2013), 40th COSPAR Scientific Assembly (Москва, 2014), на многочисленных научных семинарах. Диссертационная работа в целом докладывалась в 2015 г. на семинарах кафедры физики атмосферы МГУ и в Институте физики атмосферы.

Поддержка исследований. Часть исследований, по материалам которых написана настоящая диссертация, были поддержаны российскими и международным грантами. Это 12 инициативных проектов РФФИ, из них в 4-х автор являлся или является руководителем, в остальных – исполнителем, грант МНТЦ № 2274 (исполнитель).

Соавторы и личный вклад. Бóльшая часть исследований, на которых основаны результаты диссертации, проводилась совместно с П.А.Далиным, В.И.Перминовым, А.И.Погорельцевым, В.А.Ромейко, А.И.Семеновым, Н.Н.Шефовым и др. Автор искренне благодарит перечисленных соавторов за многолетнее плодотворное сотрудничество и обсуждение результатов. Автор глубоко признателен Н.Н. Шефову и А.И.Семенову - и за общее руководство исследованиями области мезопаузы в Лаборатории физики верхней атмосферы Института физики атмосферы, а многим сотрудникам Лаборатории - за участие в многолетних измерениях гидроксильного излучения, данные которых широко использовались в диссертации, а также наблюдателям различных стран, участвовавших в программах наблюдений серебристых облаков. **Все основные результаты диссертации получены автором лично или при его активном участии.** Теоретические положения, выносимые на защиту, сформулированы автором лично.

Общая структура и объем работы. Диссертация состоит из Введения, четырех глав,

Заключения, Приложения и списка литературы. Содержит 273 страниц текста, включая 97 рисунков и фотоснимков и библиографический список из 435 ссылок.

Глава 1. Особенности области мезопаузы и методы ее изучения

1.1. Область мезопаузы: особенности физических условий.

Мезопауза – это уровень температурного минимума между озоновым слоем стратосферы и термосферой – двумя слоями, где происходит эффективное поглощение солнечного излучения. Так как этот минимум, как правило, бывает не единственным, а расщепляется на два минимума по высоте [Stroud et al., 1960, Новожилов 1962, Schilling 1965; Семенов и др. 2004; Vlasov and Kelley 2012], и поскольку эти один или два минимума могут заметно смещаться по геометрической или барической высоте, образуется атмосферный слой с довольно размытыми границами и, тем не менее, весьма специфическими свойствами, который называют областью мезопаузы (ОМ) или областью верхней мезосферы и нижней термосферы. На средних широтах ему соответствует интервал высот 75-105 км [Xu et al., 2007 b; Gerding et al., 2008].

ОМ- область очень низких температур, особенно в летнее время. Температура мезопаузы опускается летом в среднем за несколько лет до 145 К [Gerding et al. 2008] (это значение зависит от широты, см. Рис. 2.1.5), а в отдельные дни до 125 К. Таким образом, мезопауза летнего полушария – самое холодное место в атмосфере Земли. Низкие по сравнению с соседними слоями температуры ОМ обусловлены сравнительно малым поглощением солнечной энергии на этих высотах. В летнем полушарии⁴ восходящее движение воздуха нарушает локальное радиационное равновесие в сторону еще меньших температур, а в зимнем полушарии нисходящие потоки воздуха приводят к более теплой мезопаузе. Эта планетарная ячейка циркуляции замыкается движением воздуха от летнего полушария к зимнему в ОМ и противоположном направлении – в нижней атмосфере [Andrews 2010]. Такова грубая схема самой эффективной из природных холодильных машин.

Из-за низких температур давление и плотность падают в ОМ быстрее, чем в других слоях. Масштаб уменьшения давления в e раз составляет здесь всего 4-5 км. Поскольку концентрации малых химических составляющих атмосферы через химические и фотохимические реакции с основными составляющими линейно (иногда – квадратично) зависят от концентрации последних, а также через скорости реакции связаны сильной (иногда – экспоненциальной [Шефов и др. 2006]) зависимостью от температуры среды, в ОМ возникают заметные вертикальные градиенты концентрации малых газовых компонентов, включая возбужденные атомы и молекулы, другими словами, возникают

⁴ Хотя в первом приближении годовой цикл температурного режима ОМ двух полушарий можно считать одинаковым со сдвигом на полгода, существуют отклонения от такой антисимметрии [Xu et al., 2007 b].

довольно тонкие слои малых компонентов. Летом, когда температура ОМ часто становится ниже точки замерзания водяного пара, формируются ледяные кристаллы размером 10-100 нм и возникают мезосферные (серебристые) облака, имеющие толщину всего в несколько километров. В ОМ существуют также слои озона («верхний озоновый слой», высота ~ 90 км, толщина ~ 22 км), натрия (соответственно, 92 км и 10 км), железа (высоты изменчивы, толщина 2-3 км), возбужденного гидроксила (87 км и 10 км), возбужденного атомарного кислорода $O(^1S)$ (100 и 15 км) и другие [Шефов и др. 2006]. С одной стороны, это усложняет описание картины фотохимических взаимодействий внутри ОМ, с другой стороны, достаточно тонкие слои малых составляющих дают возможность изучения и мониторинга ОМ различными методами.

Одним из важных свойств ОМ, но менее характерных для других слоев атмосферы, является ее активное взаимодействие с очень многими частицами и волнами, приходящих сверху и снизу. В основном именно в ОМ сгорают метеоры, создавая активную оптико-химическую аэрозольную среду, состоящих из нейтральных и ионизованных многочисленных химических элементов [Астапович 1958]. В ОМ происходит также активное поглощение ультрафиолетового излучения с длинами волн короче 200 нм. Здесь, в отличие от более низких слоев, важнейшая составляющая солнечной активности – ультрафиолетовая, - может воздействовать прямо, через диссоциацию молекул кислорода в полосах Шумана- Рунге (176- 195 нм), континууме Шумана- Рунге (122-176 нм) и в мощной линии солнечного спектра 122 нм (Лайман – альфа). Ниже 80 км фотодиссоциация кислорода становится пренебрежимо малой. Еще одно проявление ультрафиолетового воздействия Солнца: излучение в линиях Лайман – альфа и Лайман- бета (103 нм), а также мягкое рентгеновское излучение (0.3 - 10.0 нм), ответственные за ионизацию части молекул NO, O₂, O, N₂ в ОМ [Брасье и Соломон. 1987]. Образующиеся при этом заряженные частицы благодаря существующим в ОМ электрическим полям ($\sim 10^{-2}$ В/м [Pfaff et al. 2001]) и магнитным полям включаются в сложные динамические взаимодействия внутри ОМ и приводят к возникновению слоев со сгущениями и разрежениями зарядов, проявляющихся наиболее ярко в так называемых полярных мезосферных летних эхо. Ионы активно участвуют в химических процессах и образуют новые молекулярные ионы, в частности протоногидраты. Из заряженных частиц, вторгающихся в ОМ сверху, заметное влияние на эту область (всплески скорости ионизации) могут оказывать солнечные протоны с энергиями до $2 \cdot 10^6$ эВ, потоки которых при солнечных вспышках многократно увеличиваются, и электроны до 10^5 эВ, высыпавшиеся из радиационных поясов при магнитных бурях (возмущениях магнитосферы) [Брасье и Соломон. 1987]. В периоды

магнитных бурь выпадение частиц из радиационных поясов заметно возрастает, при этом наблюдается некоторое уменьшение электронной концентрации на высотах выше ОМ, увеличение плотности воздуха в ОМ, заметное увеличение $[\text{NO}]$ на высоте 105 км. И протонные, и электронные вторжения привязаны к полярным районам, однако захватывают и средние широты. Так, возмущение электронных концентраций в ОМ при магнитных бурях уменьшается вдвое по сравнению с высокими широтами [Антонова и др., 1996].

Большое влияние на температурный и динамический режим ОМ оказывают и динамические процессы, происходящие в нижних слоях атмосферы. Это влияние осуществляется через турбулентную диффузию, стремящуюся выровнять отношения смеси химических компонентов в ОМ до нижеатмосферных значений (а это выравнивание, в свою очередь, с помощью O_2 , CO_2 , H_2O регулирует радиационный приток и отток тепла), через уже упомянутые ячейки циркуляции, через единую для всей средней атмосферы и для обоих полушарий Земли систему планетарных волн (см., напр., [Karlsson et al., 2009]), отвечающую за внутрисезонную изменчивость, через атмосферные гравитационные волны (АГВ), приходящие из нижней атмосферы (на ОМ гораздо большее влияние оказывают АГВ, приходящие снизу. Значительная их часть здесь же и диссипирует, передавая этой области заметные импульс и энергию [Hines et al., 1974]). Поглощение гравитационных волн приводит к еще более тонкому расслоению ОМ, включая образование сдвиговых течений. Еще один механизм, связывающий ОМ с нижней мезосферой и стратосферой – спрайты и эльфы, - высотные разряды, связанные с грозовой активностью и вызывающие локальную ионизацию и кратковременное свечение ОМ.

Итак, ОМ напрямую и заметным образом реагирует на возмущения Солнца и магнитосферы, она связана с более низкими слоями атмосферы многочисленными динамическими связями. Любые серьезные изменения в ультрафиолетовом или протонном излучении Солнца, магнитосфере, отношениях смеси радиационно-активных компонентов воздуха O_2 , CO_2 , H_2O , общей циркуляции нижней и средней атмосферы, ансамбле гидродинамических волн, глобальной электрической цепи должны найти свое заметное отображение в изменениях свойств ОМ.

Высказанные соображения хорошо подтверждаются данными численного моделирования и измерений. Согласно расчетам [Roble, Dickinson 1989], рост отношения смеси парниковых газов приводит к более сильным температурным изменениям в ОМ, чем в приземном слое. Как показал анализ климатических данных для второй половины XX века [Golitsyn et al. 1996], температурные тренды в приземной

атмосфере действительно оказались очень малы по сравнению с трендами в ОМ. В самом деле, только в ОМ и ни в каком другом слое атмосферы изменения абсолютной температуры за несколько десятилетий XX века достигали 15% [Golitsyn et al. 1996], только здесь климатические изменения XIX века имели такое яркое свидетельство, как возникновение нового природного объекта – мезосферных облаков (см. раздел 3.6.). Кроме того, тепловые изменения в нижней тропосфере могут запаздывать по сравнению с ОМ на десятилетия из-за большой постоянной времени системы атмосфера – океан [Thomas 1996].

Все сказанное выше позволяет говорить об ОМ, как возможном предвестнике происходящих климатических изменений, обусловленных антропогенными и естественными факторами, во всей толще средней атмосферы.

1.2. Методы измерения характеристик области мезопаузы

В этом разделе дается обзор методов, позволяющих получать временные ряды измеряемых характеристик области мезопаузы. Целью измерений в ОМ, как и в других слоях атмосферы, является описание полей температуры и плотности воздуха, скорости ветра, в том числе ее вертикальной компоненты, полей аэрозольных частиц и концентраций отдельных химических составляющих, включая находящиеся в возбужденных состояниях, электронов и ионов, а также вертикальных потоков вещества, импульса и энергии. Большая часть измерений, которые поставляют информацию о средней атмосфере, являются косвенными, то есть, основаны на моделях, связывающих непосредственно измеряемые величины (например, интенсивности отдельных линий спектра или сопротивление ракетного термометра, обдуваемого потоком воздуха) с определяемыми в итоге величинами (например, температурой определенных объемов воздуха). Ниже излагаются принципы различных методов измерений. Методы, в применении и совершенствовании которых участвовал автор (метод отслеживания полей серебристых облаков (С.О.) и метод спектрофотометрии собственного излучения атмосферы), описываются более подробно. Каждый из методов позволяет измерять или оценивать одну-две из перечисленных физических переменных вдоль пространственно- временных разрезов этих полей с разной точностью и разной степенью осреднения. После большой аналитической и обобщающей работы в результатах измерений обнаруживаются закономерности и отклонения от них. Одна из наиболее явных закономерностей ОМ заключается в существовании регулярной цикличности в характеристиках ОМ. Ей посвящена вторая глава, а отклонениям от нее — глава 3.

Метеорный метод стал первым источником информации о свойствах атмосферы на рассматриваемых в диссертации высотах. Еще в конце XVIII века с помощью триангуляционных измерений Брандеса и Бенценберга было найдено, что метеоры сгорают на высотах около 90 км. В XIX веке дрейф метеорных следов указал на наличие сильных горизонтальных ветров в области 80 -110 км, достигающих до 300 м/с, в среднем 50 – 70 м/с [Астапович 1958]. Путем физических экспериментов Trowbridge [1907] выяснил, что свечение метеорных следов представляет собой газовый разряд в разреженной атмосфере, аналогичный разряду в гейслеровой трубке. В 1922-23 гг. была развита первая аэродинамическая теория метеоров, и с помощью нее показано, что плотность атмосферы на высотах сгорания метеоров на два порядка больше ожидаемой, что привело к пониманию уже известной в то время стратосферы

(области роста температуры) как протяженного по высоте слоя, где температура заметно больше чем на тропопаузе [Lindemann and Dobson 1922]. Несколько позже российскими исследователями Федынским и Станюковичем [1935] была сделана первая попытка¹ получить сведения о строении высоких слоев атмосферы на основе фотографических наблюдений метеоров, в результате которой для отдельного случая было доказано существование температурного минимума, впоследствии названного мезопаузой. В итоге благодаря метеорному методу уже в 30-е годы XX века температурная структура средней атмосферы и положение стратопauses и мезопаузы стали известны [Астапович 1958; Хвостиков, 1964]. В начале XX века была начата систематическая стереофотосъемка метеоров (так называемый «метеорный патруль»), с помощью спаренных фотокамер, снабженных обтюратором и разнесенных на расстояние порядка 30 км [Бронштэн 1987]. Это давало возможность довольно точно определять координаты, в том числе высоту метеорных следов. Egedal [1929] использовал данные о высотах метеорных отражений для выявления приливных движений в области мезопаузы (см. раздел 2.3). В 1929-1931 г. в разных странах, в том числе московским радиоинженером Ивановым, было установлено, что метеоры вносят вклад в ионизацию, используемую в радиосвязи [Астапович 1958]. Это открывало путь для радиолокации метеорных следов, начавшуюся в середине XX века. С этого времени метеорный метод трансформировался в радиометеорный (см. дальше в группе методов «дистанционное волновое зондирование»).

Изучение серебристых облаков стало вторым методом, давшим сведения о свойствах воздушной среды в области мезопаузы. Самые высокие облака в земной атмосфере – серебристые – образуются на уровне 80 - 85 км. Они видны только ночью со второй половины мая до середины августа (в северном полушарии). Их можно наблюдать в обоих полушариях, но в ограниченном широтном поясе от 50 до 70° (хотя бывают редкие появления и на более низких широтах). Свое название облака получили по действительно серебристому цвету, и они могут быть легко различимы на фоне сумеречного сегмента неба. Из-за того, что они находятся очень высоко над землей, эти облака рассеивают солнечный свет и остаются видимыми в течение ночи, тогда как обычные тропосферные облака имеют темно - серый цвет или совсем незаметны, поскольку не освещаются солнцем в ночное время [Далин и др., 2005].

Метод изучения ОМ с помощью С.О. получил развитие вскоре после откры-

¹ Основанная на взаимосвязи между торможением метеора и плотностью атмосферы

тия серебристых облаков в 1885 г. (термины мезосфера, термосфера, мезопауза появились гораздо позже). Первая в истории триангуляция С.О. , выполненная 26 июня 1885 г. московскими астрономами Цераским и Белопольским и триангуляции 1887 проведенные Покровским и Йессе, в подавляющем большинстве замеров дали высоту облаков от 72,5 до 83 км (детали описаны в [Далин и др., 2005; Dalin et al., 2012; Далин и др., 2013]). Таким образом, первыми выводами об атмосфере на рассматриваемых высотах были выводы о возможности и о непостоянстве существования облаков в этой области. Далее следовали попытки использования информации о скоростях деталей облачных полей. Йессе уже в 1889 г. получил несколько оценок скоростей С.О. в диапазоне 50 – 180 м/с и преобладающее меридиональное направление в сторону экватора [Астапович, 1939]. Преобладающим зональным направлением оказалось направление на запад. Для объяснения этого движения сам Йессе предположил, что оно происходит под влиянием сопротивляющейся среды межпланетного пространства [Foerster, Jesse 1892], существование которой тогда казалось весьма вероятным в связи с неправильностями движения комет Энке и Брорзена [Астапович, 1939]. Впоследствии гипотеза Йессе была оставлена, и возникли дискуссии о том, что отображает движение деталей С.О. - скорость ветра или скорость волн [Fogle and Naurwitz, 1966]. Выяснилось, что наблюдая за перемещением гребней и узлов в С.О., можно принять скорость волны за скорость ветра [Гришин 1957 б, 1958]. Чтобы избежать этой ситуации, Фогль и Хаурвиц рекомендовали принимать за скорость ветра скорость перемещения облачных полей в целом [Fogle and Naurwitz, 1966]². Другой метод определения скорости ветра следовал из работы [Witt 1962]. Автор последней детально проанализировал одну хорошо задокументированную (стереофотограмметрия) ночь с ярким полем С.О. сложной структуры и вычислил скорости различных деталей поля. Согласно этому анализу, скорость длинных гребней сильно отличалась по величине и направлению от скорости поля в целом. Что же касается более мелких «гребешков» («billows» или «ripples»), так в исследованиях С.О. называются мелкомасштабные волны длиной волны 5-10 км), то гребешки разной ориентации показали одну и ту же скорость, приблизительно равную скорости ветра. Вывод Витта о возможности оценки скорости ветра по скорости гребешков не был основан ни на независимых измерениях, ни на строгой теории, а вытекал только из

² В настоящее время ясно, что метод Фогля-Хаурвица не обязательно дает правильный ветер. Если поле С.О. создано одним источником волн, например, фронтом окклюзии, то скорость поля в целом будет включать в себя скорость фронта.

самосогласованности результатов для одного поля С.О. Будучи прекрасным средством визуализации воздушных течений, С.О. используются как источник информации о волновых движениях области мезопаузы, начиная с турбулентных структур и мелкомасштабных гравитационных и гравитационно-сдвиговых волн [Fritts et al., 1993; Dalin et al. 2010], затем имея дело с гравитационными волнами среднего и большого масштаба 10-1000 км [Witt, 1962, Rapp et al. 2002] и поставляя также информацию о волнах планетарного масштаба [Kirkwood and Stebel, 2003; Dalin et al., 2011; Fiedler et al., 2011]. Такие сложные волновые явления как мезосферные фронты также хорошо отображаются серебристыми облаками, и метод серебристых облаков в сочетании с другими методами дает ценную информацию о мезосферных фронтах (см. раздел 4.4). В списке достижений серебристо-облачного метода значатся также оценки параметров турбулентности, -коэффициента турбулентной диффузии и скорости диссипации турбулентной энергии [Dalin et al. 2010].

После ракетных экспериментов, начиная с [Nemenway et al., 1964], подтвердивших водный состав частиц С.О., стало ясно, что С.О. представляют собой индикатор температурно-влажностного режима мезосферы. При достаточно низких давлениях, существующих в ОМ, вода может находиться в твердом или газовом состоянии, и кривая равновесия двух фаз, рассчитанная в [Gadsden and Schröder, 1989 b] с помощью уравнения Клаузиуса - Клапейрона $\ln p = 28.548 - 6077.4 / T$, где p – давление в паскалях, T – температура в кельвинах, показывает температурно-влажностные условия, необходимые для образования С.О. Существуют альтернативные модели фазового равновесия воды для давлений и температур области мезопаузы [Mauersberger and Krankowsky 2003; Murphy and Koop 2005], однако расхождение между тремя моделями невелико (Рис. 1.2.1.).

Для типичных в ОМ летней температуры 145 К и давлении 0,46 Па разница в отношении смеси воды составляет: 0.21 ppmv между [Gadsden and Schröder, 1989 b] и [Mauersberger and Krankowsky 2003]; 0.13 ppmv между [Gadsden and Schröder, 1989 b] и [Murphy and Koop 2005]. Это меньше погрешности большинства методов измерения влажности ОМ.

Поскольку С.О. могут наблюдаться не только в области, где они непосредственно образовались, но и переноситься, постепенно сублимируя, в другие области⁵, необходимо было получить статистическое подтверждение тому, что сереб-

⁵ Оценочное время сублимации С.О. в среде с ненасыщенным водяным паром составляет 1-2 часа [Gadsden, Schroder 1989b].

ристым облакам свойственно появляться там, где относительная влажность высока.

Такие подтверждения с использованием спутниковых данных были получены в [Dalin et al. 2011, Rong et al. 2012 и Pertsev et al. 2014]. Первое из этих исследований проведено на основе данных автоматической кино съемки С.О. в 2007 и 2008 г. в 6 пунктах Международной сети кино съемки С.О. северного полушария и измерениях

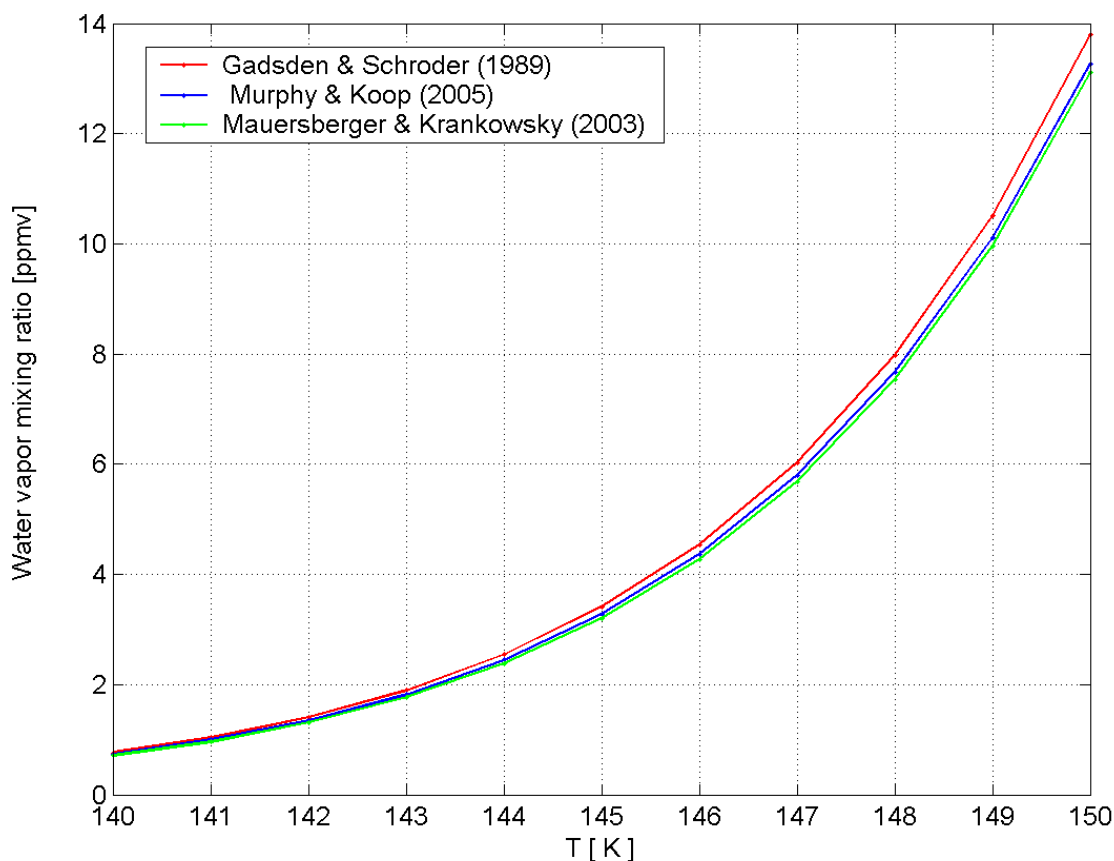


Рис. 1.2.1 (построен при участии П.А.Далина). Сопоставление трех моделей фазового равновесия лёд – водяной пар для барической высоты 0,46 Па. По оси ординат – отношение смеси для воды.

температуры и отношения смеси водяного пара прибором MLS со спутника Aura в ближайших к этим пунктам по долготе и времени точках (на широте 60° и барической высоте 0.46 Па). Результат, суммирующий такое сопоставление по всем 6 пунктам за два отношения смеси водяного пара прибором MLS со спутника Aura в ближайших к этим пунктам по долготе и времени точках (на широте 60° и барической высоте 0.46 Па). Результат, суммирующий такое сопоставление по всем 6 пунктам за два летних сезона, приведен на Рис. 1.2.2. Благодаря тому, что отношение смеси в летние сезоны 2007 и 2008 г. менялось в очень незначительных пределах (среднее ~5.5 ppmv, стандартное отклонение ~ 1.1 ppmv), температура и относительная

влажность оказались почти взаимно-однозначными функциями. Как показывает Рис. 1.2.2, подавляющее большинство событий с С.О. приходится на температуры менее 147 К и/или относительной влажности, большей или равной 1 (т.е. 100%). По-видимому, следует предпочесть вывод, привязанный к относительной влажности, поскольку он инвариантен к отношению смеси. Отметим еще один результат, демонстрируемый рисунком. В нескольких случаях наблюдались С.О. при довольно малых относительных влажностях, полученных из спутниковых измерений, вплоть до 20%. Это, вероятно, вызвано большой разницей в относительной влажности между областью зарождения и областью существования С.О. и/или областью измерения со спутника. Некоторые доводы, изложенные в разделе 2.1, свидетельствуют о довольно важной доле серебристых облаков-мигрантов с севера в общей статистике С.О. на широте $\sim 60^\circ\text{N}$. Убедительные результаты по взаимосвязи серебристых облаков и температурно – влажностного режима в области их наблюдения по данным спутника AIM вблизи летней мезопаузы на широтах $65\text{--}85^\circ\text{N}$ получены в [Rong et al. 2012]. По этим данным есть хорошая корреляция (по крайней мере - для достаточно ярких С.О.) между измеряемыми средними парциальными плотностями вещества облаков и модельными парциальными плотностями, пропорциональными разности парциального давления водяного пара и парциального давления насыщенного пара. Таким образом, по результатам [Dalin et al. 2011, Rong et al. 2012 и Pertsev et al. 2014] с некоторыми оговорками можно сделать статистически обоснованный вывод о том, что С.О. действительно отображают температурно-влажностный режим ОМ в летнее время.

Большую ценность представляют собой исследования внутрисезонной и межсезонной изменчивости С.О. Первые аналитические работы в этом направлении были основаны на каталогах, использовавших весьма разнородные сообщения о С.О. Значительное преимущество имеют статистические исследования, основанные на местных базах данных, где наблюдения С.О. проводились в течение десятилетий по одной методике. Одна из немногих баз данных такого качества, московская (основанная на подмосковных наблюдениях с 1962 г.), есть в России. Ниже приводится описание методики наблюдений и организации этой базы [Ромейко и др., 2002; Romejko et al., 2003].

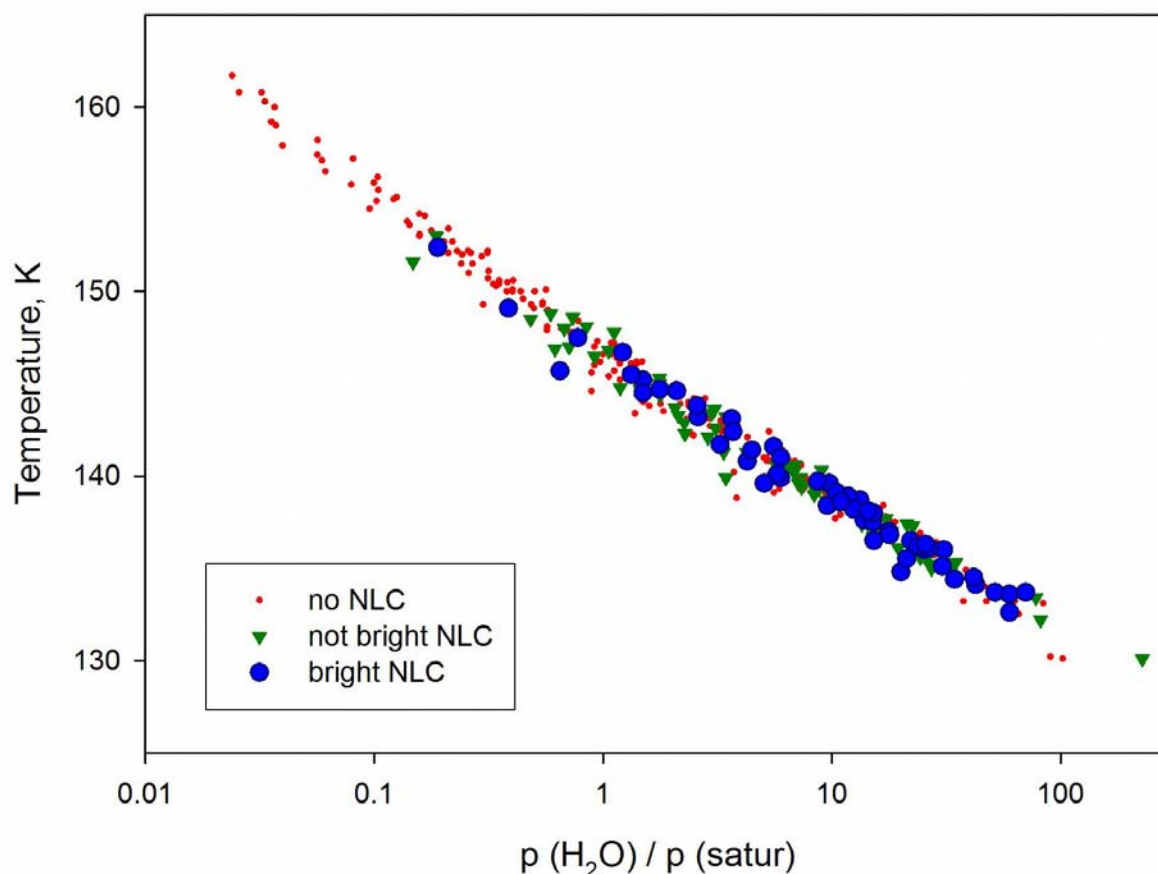


Рис. 1.2.2 [Pertsev et al. 2014]. Результаты летних измерений температуры и влажности в 2007 и 2008 г. прибором MLS/Aura на широте 60° и барической высоте 0.46 Па. Долгота и время берутся соответствующими одному событию в одном из пунктов Международной сети фотосъемки серебристых облаков, состоящему либо в отсутствии С.О. при ясной погоде (красные точки), либо в регистрации неярких С.О. (зеленые треугольники), либо в регистрации ярких С.О. (синие кружки). По горизонтали отложена относительная влажность. Она рассчитывалась по измеренным температуре и отношению смеси водяного пара при помощи уравнения Клаузиуса-Клапейрона (в редакции [Gadsden, Schröder 1989b]).

С самых первых дней открытия С.О., и до последнего времени, визуальные наблюдения, т.е. наземные наблюдения невооруженным глазом, являлись эффективным методом их систематического изучения. Простота и доступность дают возможность быстро и легко подготавливать наблюдателей в предельно сжатые сроки, в течение одного сезона. Как правило, в московских наблюдениях обученный наблюдатель участвовал в 3-5 сезонах. Методика визуальных наблюдений предусматривала патрулирование сумеречного сегмента через 15 - минутные интервалы на протяжении всей ночи в течение всего сезона, с конца мая до середины июля (наиболее благоприятный период для условий появления С.О.). Чаще всего этот период охватывает интервал с 23.00 до 04.00 местного времени и определяется

условиями видимости С.О. Данная методика позволяет создавать массив временных рядов параметров С.О. с высоким разрешением, достаточным для изучения различных частотных характеристик. При наблюдении поля С.О. визуально оцениваются следующие параметры:

- дата и момент времени патрулирования сумеречного сегмента (местное время)
- время начала и конца видимости С.О.
- яркость поля С.О. по пятибалльной шкале
- наблюдаемые формы по морфологической классификации
- интенсивность поля С.О.

Помимо этого, оцениваются метеорологические условия наблюдений, включающие в себя определение площади закрытия сектора зари тропосферными облаками (в процентном отношении). Оценка яркости поля С.О. и классификация морфологических форм проводятся по методике, разработанной Гришиным [1957]. «Интенсивность», более новый параметр, используется по предложению Ромейко с 1979 г. с целью получения наиболее обобщенной характеристики поля в целом и является интегральной величиной для яркости и общей площади поля серебристых облаков в сумеречном сегменте. Значения интенсивности в зависимости от величины яркости и площади поля представлены в Таблице 1.2.1.

Таблица 1.2.1. Определение «интенсивности» поля серебристых облаков [Ромейко и др., 2002].

B\S	Д	1\4	1\3	1\2	2\3	3\4	1	М
0,5	1	1	2	3	3	4	-	-
1,0	1	2	2	3	3	4	5	-
2,0	2	3	3	4	4	5	6	6
2,5	2	3	4	5	5	6	7	7
3,0	3	4	4	5	6	6	8	8
3,5	3	4	5	6	7	7	8	9
4,0	4	5	5	6	7	7	9	10
5,0	4	5	6	7	8	8	10	10

В ней **В** - яркость С.О. по 5-ти бальной шкале, **S** – площадь, занимаемая С.О. в долях сумеречного сегмента, **Д** - отдельные фрагменты С.О., **М** - многослойные С.О.

По окончании наблюдений, результаты сводятся в таблицу, где фиксируются:

- дата

- максимальная яркость (B_{max}) поля облаков за данную ночь
- суммарная яркость $\sum_{i=1}^n B_i$ - сумма всех 15-ти минутных оценок яркости
- зарегистрированные формы С.О. согласно классификации Гришина [1957]
- время начала и конца видимости С.О.
- продолжительность видимости С.О. за ночь
- максимальная интенсивность
- метеорологические условия видимости.

Значение суммы баллов является наиболее представительной величиной за данную ночь, отображающей как уровень яркости, так и продолжительность появления поля серебристых облаков в целом.

Систематические многолетние наблюдения С.О. в Подмосковье, составляющие основу московской базы данных, были начаты по инициативе Н.И.Гришина и под непосредственным руководством В.А.Ромейко в 1962 г. Методика визуальных наблюдений, включая правила оценки яркости и морфологическую классификацию С.О., оставалась неизменной с 1962 по настоящее время. Эти правила не изменились и после начала широкого использования автоматической фотосъемки С.О. (ниже об этом написано подробнее). В существующей электронной базе данных содержатся за каждую ночь значения суммарной яркости, максимальная яркость поля, формы С.О., время начала и конца патрулирования сумеречного сегмента, продолжительность видимости С.О. и метеорологические условия. Она выгодно отличается от опубликованных западноевропейских каталогов [McIntosh and Hallissey, 1974; Schröder, 1998], заменяющих четкую градацию метеоусловий и классификацию форм С.О. на разнородные примечания наблюдателей. В частности, в них не отмечены чрезвычайно важные для правильного статистического анализа случаи отсутствия С.О. при хорошей погоде. Во многих базах данных не отмечаются состояние погодных условий и пропуски наблюдений, что неизбежно приводит к искажению статистики серебристых облаков за счет неисследованной статистики ясных ночей. Московская база данных, имеющая естественное территориальное ограничение, в то же время свободна от указанных выше недостатков. В разделе 3.3. приводятся сведения о среднесезонных характеристиках С.О., необходимых для изучения их межгодовой изменчивости. С 2000 г. параллельно с традиционными визуальными наблюдениями С.О. московской группы

проводится автоматическая фотосъемка летней северной стороны неба коллективом ИФА⁴ и другими исследователями⁵ (Фото 1.2.1). На раннем этапе организации автоматической фотосъемки (2000-2004 гг.) большую роль сыграло сотрудничество между ИФА и японским исследователем серебристых облаков Т. Сугиямой и участие его аппаратуры в фотосъемке.

Значительно более полную информацию по сравнению с наблюдениями С.О. в одном пункте дает сеть наблюдательных пунктов. Первой успешной попыткой построения сети регулярных наблюдений С.О. была организация сети пунктов во время Международного Геофизического Года (МГГ, 1957-1958). К началу МГГ была издана подробная инструкция Гришина [1957], содержащую рекомендации по организации наблюдений за С.О. и единые правила ведения журналов наблюдений (второе ее издание было переведено на французский и принято в качестве основного руководящего документа во всем мире). В период МГГ и 60-е годы XX века только в СССР сеть наблюдений С.О. состояла из 200 пунктов и охватывала широтно-долготный диапазон 52-60° N и 23-104° E [Бронштэн и Гришин, 1970]. По результатам МГГ были собраны ценные статистические данные, включающие, как правило, время начала и конца появления серебристых облаков, их морфологический тип и оценку видимой яркости по глазомерной шкале. В отдельных случаях наблюдения сопровождались теодолитной-или фото-съемкой [Далин и др., 2005].

⁴ Между Лабораторией физики атмосферы ИФА и московской группой наблюдателей С.О. идет многолетнее сотрудничество. Так, автор диссертации, еще будучи школьником, приобрел практический ценный опыт наблюдений С.О. в специальных летних экспедициях московской группы под руководством В.А.Ромейко

⁵ Москва имеет давние традиции фото- и кино-съемки серебристых облаков. В.К.Цераский в 1885 или 1886 г. впервые получил фотографии серебристых облаков (см. об этом подробнее в [Dalin et al. 2012; Далин и др., 2013]), а Н.И. Гришин в 1953-1956 г., также, по-видимому, впервые в мире, отснял более 20 кинофильмов с С.О. для разных дат [Гришин 1957б].

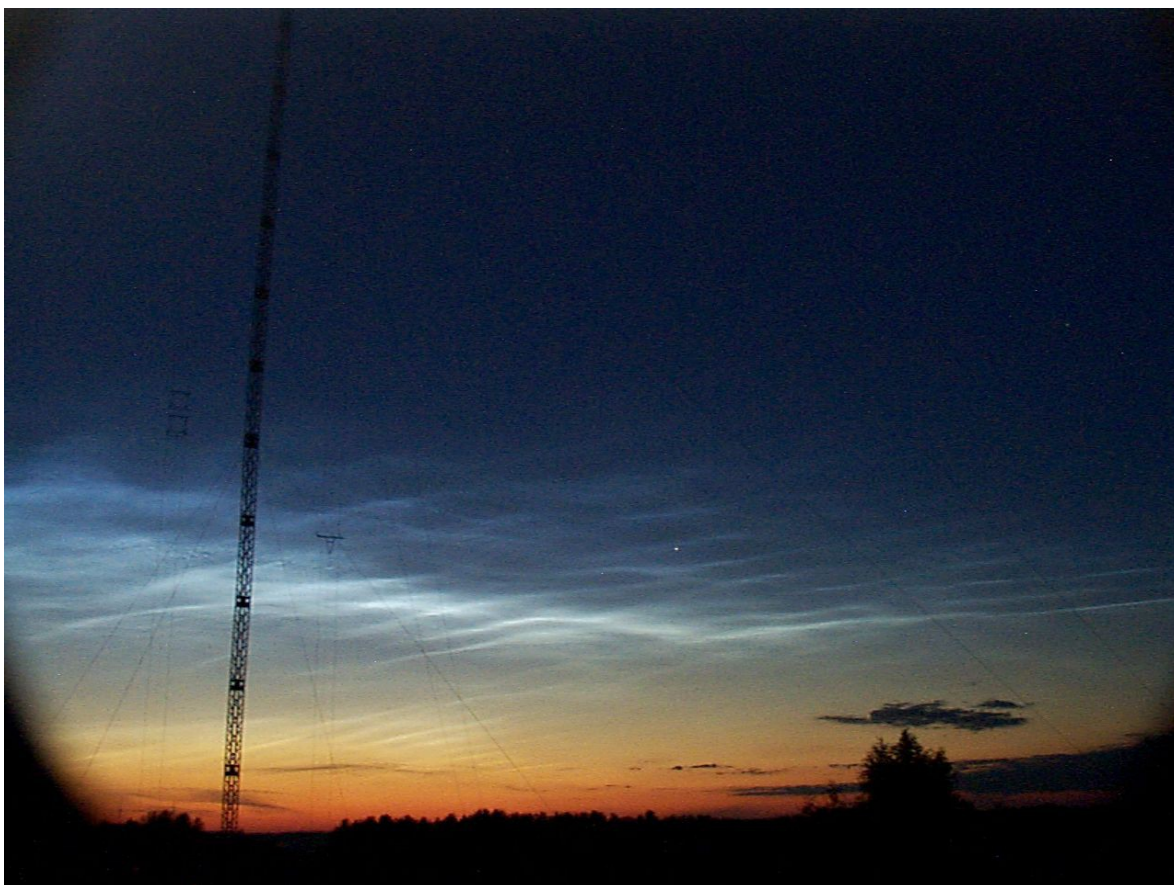


Фото 1.2.1. Кадр 880 (6 июля 2000 г. 22 ч 33 м) с С.О. из архива автоматической фото-съемки, проводимой летом 2000 -2004 г. с крыши Оптического корпуса ЗНС.

На современном этапе задача построения сети решается при помощи автоматической киносъемки С.О. (киносъемка отличается от фотосъемки тем, что интервалы между кадрами настолько малы, что обеспечивают непрерывное восприятие движения деталей глазом при ускоренном воспроизведении. В стандартном случае интервал между кадрами составляет 1 минуту).

Киносъемка серебристых облаков проводится с 1953 г., сначала в виде краткосрочных кампаний [Гришин 1957б], в настоящее время – в пунктах международной сети автоматической фотосъемки серебристых облаков северного полушария (САФСО) каждую ночь в течение всего летнего сезона. Она позволила не просто фиксировать наличие волнообразных структур, хорошо видимых глазом в полях С.О. и находить их длины волн (это может быть сделано и по одной фотографии), но определять также их фазовые скорости. Киносъемка существенно расширила возможности исследования С.О. , показывая такие детали движения С.О., которые оставались неуловимыми при изучении отдельных фотоснимков [Гришин 1957б]. Начало сети САФСО было положено в 2004 г. , тогда она состояла всего из трех пунктов: Москва и Новосибирск (Россия) и Лунд (Швеция) [Dubietis et al., 2011]. Сеть

непрерывно развивается и охватывает уже восточное и западное полушария. Карта пунктов сети для 2011 - 2014 гг. показана на Рис. 1.2.3.

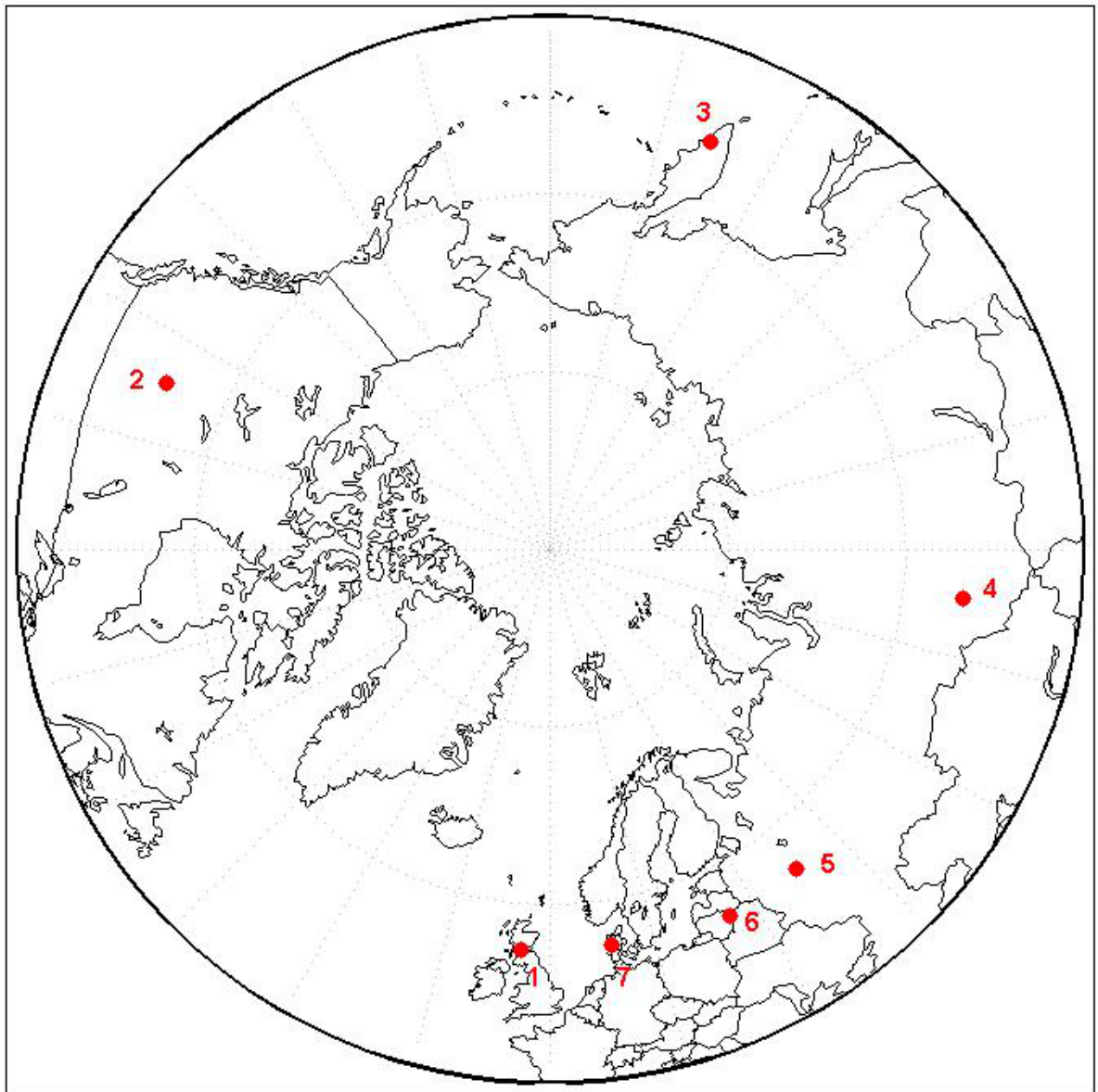


Рис. 1.2.3. Карта размещения фотокамер сети САФСО в 2011 - 2014 гг. [Dubietis et al.,2011]. 1, Port Glasgow (UK); 2, Athabasca (Canada); 3, Камчатка; 4, Новосибирск; 5, три пункта вблизи Москвы; 6, Salakas, Vilnius, and Vidiškes (три пункта, Lithuania); 7, Aarhus and Silkeborg (два пункта в Дании).

Для автоматической фото- и кино-съемки северной стороны неба требуется организация стационарного закрытого или полужакрытого помещения, где находится фотокамера с хорошо открытым обзором в северную сторону неба вплоть до горизонта, в то же время защищенная от дождя и росы, выпадающей на объектив. В качестве вариантов московской группой и коллективом ИФА использовались размещения на крыше здания в герметизированном чехле с круглым застекленным окном или открытым отверстием под объектив, на незастекленных лоджиях, у окна внутри

закрытых помещений. Каждый из этих вариантов имеет свои достоинства и недостатки. При размещении на крыше зданий из-за постоянных перепадов температуры происходит разгерметизация чехла и запотевание стекла, защищающего объектив. Для борьбы с запотеванием внутри чехла монтировалась электрическая цепь, обеспечивающая небольшой постоянный подогрев воздуха внутри чехла. При размещении на открытых сбоку балконах высоких этажей роса, как показала практика, не выпадает на объектив, однако происходит постепенное его запыление. По-видимому, самый простой вариант размещения – внутри комнат и балконов с застекленными окнами, желательно с одинарным стеклом. При этом обычно требуется зашторивание оконного стекла за объективом черной тканью, предохраняющей попадание в объектив посторонней засветки, отраженной от стекла изнутри помещения.

Для получения трехмерной картины динамики облачных структур используется синхронизированная киносъемка двумя удаленными друг от друга кинокамерами, поэтому некоторые пункты САФСО, в частности, московский, представляют собой мелкомасштабную сеть двух-четырёх камер. Так, «московская» киносъемка в 2012-2014 гг. велась синхронно в четырех пунктах ближнего и дальнего Подмосковья — Лобне, Красногорске, Обнинске Калужской области и Гагаринском районе Смоленской области. Для наиболее интересных случаев движений С.О. затем проводится стереофотограмметрическая обработка [Вигор 1959] с целью триангуляционных измерений. В случаях, когда по погодным или техническим условиям можно использовать съемку лишь с одной камеры, используется упрощенная фотограмметрическая методика (см. напр., [Захаров 1988]), основанная на задании фиксированной высоты С.О. (равной средней высоте С.О. 82 или 83 км) и не позволяющая отслеживать их вертикальные движения.

Созданная сеть САФСО позволила решить на новом уровне многие задачи мониторинга С.О. и охватить масштабы от гектометрового до планетарного.

Несмотря на несомненные успехи в исследовании О.М., полученные с помощью С.О., нужно отметить и явные недостатки этого направления исследований: во-первых, весьма узкий интервал доступности по широте и времени суток, во-вторых, несистематичность как из-за сезонного характера и эпизодичности самого явления, так и из-за погодных условий. В отношении диапазона широт и независимости от погоды выигрывают спутниковые исследования С.О., которые, как правило, нацелены на более высокие широты (в этом случае облака принято называть полярными мезосферными, см. детали в конце этого раздела и в разделе 2.1).

Спектрофотометрия излучения области мезопаузы. Кроме случаев ярких полярных сияний, когда собственное излучение верхних слоев атмосферы видно невооруженным глазом (нижняя граница светящихся областей в полярных сияниях часто бывает не намного выше мезопаузы), исследование ОМ по ее собственному электромагнитному излучению или сумеречному рассеянию солнечного электромагнитного излучения потребовало создания вначале чувствительных узкополосных фотометров, а затем спектрометрической аппаратуры сначала в видимой и ближней инфракрасной, потом (в основном на спутниках) в дальней инфракрасной, радиоволновой и ультрафиолетовой областях. Начальные шаги этого направления (см., напр., [Slipher 1929; Хвостиков, 1938; Шефов и др., 2006]) позволили в 20-е годы XX века обнаружить верхнеатмосферный слой натрия по его сумеречному флуоресцентному свечению, измерить длину волны (558 нм) мощного зеленого свечения верхней атмосферы и идентифицировать его источник — атомарный кислород. Измерение длины волны зеленой эмиссии было проведено Бэбкоком при помощи интерферометра в 1922 г. [Хвостиков, 1938]. Одновременно он измерил и ширину этой линии, что позволило ему дать первую оценку температуры области излучения зеленой линии. Еще не только не имея хорошей высотной привязки эмиссии 558 нм⁶, но и не зная о ее кислородной идентификации, и предполагая, что ширина спектральной линии определяется доплеровским эффектом, Бэбкок получил отношение температуры к массе излучающей молекулы ~55 К/а.е.м. Для атомарного кислорода эта оценка дает температуру около 900 К. Впоследствии выяснилось, что это дает примерно трехкратное завышение температуры из-за существования других механизмов уширения линий. Достижения спектрофотометрического метода исследований, относящиеся к периоду 1935 – 1955 г., подробно описаны в [Шефов и др., 2006; Семенов и др., 2013]. В качестве основных спектральных приборов использовались дифракционные светосильные спектрографы, а также интерферометры Фабри-Перо и Майкельсона. Кроме атомарного кислорода и натрия, по линиям излучения в ОМ были обнаружены еще многие атомы, ионы и молекулы, некоторые из которых возникают спорадически [Шефов и др., 2006]. Заметный толчок в изучении ОМ дало открытие достаточно мощных для измерений полос излучения [Meinel, 1948] в ближнем инфракрасном диапазоне и их отождествление с вращательно-колебательными полосами гидроксила (ОН) [Herzberg, 1951]. Выяснилось, что возбужденный гидроксил верхней атмосферы может служить превосходным термометром, так как по соотношению интенсивностей отдельных линий спектра

⁶ 90-110 км [Шефов и др., 2006].

полос можно рассчитать вращательную температуру гидроксильного излучения, весьма близкую к температуре окружающего воздуха в излучающем слое [Шефов, 1961], а сам слой по данным ракетных измерений, обобщенных Шефовым и Торошелидзе [1975], в среднем имеет толщину 10 км и высоту максимума около 87 км (в небольших пределах эти параметры меняются в зависимости от колебательного уровня молекулы ОН и от сезона [Шефов и др., 2006]). Спектр гидроксильных эмиссий представляет собой совокупность инфракрасных колебательно-вращательных полос, которые позволяют определять вращательную температуру молекул ОН. Методика ее определения дана в статьях [Перминов и др., 2007; Перминов, 2009]. Она основана на том, что при термодинамическом равновесии возбужденных молекул $\text{OH}(v', J')$ с окружающими молекулами воздуха их распределение по вращательным состояниям описывается функцией Больцмана. Отсюда, интенсивности колебательно-вращательных линий $I(v', J' \rightarrow v'', J'')$

определяются как

$$I(v', J' \rightarrow v'', J'') = N(v') A(v', J' \rightarrow v'', J'') \frac{2(2J' + 1)}{Q_{v'}(T_{\text{rot}})} \exp\left[-\frac{hc F(J')}{k T_{\text{rot}}}\right],$$

где $N(v')$ – населенность колебательного уровня v' , $A(v', J' \rightarrow v'', J'')$ – вероятность колебательно-вращательного перехода $(v', J' \rightarrow v'', J'')$ [с^{-1}], h – постоянная Планка, c – скорость света, k – константа Больцмана, $F(J')$ [м^{-1}] – энергия вращательного уровня J' и $Q_{v'}(T_{\text{rot}})$ – вращательная сумма по состояниям, T_{rot} – вращательная температура. Процедура определения вращательной температуры состоит в построении корреляционного соотношения

$$\ln\left(\frac{I(v', J' \rightarrow v'', J'')}{2(2J' + 1) \cdot A(v', J' \rightarrow v'', J'')}\right) = -\frac{hc}{kT_{\text{rot}}} F(J') + C$$

где C – константа. Далее, используя метод наименьших квадратов, можно получить значения T_{rot} [Перминов и др., 2014]. Измеряемое гидроксильное излучение находится в термодинамическом равновесии с окружающей средой и отражает температуру атмосферы на высоте максимума излучающего слоя ОН (около 87 км) [Шефов и др., 2006; Перминов и др., 2007]. Поскольку типичное время жизни молекулы возбужденного гидроксила значительно меньше 1 мс, можно считать, что гидроксильный слой за время накопления сигнала многие тысячи раз успевает исчезнуть и на короткое время возродиться на новом месте, иначе говоря, за время накопления сигнала он многие тысячи раз меняет свой вертикальный профиль. На

быстрых временах изменчивость этого профиля будет определяться законами атомной и квантовой статистики, а на медленных временах (десятки секунд и более) локализация излучающего гидроксильного слоя определяется в основном двумя вертикальными профилями – общей концентрации молекул $n(z)$ и концентрации атомарного кислорода $[O](z)$, z - вертикальная координата [Шефов и др., 2006]. Величины n и $[O]$ играют свою роль как при рождении возбужденного гидроксила (OH^*), так и для его гашения (деактивации столкновениями).

Вращательная температура гидроксила, которая является функцией отношения интенсивностей отдельных линий полос OH^* , имеет два важных информационных преимущества перед интенсивностями отдельных линий, во-первых, как уже указывалось, она практически совпадает с температурой окружающего воздуха и поэтому может быть непосредственно сопоставима с температурой и гидродинамическими характеристиками, получаемыми другими методами; во-вторых, в отличие от интенсивности линий, она не подвержена влиянию прозрачности атмосферы и легкой облачности (при определении температуры исключаются отдельные полосы гидроксила, на структуру которых накладываются полосы поглощения воды и некоторых других молекул). Реально интенсивность линий можно измерять только в абсолютно ясную погоду с хорошей прозрачностью, тогда как число ночей, в которые можно измерять вращательную температуру, значительно больше. Существует еще одна полезная измеряемая характеристика гидроксильного слоя, столь же малочувствительная к легкой облачности и пониженной прозрачности атмосферы. Это отношение интенсивности не двух линий полосы, а двух колебательных полос. Как показано в [Perminov et al. 1998], вариации этого отношения определяются в основном столкновительной дезактивацией OH^* . Однако дезактивация OH^* столкновениями с O становится несущественной для высоких колебательных уровней гидроксила (по крайней мере для колебательных уровней $v \geq 7$). Реальными дезактиваторами для этих колебательных уровней становятся только столкновения с N_2 и O_2 . Поэтому отношение населенностей достаточно высоких ($v=7 \div 9$) колебательных уровней гидроксила, а, следовательно, и отношений интенсивности соответствующих полос гидроксила, должно изменяться согласованно с $[N_2]$ и $[O_2]$, т.е. с плотностью воздуха на высоте максимума гидроксильного слоя [Pertsev et al. 1999]. Отсюда следует, что временные ряды, составленные из отношений интенсивностей седьмой и девятой либо восьмой и девятой полос гидроксила, коварируют с плотностью воздуха на высоте максимума гидроксильного слоя. Таким образом, отношение населенностей двух уровней $Pop(8) /$

Por(9), как и отношение интенсивностей двух полос $I_{8/9} = \frac{I_{OH(8,5)}}{I_{OH(9,5)}}$ [Pertsev et al.

1999] или отношение интенсивностей двух других полос, например, $I_{7/9} = \frac{I_{OH(7,3)}}{I_{OH(9,4)}}$,

или связанные с ними «колебательные температуры» (см., напр., [Шефов и др., 2006]), могут служить вертикальной координатой ζ гидроксильного слоя, монотонно меняющейся с плотностью воздуха при максимуме слоя (ζ растет с ростом плотности) и отслеживающей вертикальные перемещения слоя.

Многие лаборатории мира, начиная с 60-х годов XX века, организовали регистрацию гидроксильного излучения и измерение гидроксильной температуры. Наиболее систематические измерения гидроксильного излучения в ночное время в течение более полувека проводятся на Звенигородской научной станции (ЗНС, 55.7° N, 36.8° E) Института физики атмосферы им. А.М.Обухова (ИФА). До 1996 г. в качестве приемника излучения на ЗНС применялись спектрографы с дифракционной решеткой, трехкаскадным электронно-оптическим преобразователем и накоплением сигнала на фотопластинках или фотопленках [Потапов и др., 1978]. В настоящее время на ЗНС для наблюдений атмосферного излучения в области 0.8-1.0 мкм используется дифракционный спектрограф СП-50 [Герасимова и Яковлева, 1956] с высокочувствительной инфракрасной цифровой ПЗС-камерой. Детальное описание характеристик спектрального прибора дано в [Семенов и др., 2002; Перминов, 2009]. Зарегистрированные за 10-минутные экспозиции спектры излучения ОН и О₂А(0-1) позволяют определять интенсивности отдельных вращательных линий и полос исследуемых атмосферных эмиссий с погрешностью 1-2%, а температуры – с точностью около 2 К. Пример такого спектра показан на Рис. 1.2.4. Методика определения интенсивностей полос атмосферных эмиссий гидроксила и молекулярного кислорода, а также вращательной температуры гидроксила дана в [Перминов, Перцев, 2009; Перминов, 2009]. В настоящей работе вращательная температура определялась по интенсивностям трех первых линий Р1-ветви полосы ОН(6-2) ~834 нм с использованием вероятностей колебательно-вращательных переходов [Langhoff et al., 1986]. Такая же методика определения температуры используется и в Геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН в Торах, что упрощает сопоставление данных измерений. Абсолютная калибровка регистрируемых спектров атмосферного излучения [Перминов, Перцев, 2009] дает возможность получать интенсивности полос в абсолютных единицах - рэлей (1 Рл = 10¹⁰ фотон·м⁻²с⁻¹).

Из вариантов спектрофотометрической аппаратуры, используемых в различных лабораториях мира, нужно отметить фотометры со сменными интерференционными фильтрами, интерферометры и основанные на интерферометрии фурье - спектрометры [Шефов и др., 2006]. Разница в применяемой аппаратуре с одной стороны, увеличивала всесторонность изучения гидроксильного излучения, с другой стороны, мешала свести многочисленные результаты воедино и требовала взаимного контроля и выработки общего подхода к учету влияния различных параметров измерений на результат. Кроме особенностей самого измерительного процесса определенную роль играет также используемый при определении температуры набор вероятностей вращательно-колебательных переходов молекулы гидроксила (детали см. в [Шефов и др., 2006]). Между лабораториями мира, занимающимися измерениями гидроксильного излучения, существовала и продолжает существовать в целом неплохая кооперация, проводились кампании по взаимной калибровке аппаратуры и совместным измерениям. Так, в марте 1995 г. в рамках научного сотрудничества между ИФА и университетом Западного Онтарио (UWO, Канада) на ЗНС проводились совместные измерения гидроксильного излучения Лабораторией физики верхней атмосферы Института физики атмосферы (ИФА) РАН и группой профессора Р. Лоу из UWO [Pertsev et al., 1999]. В спектрофотометрической аппаратуре ИФА обеспечивалось изображение спектра в интервале 1000 – 1060 нм, что позволяло одновременно получать спектры полос ОН (4, 1) и (9, 5). Время экспозиции составляло 6 мин. Зенитный угол оптической оси составлял 60° (отклонение оптической оси от зенита позволяет увеличить отношение сигнала к шуму), азимут съемки – на север. Инструмент UWO представлял собой интерферометр Майкельсона, работающий в области 1000-1650 нм, содержащей полосы гидроксила с разницей колебательных уровней $\Delta v=2$ и $\Delta v=3$. Интерферограммы снимались с интервалом накопления и опроса 30 с. Инструмент был нацелен в зенит. Угловой диаметр поля зрения обоих приборов составлял 10° [Pertsev et al., 1999]. Прибор UWO работал с охлаждением жидким азотом. Относительная спектральная чувствительность обоих инструментов определялась калибровкой по источникам малой яркости с известным спектром излучения. Вариации вращательной температуры и относительных населенности уровней гидроксила измерялись с погрешностью от 1 до 3%. В итоге средненочные температуры, измеренные с одного (4-го) колебательного уровня гидроксила, совпали в пределах этой точности, однако полного совпадения вариаций в течение ночи не получилось из-за горизонтального разнесения ~ 150 км (благодаря разнице зенитных углов в 60°). Соответствующие графики вариаций температуры показаны в разделе 3.2. Сопоставление результатов

измерений двумя приборами не выявило каких-либо систематических расхождений.

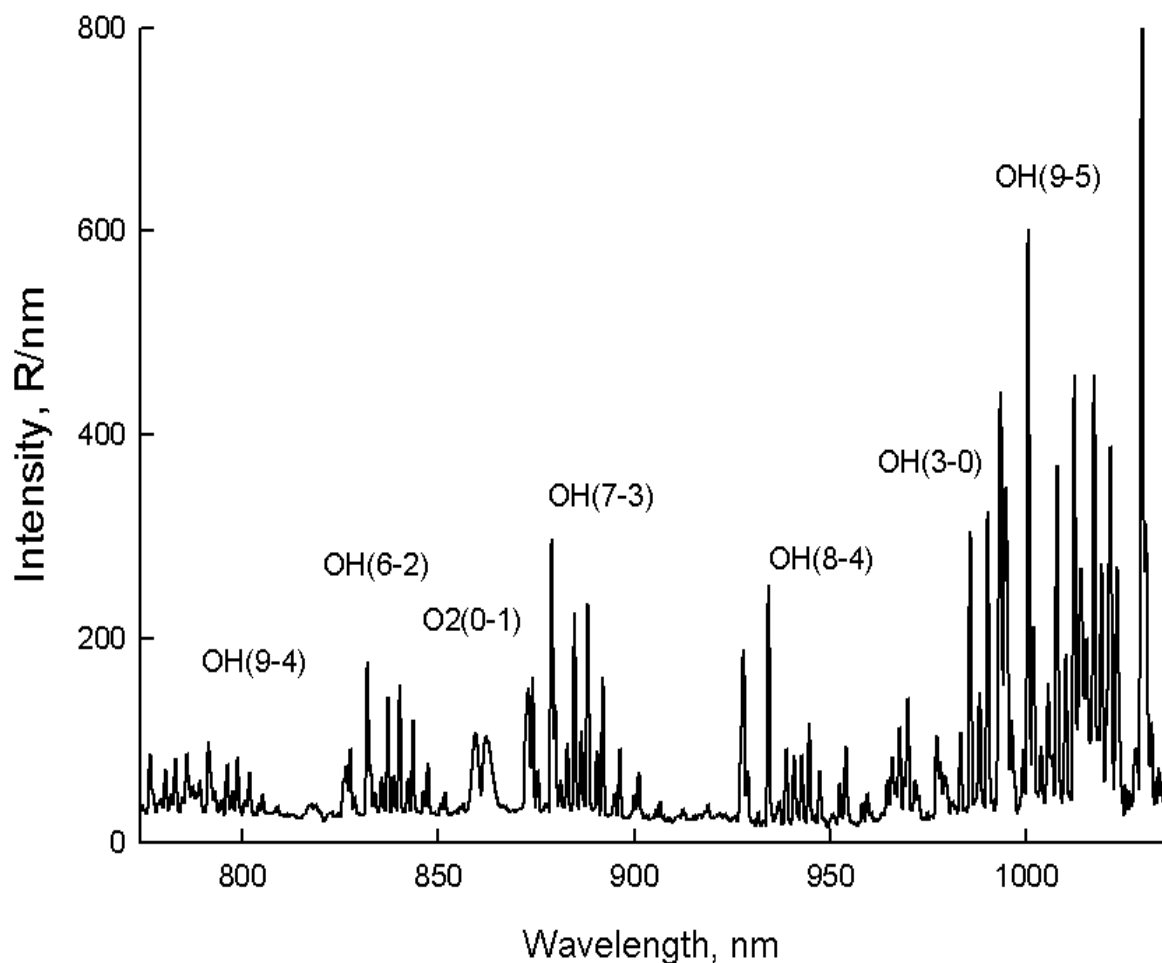


Рис. 1.2.4. [Pertsev, Perminov 2008]. Участок спектра ночного неба , содержащий полосу O_2 и несколько полос OH . Измерено на ЗНС 19 мая 2001 г. (вблизи полуночи). Интенсивность дана в рэлей/нм. Экспозиция 10 минут.

В последнее время происходит заметное проникновение спектрофотометрического метода в субмиллиметровую и миллиметровую области. Структура отдельных спектральных полос позволяет рассчитывать вертикальные профили соответствующих химических компонентов области мезопаузы при условии одновременного определения температуры ОМ. В качестве примеров можно указать комплекс аппаратуры ФИАН (Москва), принимающей излучение во вращательной полосе озона 142 ГГц и позволяющей восстанавливать вертикальный профиль озона до высоты 75 км [Гайкович и др., 1999], установку MISI (Microwave Spectrometer at IAP, Kühlungsborn, Germany), которая измеряет концентрации водяного пара в высотном интервале 40-85 км по полосе H_2O 22,235 ГГц и использует температурные данные сонаправленного лидара [Seele, Hartogh 1999; Gerding et al. 2013].

Спектрофотометрический метод, - один из основных методов, поставляющих информацию о температуре области мезопаузы. Он дает наиболее длительные (с ~ 1957 г.) ряды измерений температуры ОМ [Golitsyn et al., 1996]. При спутниковом базировании (см. в конце раздела 1.2) метод приобретает важные преимущества по широтно-долготному охвату и перестает зависеть от погодных условий. В случае одновременного мониторинга нескольких эмиссионных линий метод позволяет рассчитывать не только температуру на нескольких высотных уровнях, но и содержание некоторых малых компонент области мезопаузы (О, О₃, Н [Шефов и др., 2006]).

Метод изучения полей неоднородностей собственного свечения слоев ОМ.

Использование сканирующих узкополосных фотометров позволило получать меняющиеся во времени карты полей яркости свечения определенных эмиссий, в частности, зеленой линии кислорода [Коробейникова и др. 1966]. На современном уровне метод осуществляется при помощи фотографирования большей части или всего неба чувствительными фотокамерами с узкополосными фильтрами, пропускающими, например, линию кислорода 558 нм, или широкополосными фильтрами, пропускающими ближне-инфракрасные полосы гидроксила [Taylor and Hill 1991, Shiokawa et al., 1999]. Такие устройства в последнее время называются имаджерами (этот термин используется и для аппаратуры другого типа), англоязычные аналоги — imagers и mappers. Они способны хорошо отслеживать распространение гидродинамических волн в пространстве и времени, подобно фотокамерам для съемки серебристых облаков. Имаджеры, работающие с фотонными эмиссиями ОМ, не требуют появления серебристых облаков, но отфильтровывают все структуры с вертикальным масштабом, малым по сравнению с толщиной излучающего слоя (равной примерно 10 км). Слой серебристых облаков имеет толщину примерно на порядок меньше, поэтому картина волновых структур, отснятых камерами серебристых облаков, более богата. Существует опыт объединения нескольких камер, нацеленных на разные длины волн, в один фотокомплекс. Так, в [Shiokawa et al., 1999] приведены одновременные фотоизображения участка неба с волновыми структурами, полученные с разными фильтрами: в лучах инфракрасных гидроксильных полос (максимум излучения приходится на высоту ~87 км), дублета Na 589 нм (~90 км), полосы О₂ 865 нм (~94 км), линии атомарного кислорода 558 нм (~96 км). Это позволяет фиксировать высотное изменение горизонтальной структуры волн (в данном случае разница между высотами соседних излучающих слоев гораздо меньше толщины этих слоев). Заметного прогресса достигли температурные имаджеры, вычисляющие

гидроксильную или кислородную температуру по структуре полос OH или O_2 (865 нм) и строящие карты температуры излучающего слоя. Хотя этот метод начал разрабатываться еще в 70-е годы XX века [Terpley et al. 1981], технические возможности последнего времени существенно подняли качество и скорость измерений. Так, гидроксильный температурный имаджер университета штата Юта, описанный в [Rautet et al. 2014], позволяет получать карты температуры с точностью ± 2 К по соотношению интенсивности двух линий 1.523 и 1.542 мкм полосы $\text{OH}(3,1)$ для площади $\sim 100 \times 100$ км с пространственным (по горизонтали) разрешением 0.5 км и временным разрешением ~ 30 с.

Сумеречно-поляризационный метод. Используется вертикальное смещение нижней границы рассеяния солнечного света в течение ночи. Если проводить поляризметрические измерения яркости сумеречного неба в разных его точках на протяжении ночи, то можно определить вертикальный профиль давления воздуха в подходящем для использования метода диапазоне высот и рассчитать с его помощью температуру. Хотя теоретические основы метода были заложены почти столетие назад [Фесенков 1923], преодолеть технические трудности и достичь приемлемой точности определения температуры в ОМ удалось только недавно [Ugolnikov, Maslov 2013] на базе широкоугольной ПЗС-камеры с вращающимся поляризационным фильтром, работающей в видимом диапазоне света (540 нм). Существенной частью метода является алгоритм, позволяющий выделить интенсивность однократно-рассеянного света в общей интенсивности рассеянного света. Судя по данным на рис. 12 в [Ugolnikov, Maslov 2013], в диапазоне высот 70-85 км метод позволяет определять температуру с вертикальным разрешением 5 км и погрешностью от ± 2 до ± 5 К. Недостатком метода является сильное осреднение результатов по горизонтали (~ 250 км) и по времени (несколько часов), а также, как и для всех других оптических методов, зависимость от погоды. Метод является весьма перспективным, и сопоставление его результатов с данными спутниковых инструментов MLS/Aura и SABER/TIMED [Ugolnikov, Maslov 2013] дало хорошее согласие.

Риометрический метод. В этом методе измеряют интенсивность космического радишума наземным прибором — риометром. За пределами Земли благодаря спутниковым измерениям временная кривая интенсивности хорошо известна, она меняется с периодом звездных суток. Отклонения от этой кривой на частотах 28-40 МГц обеспечиваются поглощением радишума на высотах около 90 км [Friedrich and Torkar, 1983], которое зависит от ионизации этой области и существенно усиливается при выпадении в атмосферу авроральных электронов и протонов солнечного

происхождения. Таким образом, риометры позволяют производить мониторинг ионизации области мезопаузы, а многоканальные риометры — имаджеры даже выявлять гравитационно-волновые структуры [Moffat-Griffin, et al., 2008]. В основном риометры применяются в области высоких широт, однако имеются работающие установки и в субавроральных и даже средних широтах, в частности, в Bear Lake Observatory (42° N, 111° W). В России есть меридиональная цепочка риометров ИКФИА (Сибирь), охватывающая широты от 62 до 72° (<http://ysn.ru/riometr/>).

Методы дистанционного волнового зондирования (ДВЗ). Атмосфера зондируется излучаемыми электромагнитными или акустическими⁷ волнами, которые отражаются от определенных слоев или неоднородностей, а затем регистрируются приемником. Методы ДВЗ стали развиваться после пионерских опытов 1923-25 гг. Шулейкина (СССР), Брейта и Тьюва (США), Эплтона и Барнета (Великобритания) по радиолокации верхней атмосферы. В результате этих исследований были обнаружены различные слои повышенной концентрации заряженных частиц на разных высотах, в том числе — Эплтоном и Барнетом, - отражение от высоты 96 км (по современной терминологии — нижняя часть ионосферного слоя E). Большая часть ОМ относится к верхней части открытой несколько позже области D ионосферы. На этих высотах концентрация заряженных частиц может от ночи ко дню возрасти на порядки величины. Время от времени в области E возникают спорадические слои, которые образованы слоями небольшой протяженности с существенно большей концентрацией ионов Mg^+ , Fe^+ , Ca^+ и др. Наиболее часто спорадические слои возникают на высотах 100—105 км, со значительным увеличением частоты появления в летнее время, когда они обнаружимы в диапазоне высот 86 — 120 км [Fytterer et al. 2014].

С 1930-х годов в нескольких странах, включая СССР, начат регулярный радиомониторинг различных областей ионосферы [Радиозондирование 2008]. При ДВЗ интересующей нас области высот в радиодиапазоне используются многие методы измерений, в том числе:

а) Импульсное наклонное зондирование (частные случаи - «возвратно-наклонное

⁷ Есть серьезные основания объединять электромагнитные и акустические волны в одной группе методов. И идеологически, и по техническим решениям (сравните, например, радиоакустический метод и метод искусственных периодических неоднородностей, создаваемых мощной радиоволной), весьма похожи.

зондирование», когда приемник и передатчик совмещены в одной точке; вертикальное зондирование), - ионозонды излучают импульсы, содержащие набор частот в диапазоне средних и коротких волн (более 1 МГц или менее 300 м) и анализируют набор частот в отраженном от ионосферы сигнале (максимальная частота отражения, - «критическая частота», - растет с концентрацией заряженных частиц). Одновременно по времени задержки вычисляются высоты отражения. При увеличении частоты сигнала высота уровня отражения уменьшается. Полученная зависимость высоты отражения от частоты («ионограмма») позволяет находить вертикальные профили концентрации заряженных частиц. Метод эффективен для высот, начиная с 90-100 км, где концентрация заряженных частиц достаточно велика). В случае сильных ионосферных возмущений метод дает отражения и на меньших высотах [Бахметьева и др. 2007; Радиозондирование 2008];

б) альтернативу передаче импульсов составляют установки с частотной модуляцией сигнала [Бахметьева и др. 2007];

в) профили электронной концентрации в области D определяются также при помощи измерения поглощения магниторасщепленных компонент волн 2-3 МГц (100 -150 м), - «метод A1» [Радиозондирование 2008];

г) (или «метод D1»): на высотах 80-100 км ветер может измеряться по скорости дрейфа неоднородностей электронной концентрации, перемещающихся по ветру в отражающем слое. Для измерения ветра нужен удаленный передатчик и сеть приемников (по крайней мере три) с базой порядка длины радиоволны, измеряющих фединг в трех или более точках. При этом используются частоты $180 \text{ кГц} \div 2 \text{ МГц}$ [Измерение, 1978]. Одновременно метод позволяет получать значения высоты радиоотражения.

Метод (а) использовался для получения долговременных рядов температуры на высотах 100-110 км, поскольку на этих высотах критическая частота слоя E параметрически зависит от температуры [Гвишвили, Лещенко 2000]. Метод (г) также использовался для исследования климатических трендов в ОМ с помощью долговременных рядов высоты радиоотражения ([Bremer and Berger, 2002; Bremer and Peters, 2008], см. также раздел 3.5).

Кроме перечисленных методов работы, использующих поглощение и отражение от определенных ионосферных слоев в целом, некоторые методы ДВЗ используют неоднородности концентрации заряженных частиц не только как самостоятельный объект изучения, но и как инструмент для исследования соответствующих областей. Радары частичных отражений измеряют рассеяние радиоволн на неоднородностях концентрации заряженных частиц ОМ, затем с помощью этого результата

рассчитывается профиль электронной концентрации, а также оцениваются параметры ионосферной турбулентности [Беликович и др. 2004]. Преимуществом метода частичных отражений является получение отраженного сигнала практически одновременно с различных высотных уровней. Частичные отражения могут быть вызваны как «некогерентным (томсоновским) рассеянием», вызванным флуктуациями электронной концентрации за счет теплового движения электронов, или «когерентным рассеянием» на упорядоченных структурах в поле электронной концентрации характерного размера, равного половине длины зондирующей радиоволны.

Радарные установки некогерентного рассеяния работают в метровом или декаметровом диапазоне. Они сравнительно дороги, поскольку требуют большой мощности передатчика и протяженного антенного поля. Во всем мире в интересующей нас широтной зоне (40-65° N) их меньше десяти, в том числе российский (Иркутский) радар (53° N, 103° E). Радары некогерентного рассеяния позволяют получить профили электронной концентрации, ионной температуры и некоторых других атмосферных характеристик. Рабочий диапазон радаров некогерентного рассеяния граничит с областью мезопаузы лишь в самой верхней ее части, 100-105 км, причем погрешности измерений на этих высотах еще велики.

В работе радаров когерентного рассеяния используются любые естественные или искусственные неоднородности концентрации заряженных частиц подходящего масштаба. Метеоры, создающие ионно-электронные следы, которые хорошо отражают радиоволны метрового и декаметрового диапазонов, используются для систематического измерения скорости ветра метеорными радарными в области высот 85-100 км («метод D2»)[Измерение, 1978]. Еще один носитель неоднородностей электронной концентрации, стимулирующий радарные измерения, - так называемое мезосферное летнее эхо (МЛЭ). Это мелкомасштабные (~ 0.5 – 3 м) спорадически возникающие неоднородности электронной концентрации в летнее время. Радарные установки некогерентного рассеяния работают в метровом или декаметровом диапазоне. Они сравнительно дороги, поскольку требуют большой мощности передатчика и протяженного антенного поля. Во всем мире в интересующей нас широтной зоне (40-65° N) их меньше десяти, в том числе российский (Иркутский) радар (53° N, 103° E). Радары некогерентного рассеяния позволяют получить профили электронной концентрации, ионной температуры и некоторых других атмосферных характеристик. Рабочий диапазон радаров некогерентного рассеяния граничит с областью мезопаузы лишь в самой верхней ее части, 100-105 км, причем погрешности измерений на этих высотах еще велики.

В работе радаров когерентного рассеяния используются любые естественные или искусственные неоднородности концентрации заряженных частиц подходящего масштаба. Метеоры, создающие ионно-электронные следы, которые хорошо отражают радиоволны метрового и декаметрового диапазонов, используются для систематического измерения скорости ветра метеорными радарными в области высот 85-100 км («метод D2») [Измерение, 1978]. Еще один носитель неоднородностей электронной концентрации, стимулирующий радарные измерения, - так называемое мезосферное летнее эхо (МЛЭ). Это мелкомасштабные ($\sim 0.5 - 3$ м) спорадически возникающие неоднородности электронной концентрации в летнее время⁸ на высотах около 84 км, эффективно рассеивающие радиоволны радаров, работающих на частотах 3 – 1300 МГц. Частота возникновения МЛЭ максимальна в околополярной области, на широтах 52-54° она в 5 - 10 раз меньше. МЛЭ, по-видимому, связаны с заряженными ледяными частицами меньшего размера, чем нужны для образования видимых С.О. [Rapp, Lübken 2004]. Поскольку адекватной теоретической модели МЛЭ до сих пор не создано, оно рассматривается скорее как объект изучения, чем инструмент исследования соответствующего атмосферного слоя (вблизи полюсов, где МЛЭ наблюдаются гораздо чаще, радарное зондирование МЛЭ может использоваться для выявления атмосферных гравитационных волн [Dalin et al. 2012 b]).

Создание искусственных периодических неоднородностей одной мощной радиоволной, на которых рассеивается другая радиоволна — весьма перспективный метод, позволяющий определять вертикальные профили многих характеристик ОМ, в частности, концентрации атомарного кислорода и вертикальной скорости воздуха [Бахметьева и др. 2007]. В России подобные измерения проводятся на установке СУРА (НИРФИ)⁹.

С 1960-х годов XX века радарный опыт ДВЗ был распространен на видимую часть оптического диапазона, поскольку для этих волн нижняя атмосфера прозрачна (в ясную погоду). Источником излучения в этом случае стал свето-импульсный радар, сокращенно «лидар» (от англ. Lidar = Light Identification, Detection and Ranging), главной частью которого является лазер. В настоящее время лидары поставляют довольно большой объем информации о вертикальной структуре ОМ. Первым достижением лидаров в ОМ стало измерение вертикальной структуры натриевого слоя (высота $\sim 80-100$ км) при

⁸ Похожее эхо наблюдались и зимой, что было вызвано сильной турбулентностью при разрушении гравитационных волн [Rapp, Lübken 2004].

⁹ Периодические неоднородности могут также создаваться звуковой волной, см. ниже «радиоакустический метод»

помощи перестраиваемого лазера на красителе [Bowman et al. 1969]. Работа этого лидара основана на резонансной флюоресценции атомов натрия под действием лазерного излучения на резонансного дублета (NaD_2 589 нм). Результатом работы лазера являются вертикальные профили концентрации Na и температуры. Последняя определяется по тонкой спектральной структуре дублета, зависящей от доплеровского уширения линий [Gardner 1989]. Тот же эффект Доплера позволяет при наклонном лидарном зондировании измерять ветры в ОМ (см., напр., [Franke et al. 2001]). Лидары, нацеленные на область мезопаузы, используют резонансную флюоресценцию в спектральном интервале 372-770 нм также атомов Ca, Ca^+ , Fe, Al, K, Li [Gardner 1989].

Лидары рэлеевского молекулярного рассеяния, в последние годы преодолевшие высоту 100 км [Sox et al. 2013], определяют вертикальный профиль плотности атмосферы, затем с помощью него в гидростатическом приближении рассчитывается профиль температуры. Для этого расчета необходимо знать температуру в одной из точек рабочего диапазона высот (РДВ). Обычно эта проблема решается так: берется произвольная реалистичная температура на верхней границе РДВ, при этом погрешности температуры в средней и нижней части РДВ оказываются минимальными [Gardner 1989].

В конце 20 века лидарное зондирование ОМ было распространено на ближний ультрафиолетовый (308 нм; резонансная флюоресценция гидроксила OH в основном состоянии [Brinksma et al. 1998]) и ближний инфракрасный диапазоны (линия 1064 нм используется одновременно с линиями 532 нм и 355 нм в лидаре рэлеевского рассеяния; это позволяет зондировать ОМ и в дневное время [Rees et al. 2000]).

Лидары, работающие по области мезопаузы, в летнее время используются также для непосредственного обнаружения С.О. и выявления их вертикальной структуры (см., напр., [Collins et al. 2003]).

Зондирующие звуковые волны для исследования ОМ используются в трех вариантах организации измерений: акустическое зондирование, радиоакустическое зондирование и ракетно-гранатный метод.

При акустическом зондировании излучаемая звуковая (инфразвуковая) волна (или волновой пакет от взрыва) отражается или преломляется в ОМ и после этого принимается несколькими разнесенными приемниками - микробарографами. В некоторых модификациях метода приемники располагаются не в зоне прихода звуковых лучей, а в зоне тени. В этом случае регистрируется звук, рассеянный на мелких неоднородностях. Метод акустического зондирования нацелен на восстановление вертикальных профилей температуры и скорости ветра, от которых зависит скорость

звука [Kulichkov 2010]. В настоящее время метод (для мезосферных высот) находится в стадии разработки; его уже сейчас можно использовать для обнаружения мезосферных неоднородностей, обеспечивающих частичное отражение. Так, Куличков и др. [2012], анализируя акустический сигнал, принятый после наземного взрыва и содержащий 5 волновых пакетов, приходящие один за другим, обнаружили отражающие неоднородности на высотах 59-63 км, 69-73 км, 79-84 км и 118-126 км.

В радиоакустическом методе излучаются и звуковая волна (~ 20 Гц), и радиоволна дециметрового диапазона. Звуковая волна создает разрежения - уплотнения концентрации заряженных частиц ОМ, на которых радиоволна рассеивается и регистрируется приемной станцией. Коэффициент отражения радиоволн от неоднородностей плазмы, модулированной звуковой волной, на много порядков больше, чем в случае неоднородностей нейтральной атмосферы [Рыжов 2012]. Наиболее интенсивное рассеяние происходит на той высоте, где длина звуковой волны вдвое больше, чем радиоволны (условие Брэгга). Поэтому, чтобы управлять высотой отражения, в комплексе должна быть возможность плавного изменения хотя бы одной из двух частот. Один из вариантов технического исполнения этого метода на базе установки СУРА (НИРФИ) описан Зиничевым и др. [2009]. Комплекс может работать как в непрерывном, так и в импульсном режимах. В области мезопаузы его рабочие высоты достигают 80 км. Условие Брэгга дает возможность рассчитать скорость звука на высоте отражения, а по скорости звука рассчитывается температура. Высота отражения контролируется по времени задержки между излученным и принятым импульсами [Рыжов 2012].

Ракетно-гранатный метод кратко описан ниже.

Ракетные методы. Начиная с 1949 г., когда в СССР был произведен первый вертикальный пуск ракеты, снабженной научной аппаратурой, на высоту 110 км, ракеты стали одним из основных средств изучения средней и верхней атмосферы. Примерно с этого же времени стала работать программа ракетных исследований верхних слоев атмосферы в США. Результаты ракетных измерений передавались либо в кодированном виде по радио, либо на пленке с фото- или магнитной записью, спускаемой на парашюте [Месси и Бойд, 1962]. В области средних и субполярных широт ($40-65^\circ$) использовались ракетные полигоны Волгоград (48.7° N 45.8° E), Zingst (54.4° N 12.8° E), South Uist ($57^\circ 13'$ N $7^\circ 20'$ W), Fort Churchill (58.8° N 114.2° W), Poker Flat (64.9° N 148.0° W) [Шефов и др., 2006], а также производились судовые запуски с акватории океана. Ракеты стандартного типа передавали вертикальные профили температуры и двух компонент скорости ветра до высот 70-80 км [Бюллетень, 1969-1995]. Эти данные подтвердили расчеты

Федынского — Станюковича о существовании мезосферы и мезопаузы (см. выше, «метеорный метод») и дали основу как для создания моделей вертикальной структуры стратосферы и мезосферы, так и для возникновения концепции существования долговременных трендов в ОМ (см. раздел 3.5).

Кроме того, отдельные ракеты были снабжены специальным оборудованием для исследования высотного хода излучений в различных диапазонах и малых составляющих атмосферы. К этому оборудованию относились фотометры, фотопластинки с фильтрами, спектрометры, спектрографы, заборные сосуды, в том числе ионные ловушки, масс-спектрометры, камеры с фотохимическими реактивами, радиоприемники, магнитометры и др. [Месси и Бойд, 1962; Тулинов и Фейгин, 1972; Gumbel, 2007].

Большое значение для развития представлений о С.О. имели ракетные заборы частиц С.О. [Nemenway et al. 1964] с их электронно-микроскопическим фотографированием. В результате этой работы оказалось, что облачные частицы состоят из водного льда, некоторые из них в центре имели ядро радиусом 0.05-0.1 мкм, тогда как радиус ледяной оболочки изменялся в пределах 0.1-0.4 мкм, а общее содержание в вертикальном столбе составляло $\sim 10^{11}$ частиц/м².

В ракетно-гранатном методе [Stroud et al., 1960] ракета используется в основном как транспортное средство для последовательного взрыва гранат на разных высотах. Приход звуковой волны регистрируется несколькими станциями, затем вертикальные профили температуры и ветра вычисляются минимизацией ошибок лучевого трассирования звука. Этот метод успешно конкурирует с непосредственным измерением температуры воздуха ракетным прибором (действие которого основано на температурной зависимости сопротивления обдуваемого потоком воздуха резистора). Серия ракетно-гранатных экспериментов, проведенная на канадском ракетном полигоне Fort Churchill в ноябре 1956, июле, августе и декабре 1957 и январе 1958 г. выявила основные сезонные особенности вертикального профиля температуры ОМ, и обнаружила вторичные температурные максимумы в верхней мезосфере [Stroud et al., 1960], которые позже стали интерпретироваться как двойная мезопауза.

Ракеты часто иногда применяются для создания специальных искусственных облаков, которые затем становятся объектом наблюдений, но чаще всего это осуществляется сильно выше или несколько выше области мезопаузы (например, эксперимент ATREX 27.03.2012 по распылению триметилалюминия пятью ракетами на высоте около 100 км [NASA 2012]). Однако ракетопосредством, выводящие на орбиту спутники, своими выбросами в области мезопаузы неоднократно создавали

искусственные С.О. [Gadsden and Schröder, 1989b]. Два таких случая, задокументированные с помощью сети САФСО, детально разобраны в нашей статье [Dalin et al., 2013b], что позволило сделать некоторые оценки турбулентных параметров ОМ в период запусков.

Самолетные и спутниковые реализации дистанционных методов изучения ОМ.

Хотя полеты самолетов и спутников проходят существенно ниже или выше области мезопаузы, эти средства используются как перемещаемая база для дистанционного изучения ОМ.

Самолеты неоднократно использовались для получения пространственных разрезов интенсивности фотонных эмиссий ОМ. Так, в зимней кампании 1981 г., проводимой ИФА, измерения велись в зените в ночное время с самолета на высоте около 3 км вдоль параллели на широте 64°N в районе Северного Урала, по обе стороны от горного хребта. Для регистрации интенсивности эмиссий (полосы ОН (9,4) и (5,1) – 770-810 нм, О – 630 нм) использовались спектрографы СП-48 с трехкаскадными электронно-оптическими преобразователями. Время экспозиции составляло 2 мин, что соответствовало усреднению интенсивности эмиссий вдоль трассы самолета в интервале около 10 км. В результате этих измерений были обнаружены орографические возмущения температуры ОМ и термосферы [Шефов и др. 1983] (см. раздел 3.2). С самолета также проводились попытки измерения мезосферных ветров (высоты до 70 км, точность 14 м/с) по доплеровскому смещению линии излучения H_2O 183 ГГц [Flury et al. 2008].

Искусственные спутники Земли, осуществляющие пространственные разрезы измеряемых характеристик области мезопаузы, используют три из перечисленных выше методов - метод отслеживания полей неоднородностей и спектрофотометрический метод, иногда — их комбинацию, а также метод ДВЗ (спутниковое радиопросвечивание атмосферы). При этом используются диапазоны электромагнитных волн, и недоступные при наземных наблюдениях, в частности, широко применяется ультрафиолетовый диапазон. Принимаемое излучение атмосферы в спутниковых измерительных схемах приходит обычно из области надира либо из области лимба. Лимбовая схема предпочтительна в случаях, когда нужно исключить излучение поверхности Земли и нижних слоев атмосферы.

Имаджерами для отслеживания динамики полей мезосферных облаков и других неоднородностей ОМ были или в настоящее время оснащены несколько спутников, в частности, Odin, ENVISAT, AIM. Эти солнечно-синхронные спутники с наклоном около 98° позволяют видеть мезосферно-облачную динамику всей полярной области при

приблизительно постоянном солнечном местном времени. На спутнике AIM (Aeronomy of Ice in the Mesosphere), запущенном в 2007 г., используются одновременно 4 фотокамеры аппаратного комплекса CIPS, работающие вблизи надира в ультрафиолетовом диапазоне (265 ± 15 нм). При этом одномоментное поле зрения комплекса простирается на 2000 км вдоль орбиты и на 1000 км поперек. В летнее время в высокоширотной области ($70-86^\circ$) комплекс регистрирует много ПМО и выделяет в них различные структурные формы [Thuraiajah et al 2013]. Изображения ПМО на меньших широтах ($<65^\circ$) регистрируются значительно реже, по-видимому, из-за существенно меньшей массы мезосферного льда на этих широтах. Кроме того, на меньших широтах перекрытие спроектированных на поверхность Земли полей зрения между соседними орбитами ухудшается: на широте 60° протяженность недоступных участков составляет 550 км, на широте 50° — 950 км (см. aim.hamptonu.edu/library/gallery/gal-cips.html).

Весьма полезным оказался опыт спутниковой фотосъемки неоднородных полей излучения ОМ в узких спектральных интервалах. Так, при помощи прибора HRDI (High-Resolution Doppler Imager) на спутнике UARS, а также фотокамер на борту Международной Космической Станции, изучались неоднородности поля излучения в полосе O_2 762 нм, возникающего в области мезопаузы и не достигающего до поверхности Земли из-за сильного поглощения в плотных слоях атмосферы [Orland et al., 1998; Burrage et al., 1994; Marsh et al., 1999; Belyaev et al., 2006]. В результате были обнаружены резкие изменения яркости этого излучения, связанные с приливами, и многочисленные мезомасштабные волновые и конвективные структуры (см. фотоснимки в [Belyaev et al., 2006]).

Прибор WINDII (Wind Imaging Interferometer) использовался для регистрации зеленой линии кислорода 558 нм и гидроксильного излучения [Shepherd et al. 1993b] на борту спутника UARS в 1991-2004. Гидроксильное излучение регистрировалось на лимбе в трех фильтрах, в частности, один из фильтров был центрирован на линии P1(3) 734,6 нм полосы OH(8-3). Эта линия выбрана из-за наиболее высокой яркости среди P-линий и слабой температурной зависимости [Shepherd et al. 1993b; Perminov et al. 1999]. Измерения в обеих линиях позволили затем выявить стационарные планетарные волны в гидроксильном излучении области мезопаузы и концентрации атомарного кислорода (см. раздел 4.2). Новый финский спутник NPP (инструмент VIIRS) передает инфракрасные снимки в полосах Мейнела OH* с горизонтальным разрешением 750 м, что позволяет видеть гребни АГВ [Yue 2014].

Спутниковые измерения температуры ОМ производятся с помощью «радиометров»

(фактически- фотометров, измеряющих спектральную плотность в нескольких участках спектра), установленных на борту спутников UARS (прибор HALOE, 1991-2005 г., при восходах и заходах Солнца на лимбе по профилю полосы поглощения CO_2 2,8 мкм) [Russell et al., 1993], TIMED (SABER, с 2002 г. по н/в, по структуре 15-микронной вращательно-колебательной полосы излучения CO_2) [Mlynchak, 1997], AURA (MLS, с 2004 г. по н/в, по структуре полос излучения O_2 118 и 190 ГГц) [Schwartz et al., 2008], AIM (SOFIE, с 2007 по н/в, при восходах и заходах Солнца на лимбе по профилю полосы поглощения CO_2 4,3 мкм)[Gordley et al. 2009], Odin (OSIRIS, 2001-2007, -по структуре полосы излучения O_2 762 нм) [Sheese et al. 2012] и др.

Концентрация водяного пара ОМ отслеживается спутниками по излучению молекул воды в полосах миллиметрового и субмиллиметрового диапазона (183 ГГц Aura/MLS, 488 и 557 ГГц Odin/SMR [Christensen et al., 2014]).

В последние годы появляется все больше и больше спутниковых данных о мезосферных ветрах, измеряемых по доплеровскому смещению спектральных линий [Baron et al., 2013], что должно существенно дополнить данные наземной радарной сети.

Изучая статистические характеристики радиосигналов от спутниковых передатчиков, прошедших через ионосферу с хаотическими неоднородностями, методом радиомерцаний получают сведения о спектре ионосферной турбулентности, определяют высотный интервал распределения ионосферных неоднородностей, скорость дрейфа неоднородностей [Бахметьева и др. 2007]. Сразу несколько передающих и принимающих GPS-сигналы спутников задействовано в радиозатменном методе, использующем искажение GPS-сигнала слоями повышенной электронной концентрации в ОМ. Этот метод выявляет спорадические области повышенной электронной концентрации с вертикальным разрешением не хуже 5 км и хорошим широтно-долготно-временным охватом [Fytterer et al. 2014].

В заключение рассмотрения различных методов измерений и мониторинга ОМ нужно отметить, что все они имеют свои достоинства и недостатки, поэтому на адекватное описание разномасштабной и многообразной изменчивости ОМ может претендовать только комплексный подход, сочетающий возможности нескольких измерительных методов и моделирование для заполнения пробелов в измерениях.

Выводы по главе 1.

1. Область мезопаузы имеет уникальные особенности по сравнению с другими слоями и оболочками Земли, кроме того, она более чувствительна к изменениям в солнечно-земной системе. Это дает основание надеяться на более раннее их обнаружение в области мезопаузы.
2. Рассмотрены многочисленные ракетные и дистанционные методы измерений характеристик области мезопаузы, отмечены их достоинства и недостатки, показано, что для адекватного описания изменчивости области мезопаузы требуется сочетание различных измерительных методов и моделирования.
3. Создана и проверена в работе международная сеть наземной автоматической фотосъемки серебристых облаков северного полушария (САФСО), которая позволила решить на новом уровне многие задачи мониторинга изменчивости серебристых облаков и охватить масштабы от гектометрового до планетарного.

ГЛАВА 2. РЕГУЛЯРНАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАСТИ МЕЗОПАУЗЫ

2.1. Годовой цикл: данные гидроксильных спектрофотометрических измерений; сопоставление с данными других измерений, сезонный ход активности серебристых облаков

Эта глава посвящена описанию вынужденных колебаний ОМ, возникающих благодаря регулярным и хорошо известным причинам – годовому циклу обращения Земли, суточному вращению Земли, а также тесно связанным с этим вращением солнечным и лунным приливам. Из перечисленных регулярных воздействий заведомо преобладающее влияние имеет годовой цикл. Это хорошо видно на Рис. 2.1.1., где показано многолетнее поведение характеристик области мезопаузы, измеряемых спектрофотометрическим

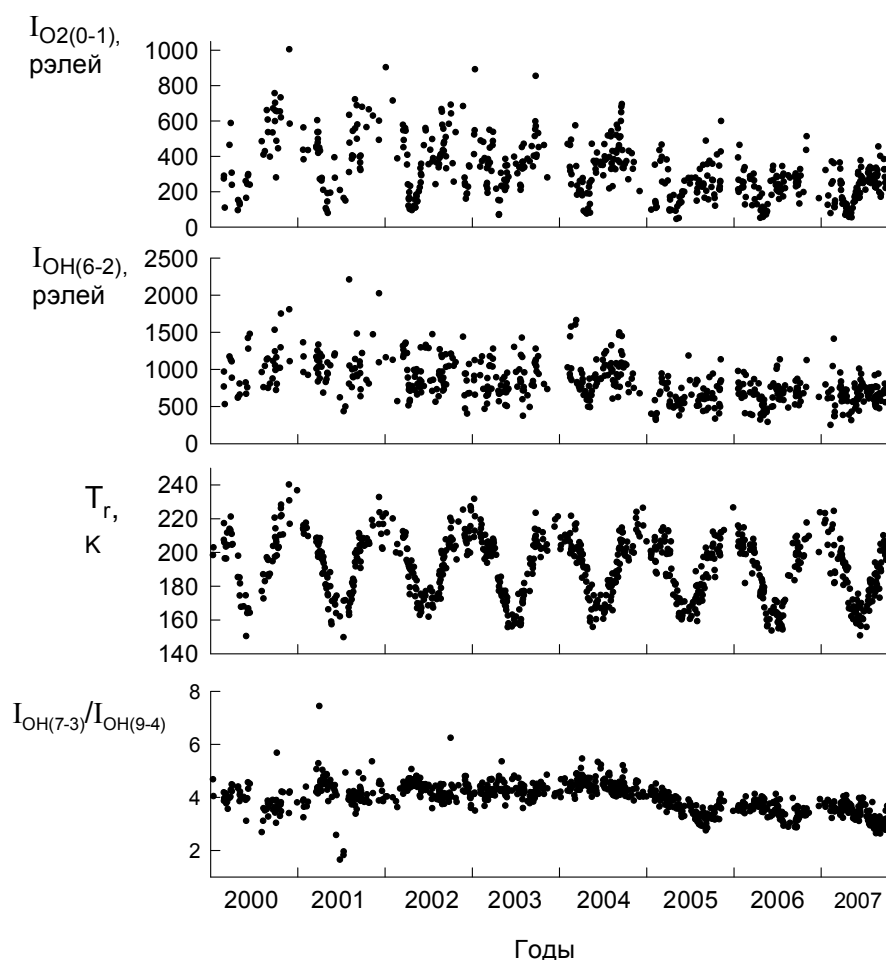


Рис. 2.1.1 [Перминов, Перцев, 2009]. Первичные временные ряды для величин, измеряемых спектроскопическим методом на ЗНС: интенсивности полосы гидроксила, интенсивности полосы молекулярного кислорода, вращательной температуры гидроксила и отношения интенсивностей двух полос гидроксила. Преобладание годового колебания в первых трех временных рядах очевидно.

методом на ЗНС, особенно температуры. Годовое колебание настолько сильно, что позволяет говорить отдельно о зимнем и летнем температурном или ветровом режимах области мезопаузы. Принято считать, что в целом разница между зимним и летним режимами в этой области обусловлена преобладанием нисходящих движений воздуха зимой с его адиабатическим нагревом и восходящих – летом с его адиабатическим охлаждением (такая грубая схема изложена в разделе 1.1). Более тщательный анализ [Smith, 2004] показывает, что другие составляющие теплового баланса почти компенсируют межсезонную разницу между адиабатическим нагревом и адиабатическим охлаждением. Как видно из Табл. 2.1.1. (воспроизводимой по [Перминов, Перцев 2009]), на высотах ~ 87 км радиационное выхолаживание (в полосе CO_2) и теплота экзотермических реакций (в основном с атомарным кислородом) имеют тот же порядок величины.

Таблица 2.1.1. Вклад основных аэрономических процессов в формирование теплового режима в области максимума излучения гидроксила (87 км) для зимнего и летнего периодов согласно двумерной модели SOCRATES (по [Smith, 2004]).

Процессы	Зима	Лето
Адиабатический разогрев/ охлаждение, К/день	6	-6
Радиационное выхолаживание, К/день	-10	-3
Химический разогрев, К/день	6	7
Молекулярная и турбулентная диффузия, К/день	-2	-1
Фотолиз озона и молекулярного кислорода, К/день	1	2

Представление о сезонном ходе температуры ОМ на различных широтах получено на основе ее измерений различными методами – с использованием лидара [Senft et al., 1994; Friedman and Chu, 2007; Gerding et al., 2008], спектрофотометрических измерений гидроксильного излучения [Clemesha et al., 1990; Mulligan et al., 1995; Niciejewski and Killeen, 1995; Bittner et al., 2002; Burns et al., 2002; Bakanas et al., 2003; Reisin and Scheer, 2004, 2009; Lopez-Gonzalez et al., 2004; Offermann et al., 2010], а также спутниковых радиометров [Russell et al., 1993; Mlynczak, 1997; Schwartz et al., 2008; Gordley et al. 2009; Sheese et al. 2012].

Следует заметить, что перечисленные методы работают с разной вертикальной привязкой температуры: в лидарном методе – к геометрическим высотам, в гидроксильном – к максимуму излучения гидроксильного слоя, в спутниковом – к шкале давлений. Все эти уровни отсчета несколько смещаются друг относительно друга в годовом цикле. Смещается по вертикали и сама мезопауза, т.е. изолиния минимальной температуры. Более того, как уже отмечалось в разделе 1.1 (см. также Рис. 3.5.1, 3.5.2, 3.5.5), мезопауза может расщепляться на более сложную структуру с двумя минимумами и одним максимумом между ними. Поэтому за область мезопаузы обычно принимается область довольно большой толщины (между высотами 75 и 105 км), охватывающая все возможные расщепления и смещения по вертикали. Для того, чтобы дать представление о взаимных смещениях этих поверхностей, на Рис. 2.1.2 изображен годовой цикл высоты мезопаузы по лидарным данным на 54° N [Gerding et al., 2008] (в случае расщепления мезопаузы использовалась высота наиболее холодного минимума), высоты максимума излучения гидроксильного слоя по спутниковым данным на 50° N [Gao et al., 2011], геопотенциальной высоты изобары 0,23 Па по данным модели CIRA-86 [Fleming et al., 1988] на 50° N.

Чтобы выделить регулярную, т.е. из года в год повторяющуюся составляющую годового колебания, соответствующая измеряемая величина (среднесуточная или привязанная к определенному часу) сглаживается внутри каждого года, а затем сглаженные кривые осредняются за все годы. Сглаживание необходимо для компенсации пропусков измерений, которые обычно присутствуют во всех типах измерений, и чтобы обезвредить преобладание тех или иных сезонов по количеству измерений. В результате годовое колебание описывается либо как последовательность среднемесячных значений исследуемой величины, либо в виде амплитуд и фаз трех первых гармоник (их количество определяется степенью сглаживания). Для последнего варианта описания годового цикла температуры гидроксильного излучения, гармоники определяются методом наименьших квадратов из рядов средненочных значений температуры, полученных в течение года или

более длительного времени, с помощью аппроксимации вида

$$T = \bar{T} + \sum_{n=1}^3 B_n \cdot \cos\left(\frac{2\pi n}{365.25}(t_d - \varphi_n)\right) \quad (1)$$

где $\bar{T}$ – средняя температура, B_n – амплитуда гармоник, n – ее номер, t_d – порядковый номер дня в году, φ_n – фаза гармоник.

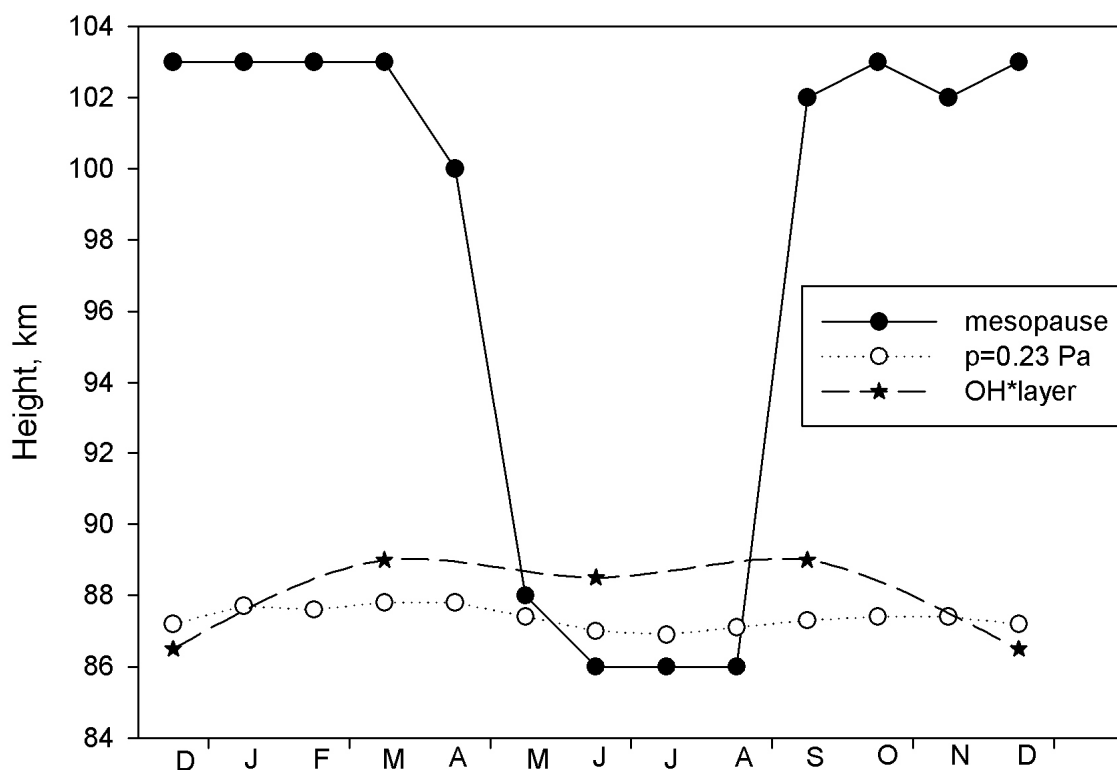


Рис. 2.1.2 Изменение средней высоты мезопаузы, максимума излучения гидроксильного слоя и изобар 0.23 Па в годовом цикле. Детали даны в тексте.

На Рис. 2.1.3(а) показан сезонный ход температуры гидроксильного слоя ОМ, представленный вращательной температурой полосы ОН(6,2) по данным наблюдений на ЗНС (центр поля зрения соответствует 57° N) в 2000-2007 гг. Соответствующие среднегодовое значение и амплитуды и фазы первых трех годовых гармоник даны в Табл. 2.1.2. Для последнего 12-летнего периода наблюдений на ЗНС показаны результаты обобщения как за весь период, так и за последний четырехлетний период, совпадающий с периодом наблюдений в Торах. В [Перминов и др, 2014] проанализированы измерения температуры гидроксильного излучения, проведенные в течение 2000-2011 гг. на ЗНС (1353 ночи наблюдений) и 2008-2011 гг. в Торах (Геофизической обсерватории Института солнечно-земной физики СО РАН, расположенной 150 км от г. Иркутск (52° N, 103° E, 451 ночь). Наблюдения на обсерваториях ЗНС и Торах проводились при зенитных углах 53° и

28° соответственно. В этом случае характеристики используемых приборов обеспечивали обзор площади излучающего слоя гидроксила размером 21х40 км (Звенигород) и 21х27 км

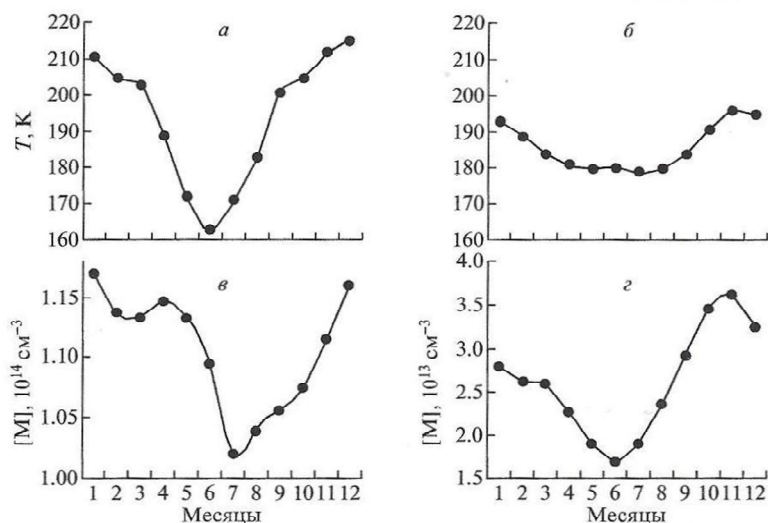


Рис. 2.1.3. Сезонные хода температуры и общей концентрации молекул N₂ и O₂ ([M]) на высоте максимума излучения гидроксила (а, в) и молекулярного кислорода (б, г), взятых согласно измерениям гидроксильной температуры на ЗНС (а) и атмосферной модели NRLMSISE_00 для широты 56° N (б, в, г). Доли [N₂] и [O₂] в их общей концентрации составляют 0.79 и 0.21. Точками отмечены среднемесячные полуночные значения [Перминов, Перцев, 2010].

Таблица 2.1.2. Характеристики сезонных вариаций температуры гидроксильного слоя по наблюдениям на ЗНС и в Торах 2000-2011 гг (по [Перминов, Перцев, 2009; Перминов и др, 2014]).

Место наблюдения, годы	Средняя температура, К	Годовая гармоника		Полугодовая гармоника		Треть-годовая гармоника	
		Амплитуда, К	Фаза максимума, день года	Амплитуда, К	Фаза первого максимума, день года	Амплитуда, К	Фаза первого максимума, день года
ЗНС (2000-2011)	192.7±0.2	23.9±0.3	352.6±0.7	7.2±0.3	78.4±1.2	1.6±0.3	105.1±3.4
ЗНС (2000-2007)	193.7±0.5	24.5±0.5	353±1	6.7±0.4	84±2	1.8±0.4	98±5
ЗНС (2008-2011)	190.7±0.7	22.7±0.7	352.2±1.3	8.2±0.6	69±3	1.2±0.6	4±7
Торы (2008-2011)	191.1±0.6	23.0±0.8	351.9±2.0	4.7±0.7	82.2±5.1	5.9±0.8	4.5±2.5

(Торы). Для каждого места наблюдения определены средние температуры и характеристики первых трех гармоник сезонных вариаций, которые представлены в таблице 2.1.2. Расчеты для табл. 2.1.2 проведены без учета солнечной активности. Из раздела 3.4 следует, что температура в разные сезоны реагирует на изменения солнечной активности не только с различной амплитудой, но и с различным запаздыванием. Поэтому учет солнечной активности в таблицах типа 2.1.2 получается слишком сложным. Вместо этого поправки на солнечную активность нужно вводить для отдельных сезонов. Такие поправки для зимы и лета даны в разделе 3.4. Разбиение диапазона лет для ЗНС на две части, 8 и 4 года, связано, с одной стороны, с удобством сравнения звенигородских данных с данными обсерватории Торы и лидарными данными, с другой стороны, соответствует публикациям [Перминов, Перцев, 2009; Перминов и др., 2014]). Как видно из таблицы, полученные значения средних температур, амплитуд и фаз годовой и полугодовой гармоник близки: $\bar{T} = 191\text{--}193$ К, $A_I = 23\text{--}24$ К и $\varphi_I = 351\text{--}353$ день. Заметное различие наблюдается для амплитуд второй и третьей годовой гармоник при почти одинаковых фазах: на ЗНС амплитуда второй гармоники в полтора-два раза больше, а третьей гармоники примерно в пять раз меньше, чем в Торах. Результат суммирования трех гармоник показан на Рис. 2.1.4. Зная разность широт ЗНС и Тор, можно рассчитать

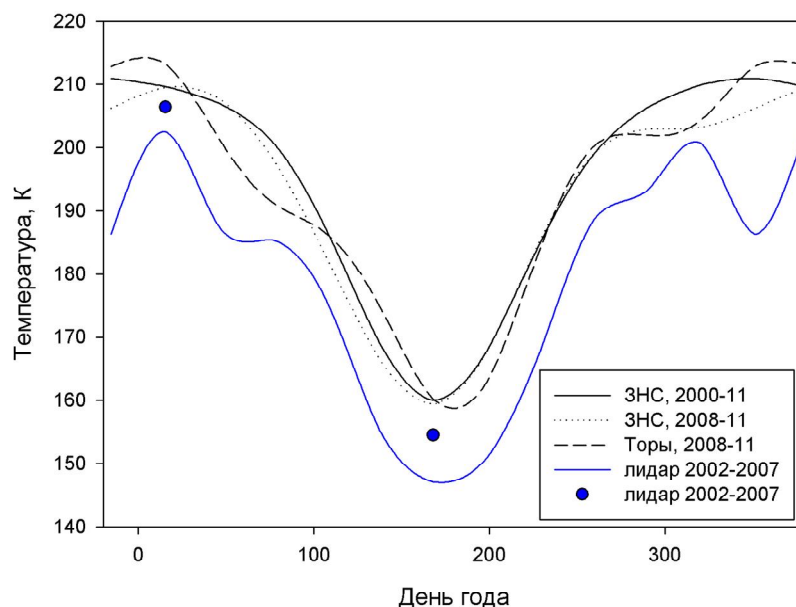


Рис. 2.1.4. Трехгармоническая аппроксимация годового цикла температуры гидроксильного слоя для пунктов измерения ЗНС и Торы. Для сравнения дан годовой цикл температуры по лидарным измерениям в Кюлунгсборне (54° N) на высоте 88 км [Gerding et al., 2008]. Синими кружками показано, как смещается эта линия при осреднении температуры по слою 80-90 км.

меридиональный градиент температуры $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ (где φ – широта). Он по этим данным доходит до экстремальных значений ($+1.2 \div +1.4$ К/град) в феврале-марте, а в мае, а также декабре ($-1.6 \div -1.3$ К/град). Во второй половине лета наблюдается аномальный знак разности температур ЗНС – Торы (по существующим общепринятым представлениям, летом в среднеширотных ОМ температура уменьшается с широтой. Возможно, это эффект малой выборки; по-видимому, четырех лет осреднения недостаточно, чтобы получить устойчивый (мало меняющийся от добавления каждого нового года) график сезонного хода $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$. Об этом свидетельствует показанный на Рис. 2.1.5. сезонный ход

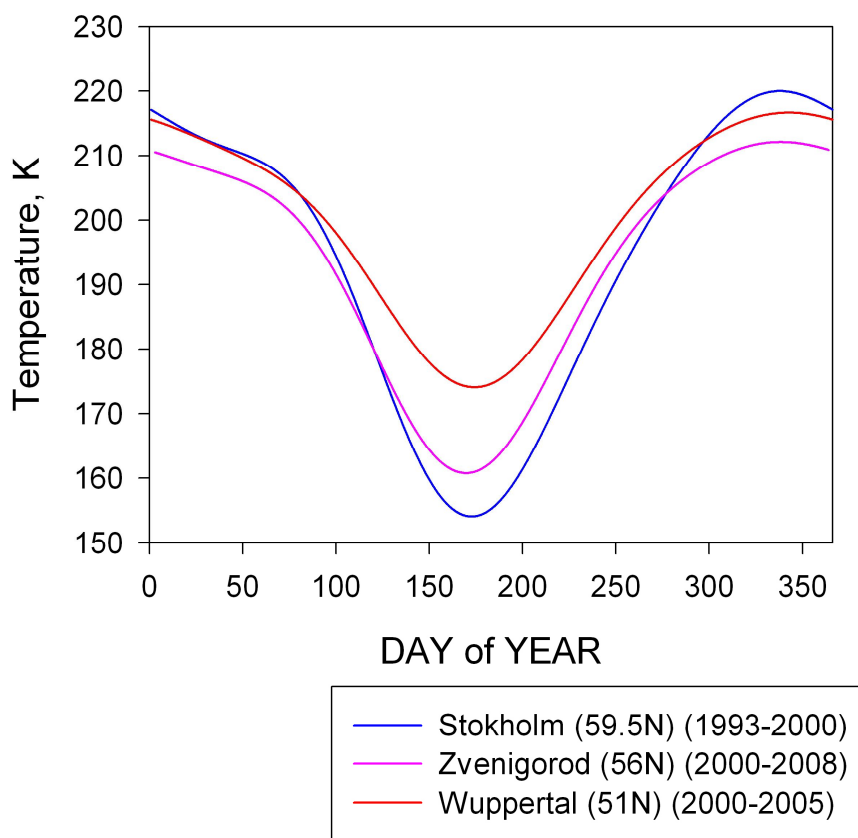


Рис. 2.1.5. Сезонный ход температуры на трех среднеширотных станциях гидроксильных измерений, полученный трехгармонической аппроксимацией годового цикла (Данные для рисунка подготовлены В.И.Перминовым).

температуры на трех среднеширотных станциях гидроксильных измерений, полученный также трехгармонической аппроксимацией годового цикла. Так, для 1 июля (182-й день года) в Вуппертале 174.5 К, в Звенигороде 162.2 К, в Стокгольме 155 К. Отсюда летний меридиональный градиент $\sim -3 \div -2$ К/град. Зимой меридиональный градиент температуры

по этим данным гораздо меньше и не имеет определенного знака. Весьма похожие годовые кривые температуры и вытекающие из них меридиональные градиенты температуры следуют из Рис.3 [Mulligan and Lowe, 2008], основанного на измерениях 1994 г. на трех гидроксильных обсерваториях - Stockholm (59.5°N, 18.2°E), Maynooth (53.2°N, 6.4°W) и Wuppertal (51.3°N, 7.2°E).

Полученный по звенигородским гидроксильным измерениям годовой цикл температуры можно сопоставить с годовым циклом температуры по эмпирической модели [Gerding et al, 2008], основанной на лидарных измерениях в Кюльонгсборне (54° N). Отметим качественное согласие лидарных и гидроксильных результатов. Наибольший вклад в расхождение между ними, по-видимому, дает осреднение температуры по высоте, фактически осуществляемое гидроксильным слоем. На Рис. 2.1.4 синими метками показано смещение лидарных температур в январе и июне за счет осреднения по слою от 80 до 90 км, сопоставимого с характерной толщиной гидроксильного слоя. Тем не менее после учета толщины осредняющего слоя остается систематическое расхождение между кюльонгсборнскими лидарными и гидроксильными температурами, около 5 К, которое не объясняется общепринятыми меридиональными градиентами температуры. По-видимому, его причину нужно искать, исследуя систематические погрешности лидарных или/ и гидроксильных температур.

Участвуют в годовом колебании и интенсивности многих оптических эмиссий ОМ. Их годовой цикл связан с годовым циклом температуры, посредством температурной зависимости скоростей фотохимических реакций, а также через турбулентную диффузию атомарного кислорода, зависящую от вертикального градиента температуры и через другие механизмы, но эта связь не прямая. Кроме того, годовой цикл интенсивности оптических эмиссий сильно зависит и от других факторов, меняющихся в течение года, в частности, светового режима. Трехгармониковая аппроксимация годового цикла интенсивности инфракрасных полос молекул кислорода $O_2A(0-1)$ и гидроксила $OH(6-2)$ по данным измерений на ЗНС в 2000-2007 гг. приведена в [Перминов, Перцев, 2009]. Другие примеры годовых циклов интенсивностей эмиссий даны в [Шефов и др., 2006].

Поле скорости ветра в ОМ тесно связано с полем температуры. Это очевидно из сопоставления температурных графиков (Рис. 2.1.3 (а) или 2.1.4) с графиками зональной или меридиональной скорости ветра (Рис. 2.1.6). Наиболее проста и понятна связь температуры с зональной скоростью ветра; она выражается через так называемое уравнение термического ветра, которое справедливо в геострофическом приближении для крупномасштабных процессов внетропических широт:

$$\frac{\partial T_o}{\partial \cos \varphi} = -\frac{2\Omega a}{R_1} \cdot \frac{\partial u_o}{\partial \ln p} \quad (T_o \text{ и } u_o - \text{зонально-осредненные температура и зональная}$$

скорость ветра как функции широты φ и давления p , $\Omega = 2\pi/24$ ч., $a = 6450$ км (радиус Земли плюс высота рассматриваемой области атмосферы), газовая постоянная для воздуха $R_1 = 287$ Дж кг⁻¹ К⁻¹). Уравнение термического ветра применялось при создании полуэмпирической температурно-ветровой модели атмосферы CIRA-86 [Fleming et al., 1988], где недостаток информации о ветре восполнялся информацией о температуре. Из этого уравнения следует, что температура на изобаре уменьшается к северу (в северном полушарии) пропорционально усилению зонального (направленного к востоку) ветра с высотой. Эмпирические модели ветра, основанные только на радарных измерениях ветра, тоже демонстрируют согласованность меридиональных сдвигов температуры и вертикальных сдвигов зонального ветра. Так, согласно модели, в зимние месяцы в области широт 55-60° и высот 85-90 км скорость зонального ветра слабо убывает с высотой, а в летние - сильно растет с высотой (8 м/с/км). Выражая при помощи барометрического уравнения правую часть уравнения термического ветра через производную скорости зонального ветра по высоте, находим, что сдвиг ветра 8 м/с/км соответствует меридиональному градиенту температуры -2 К/град. Все это неплохо согласуется с меридиональными градиентами температуры гидроксильного слоя, полученными при рассмотрении Рис. 2.1.5. и согласно [Mulligan and Lowe, 2008]. Отметим, что учет меридионального градиента температуры не объясняет систематическое расхождение между кюлюнгсборнскими лидарными и звенигородскими гидроксильными температурами, отмеченное выше.

Преобладающий меридиональный ветер в ОМ средних широт направлен зимой к полюсу, летом – от полюса [Portnyagin and Solovjova, 2000]. Это хорошо видно на Рис. 2.1.6. Обращает на себя внимание примерно месячное запаздывание летнего минимума в температуре и концентрации молекул (Рис. 2.1.3, 2.1.4) относительно ветрового экстремума (Рис. 2.1.6).

Поскольку образование серебристых облаков (С.О.) существенно зависит от температуры [Хвостиков, 1952], естественно ожидать, что годовой цикл температуры найдет отображение в сезонном ходе активности С.О. В главных чертах это, безусловно, так: в обоих полушариях сезон появления С.О. привязан к середине лета, когда температура близка к своему минимуму. Рассмотрим более внимательно сезонный ход активности С.О. северного полушария.

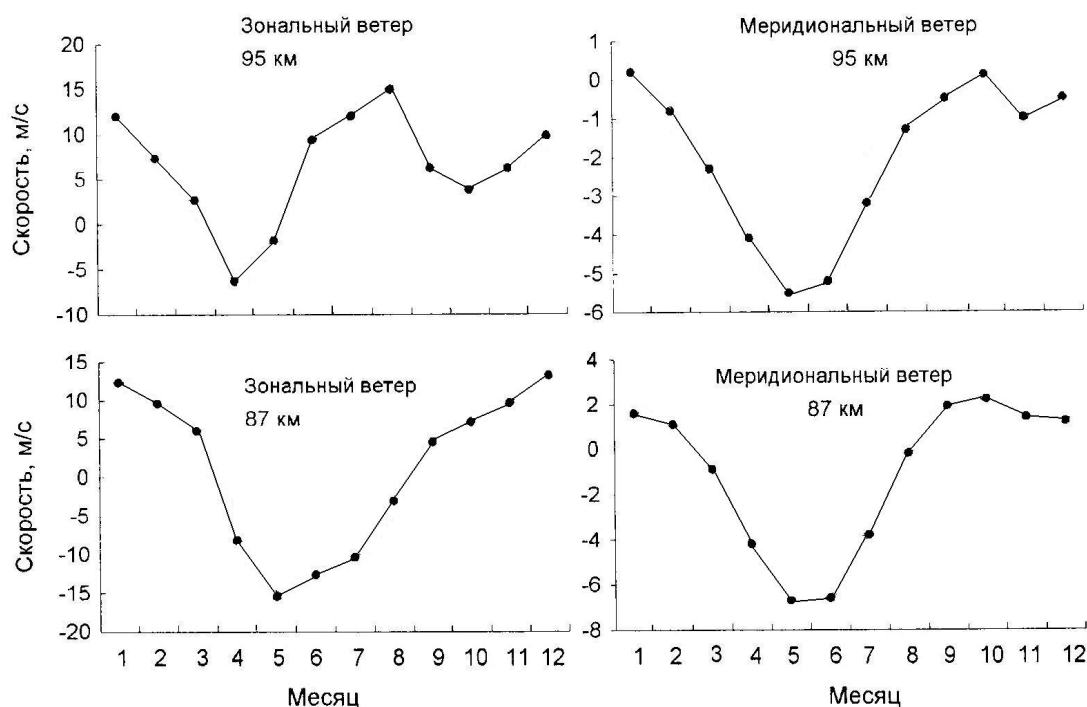


Рис 2.1.6 Годовой цикл скорости преобладающего ветра по данным эмпирической модели [Portnyagin et al., 2004] на 56 °N. Слева - зональная (+ → к востоку), справа - меридиональная (+ → к северу) скорости ветра на двух высотных уровнях.

При многолетнем осреднении данных он представляет собой кривую, более или менее плавно возрастающую в мае-июне, достигающую максимума в середине лета и затем спадающую. Статистические исследования, проведенные в работах [Vestine, 1934; Fogle and Haurwitz, 1966; Васильев, 1967; Paton, 1971; Kosibowa, 1972; Schröder 1989; Фаст, 1975] показывают, что максимум появлений С.О. отстает от летнего солнцестояния на 10-25 дней (16-20 дней по [Gadsden, Schröder 1989]). Кроме того, есть закономерность сформулированная по сравнительно малой выборке [Fogle and Haurwitz, 1966], но затем многократно проверенная ([Фаст, 1975, Simmons and McIntosh, 1983] и др.), что этот максимум с увеличением широты смещается в сторону осени. Васильев [1967] отмечает, что кривая сезонной активности С.О. более «плосковершинна», чем гауссиана, симметрична, имеет максимум, приходящийся на 10 июля и среднеквадратичную полуширину 25 дней. Отставание максимальной активности С.О. от момента летнего солнцестояния не может быть связано с условиями освещения С.О.: области возможного наблюдения С.О. с поверхности Земли принадлежат диапазону зенитных углов Солнца от 6 до 16°, и множество соответствующих значений времени в координатах день года –

местное время [Fogle and Haurwitz, 1966] симметрично относительно момента летнего солнцестояния и относительно полуночи.

Чем же вызвано запаздывание максимума появлений С.О. от момента солнцестояния? Если основываться на измерениях температуры гидроксильного слоя (высота 87 ± 5 км, широта наблюдаемой области 57°) на Звенигородской научной станции (ЗНС) (Рис.2.1.3а, Табл. 2.1.2.), хорошо видно, что многолетний температурный минимум приходится именно на июнь, а не июль. Согласно многолетним лидарным измерениям (Кюльонгсборн, 54°N [Gerding et al., 2007]), сезонный минимум температуры на высотах 82-90 км располагается на границе июня и июля. Для дальнейшего расследования причины расхождения по времени максимума наблюдений С.О. и температурного минимума, обратимся к работе [Dalin et al, 2011], в которой был изучен температурно-влажностный режим в области появления С.О. (на широте 60° и барической высоте 0.46 Па и долготах, соответствующих положениям пунктов Международной сети фотосъемки серебристых облаков) согласно измерениям прибора MLS со спутника Aura (Рис. 2.1.7 и 2.1.8). Из четырех летних сезонов 2005-2008 минимум гауссовой аппроксимации для летней среднезональной температуры MLS/Aura приходился соответственно на 1 июля, 28 июня, 15 июня, 5 июля. Здесь мы видим большую разницу между 2007 и 2008 годом и отмечаем соответствующий временной сдвиг в активности появления С.О. Однако и для 2007, и для 2008 г. количество появлений С.О. после температурного минимума этого года сильно преобладает над количеством появлений до температурного минимума. Как это ни странно, но и учет влажности, измеренной MLS/Aura, не дает ответа на поставленный вопрос. Для большинства рисунков [Dalin et al, 2011], построенных для разных пунктов наблюдений, отдельно в 2007 и 2008 годах, появления С.О. смещены больше в правую (т.е. более позднюю) половину временных интервалов, в течение которых температура была меньше точки замерзания, рассчитанной по измеренной спутником влажности (такие температуры допускают образование серебристых облаков). При этом кривая абсолютной влажности для всех пунктах на Рис. 2.1.7. и 2.1.8. не показывает какого-либо тренда в течение всего летнего сезона (2007 и 2008 гг.).

Поставленный вопрос о запаздывании летнего максимума серебристых облаков мог бы быть решен с помощью возможной ковариации появлений серебристых облаков и притока метеорной материи, и многие исследователи, начиная с [Vestine, 1934] пытались продемонстрировать такую ковариацию, но убедительных данных, которые бы свидетельствовали о систематическом увеличении мезосферной концентрации метеорных ядер конденсации в конце июня, до сих пор нет, равно как и убедительных статистических результатов.

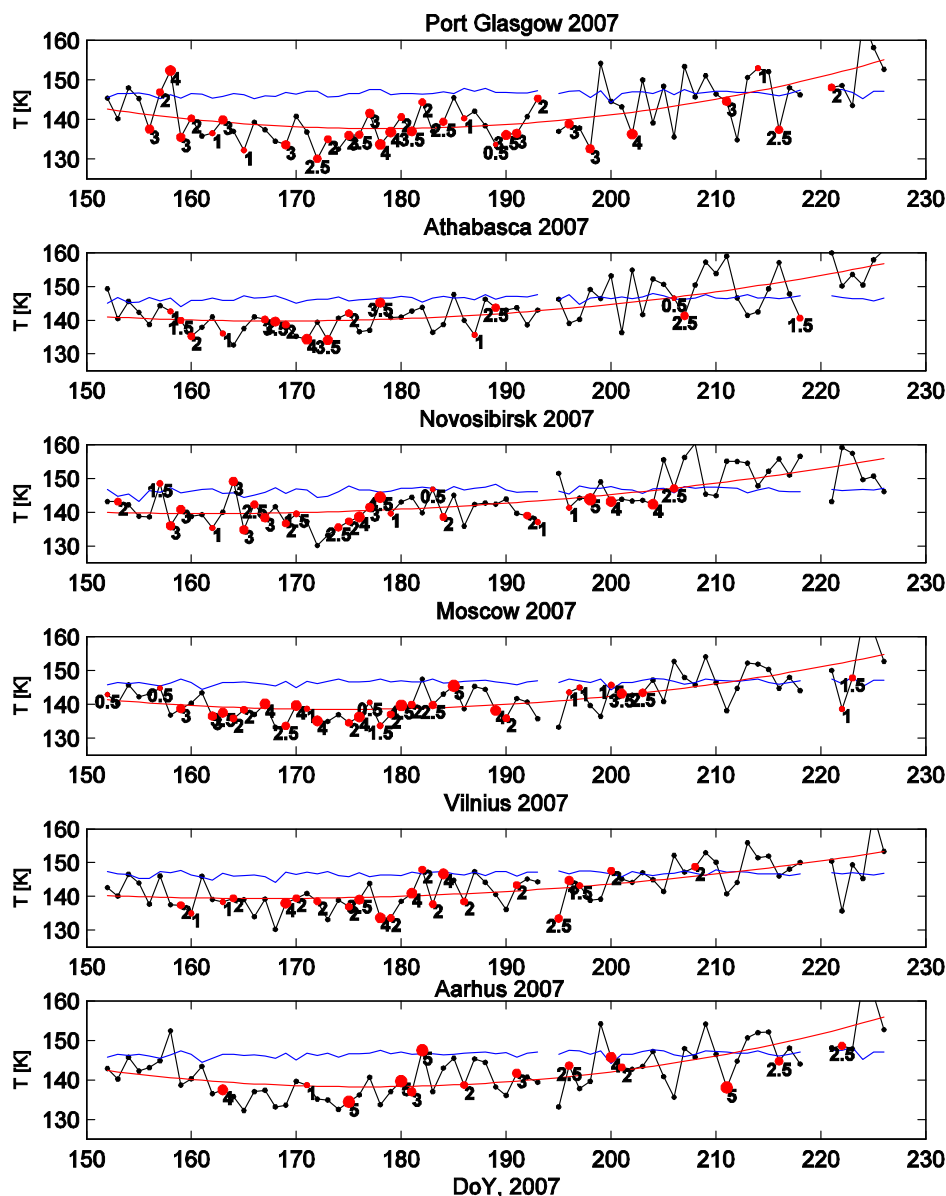


Рис 2.1.7. Сопоставление появлений С.О., зафиксированных в летний сезон 2007 г. в 6 пунктах международной сети (красные кружки с размером, увеличивающемся с яркостью) с температурой (черная линия), измеренной прибором MLS/Aura на 60°N и барической высоте 0.46 Па в ближайших по долготе и времени точках. Температура замерзания H_2O показана синей кривой. Красными кривыми показаны аппроксимации гауссовой формы для черных линий [Dalin et al., 2011].

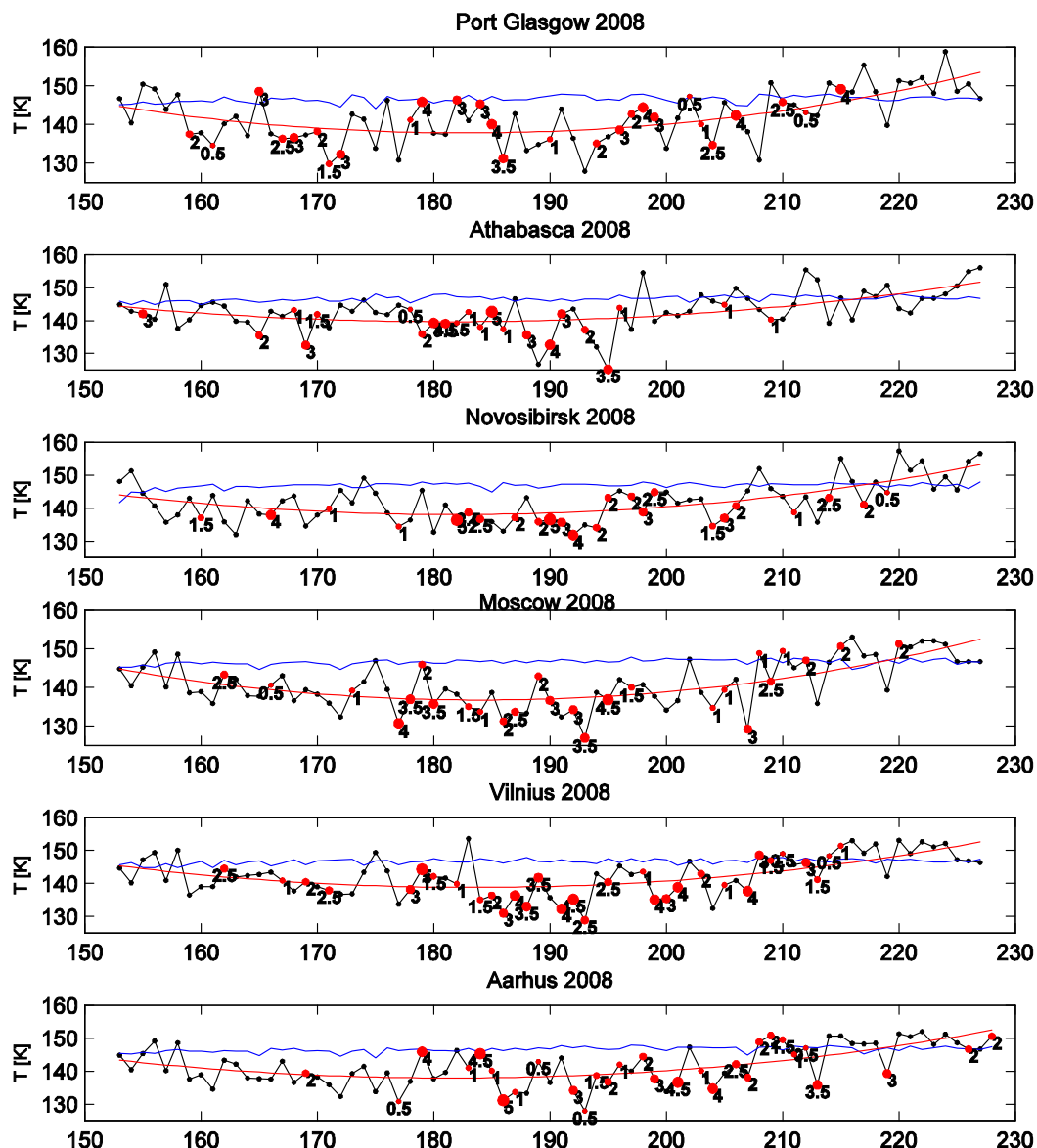


Рис 2.1.8. То же, что на Рис. 2.1.7, но для 2008 г.

Существенно продвинуться в решении поставленного вопроса удастся при исследовании родственного для серебристых облаков явления - полярных мезосферных облаков (ПМО), которые, по сути, являются теми же С.О. в широтной области, несколько отличающейся по температурно-ветровому режиму и сильно отличающейся по условиям наблюдения облаков [DeLand et al., 2006]. Именно последнее обстоятельство и послужило основой для разграничения терминов ПМО – С.О. В настоящей работе термин ПМО не несет никакого другого смысла кроме указания на спутниковый метод наблюдений,

однако следует отметить, что спутниковые методы, как правило, с большей вероятностью обнаруживают мезосферные облака на высоких широтах (более 70°). Gadsden и Schröder [1989] обратили внимание на совпадение по времени многолетне-усредненных значений сезонных максимумов развития ПМО и С.О. Действительно, статистика ПМО дает максимум частоты появления ПМО практически в то же время, что максимум появления С.О. (см. выше): в районе 16-22 дней после солнцестояния [Olivero, Thomas, 1986]; около 15-го дня после солнцестояния одинаково для широт 60° , 65° , 70° N [DeLand et al., 2006]. Максимальные площади полярной шапки мезосферных облаков в среднем за 6 лет приходятся на 6 июля, т.е. 14-й день после солнцестояния [Кудабаева, Солодовник 2015].

Однако вот в чем состоит важное статистическое различие в сезонном ходе ПМО и С.О.: если для С.О., как было указано выше, их сезонный максимум заметно запаздывает относительно температурного минимума в верхней мезосфере на соответствующих широтах ($55-60^\circ$), то для ПМО их сезонный максимум примерно совпадает с температурным минимумом на соответствующих им широтах $70-80^\circ$. Действительно, по многолетним данным о падающих сферах [Lübken, 1999], на широте около 70° и высоте 82-84 км температурный минимум приходится на 7-11 июля, а по многолетним лидарным измерениям на широте 78° N и на высотах 88 – 93 км (это самые низкие высоты для калийного лидара в летнее время) на 30 июня -10 июля [Höffner, Lübken, 2007]. Можно дать и альтернативное объяснение запаздывания максимума активности ПМО относительно летнего солнцестояния: по данным [Rong et al., 2012], где проанализированы измерения температуры и влажности ОМ со спутников AIM и Aura, температурный минимум даже на высоких широтах не смещается относительно летнего солнцестояния, зато абсолютная влажность на широте около 75° постепенно повышается в течение лета (примерно вдвое). Так или иначе, температурно-влажностные условия на высоких широтах определяют продолжительность и сезонный максимум активности ПМО.

Тогда получается, что сезонный ход температуры верхней мезосферы именно на широтах $70-80^\circ$ контролирует сезонный ход не только полярных мезосферных облаков, локализованных примерно там же, но и серебристых облаков, встречающихся заметно южнее (на широтах $\sim 60^\circ$). Таким образом, впервые рассмотренное соотношение между сезонными ходами частоты появлений мезосферных облаков и температуры на соответствующих широтах поддерживает концепцию [Gadsden, Schröder, 1989], согласно которой более южные (в северном полушарии) С.О. могут образовываться в результате переноса вещества более северных ПМО с помощью ветра, имеющего компоненту в сторону экватора. Разумеется, это не означает, что физические условия на тех широтах,

где наблюдаются С.О. , не играют заметной роли. Изложенная схема относится к ситуации, когда водяной пар является насыщенным как на широте, где мы наблюдаем С.О., так и в более полярных районах, где они образуются. На более высоких широтах вероятность образования С.О. из-за меридионального градиента температуры оказывается больше.

Что же касается упомянутого выше сползания сезонного максимума с широтой в сторону осени, то оно, по-видимому, вызвано двумя причинами. Во-первых, как уже было показано, минимум температуры и максимум относительной влажности в верхней мезосфере смещаются с широтой в сторону осени. Во-вторых, как отмечено еще у Фаст [1975], при обычных наземных («визуальных» или фотографических) наблюдениях сказывается широтная зависимость перерыва в наблюдениях из-за белых ночей. Благодаря этому перерыву существуют и небольшие весенние максимумы сезонного хода наблюдаемости С.О. на высоких широтах [Фаст, 1975]. Если бы все остальные физические условия были симметричны относительно момента солнцестояния, то у нас была бы симметричная картина и в наблюдаемости С.О. Однако, как было показано выше, температурный минимум в слое мезосферных облаков на широте $\sim 60^\circ$ наступает несколько позже, а наиболее благоприятные температурно-влажностные условия на широтах $70-80^\circ$ -заметно позже момента солнцестояния. Это запоздание, вместе с зависимостью границ белых ночей от широты, и объясняет сползание к осени сезонного максимума С.О. с увеличением широты.

2.2. Суточный цикл в температуре области мезопаузы на широтах 54 - 57° N

Суточный цикл в различных характеристиках оболочек Земли, в том числе и области мезопаузы, вызван солнечными термическими и гравитационными приливами. Кроме того, в средней атмосфере Земли многие измеряемые характеристики зависят от светового режима, который меняется в течение суток, через скорости фотохимических реакций. Некоторые слои Земли (например, озоновый слой атмосферы) эффективно отзываются на суточное воздействие Солнца сами и при этом передают возмущения с суточной частотой и кратными ей частотами в другие слои с помощью волн. Наземные сейсмические приборы обнаруживают гармоники суточного прилива вплоть до 23-й (соответствующие ссылки приведены в статье Шведа и др. [2013]), и они, по-видимому, наведены приливом в атмосфере [Швед и др., 2013]. ОМ подвержена довольно сильному влиянию 1-й (суточной) и 2-й (полусуточной) гармоник, иногда регистрируют и 3-ю (8-часовую) [Wiens et al. 1995; Thayaparan, 1997], последняя на короткое время может значительно усиливаться и становиться доминирующей приливной гармоникой [Thayaparan, 1997; Pendleton et al., 2000].

При анализе суточного цикла приходится отбирать данные внутри одного сезона, поскольку суточный цикл зависит от сезона. Для изучения суточного хода методы, в которых измерение проводится лишь определенную часть солнечных суток, имеют ограниченную применимость [Crary and Forbes 1983]. Так, ночные эмиссионные и лидарные¹ методы позволяют надеяться определять амплитуды и фазы полусуточного и треть-суточного прилива на средних широтах лишь в зимнее полугодие, а суточного прилива - вообще не позволяют. Определение амплитуд и фаз гармоник суточного прилива с помощью (одиночных) спутников также весьма проблематично, т. к. по законам небесной механики на каждой широте спутник пролетает всегда в два одних и тех же значения местного времени, не зависящих от долготы и числа орбит в сутки². Яркость серебристых облаков, как правило, несимметрична относительно полуночи, но это также не дает сколько-нибудь полного описания суточного прилива. Наиболее ценными с точки зрения нахождения приливов являются методы, основанные на круглосуточных радарных измерениях [Портнягин и др., 2011], которые позволяют определять амплитуды и фазы нескольких первых гармоник суточного прилива в зональном и меридиональном ветре для любого сезона. Затем соответствующие амплитуды и фазы могут быть пересчитаны на температуру, и для проверки правильности этой общей приливной картины,

¹ За исключением появившихся недавно круглосуточно работающих лидаров, результаты которых обсуждаются в конце раздела.

² Строго говоря, из-за годичного обращения Земли и прецессии эти моменты времени медленно смещаются

базирующейся отчасти на измерениях, отчасти – на теоретическом моделировании, амплитуду и фазу второй гармоники желательно сопоставить с найденными с помощью гидроксильно-эмиссионных или лидарных измерений в отдельных точках.

Для оценочного пересчета амплитуд и фаз приливов в скорости ветра в амплитуды и фазы температурных приливов удобно воспользоваться моделями приливного вертикального ветра [Портнягин и др., 2011; Мерзляков и др., 2012] и уравнением (см., напр., [Портнягин и др., 2011])³, связывающим комплексные амплитуды вертикального ветра A_W и температуры A_T :

$$A_T = \frac{\tau}{2\pi} i \left(\frac{\partial T_o}{\partial z} + \frac{2 \cdot g}{7 R_l} \right) \cdot A_W, \quad (1)$$

где i - мнимая единица⁴, τ – период волны⁵; $\frac{\partial T_o}{\partial z}$ -вертикальный градиент фоновой температуры, g - ускорение свободного падения, R_l - газовая постоянная для воздуха. Второе слагаемое в скобке можно считать постоянным; в ОМ оно составляет 9.5 К/км («адиабатический градиент температуры»). В Таблице 2.2.1 приведены исходные данные, необходимые для оценки амплитуд и фаз суточного и полусуточного колебаний температуры с помощью (1): амплитуды и фазы вертикального ветра получены интерполяцией соответствующих высотно-меридиональных разрезов [Портнягин и др., 2011; Мерзляков и др., 2012] для широты 57° N и высоты 87 км; средние значения вертикального градиента температуры для тех же месяцев и той же высоты (но немного

Таблица 2.2.1. Исходные данные для расчета суточного цикла температуры: амплитуды B и фазы Φ (час максимума по LT) суточного и полусуточного колебания вертикального ветра и средние значения температурного градиента для 4-х месяцев года; широта 54-57° N, высота 87 км (см. текст)

Месяц	$\frac{\partial T_o}{\partial z}$, К/км	$B_{24 \text{ h}}$, м/с	$\Phi_{24 \text{ h}}$, h	$B_{12 \text{ h}}$, м/с	$\Phi_{12 \text{ h}}$, h
Март	- 1.5	0.02	5	0.045	6
Июнь	0.6	0.02	9	0.05	3
Сентябрь	0.6	0.02	8	0.07	2.5
Декабрь	-2.2	0.02	6	0.07	5

³ Линеаризованное условие отсутствия притока тепла

⁴ Показывает соотношение между фазами: T-волна опережает по времени W-волну на четверть периода

⁵ В системе отсчета, связанной с фоновым ветром. Скорость фонового (преобладающего) ветра, как правило, пренебрежимо мала по сравнению с фазовой скоростью прилива.

меньшей широты, 54° N) найдены с помощью модели [Gerding et al., 2008]. Из данных, приведенных в этой таблице, получаем оценки суточного и полусуточного колебаний температуры, показанные в Табл. 2.2.2.

Таблица 2.2.2. Оценки амплитуд и фаз суточного и полусуточного колебаний температуры: амплитуды B и фазы Φ (час максимума по LT). Получены из (1) и данных Таблицы 2.2.1

Месяц	$B_{24\text{ h}}, K$	$\Phi_{24\text{ h}}, h$	$B_{12\text{ h}}, K$	$\Phi_{12\text{ h}}, h$
Март	2	23	2.5	3
Июнь	2.5	3	3.5	0
Сентябрь	2.5	2	5	11.5
Декабрь	2	0	3.5	2

Представленные в Таблице 2.2.2. амплитуды и фазы можно представить как грубо-оценочную модель суточного и полусуточного колебаний температуры на высоте ~ 87 км. Недавно были опубликованы новые результаты [Kopp et al. 2015], представляющие оценку первых трех гармоник суточных приливов по лидарным измерениям в Кюлонгсборне (54°N) в отдельные месяцы небольшого числа лет. Так, данные для января получены по одному 2012 г. К сожалению, из месяцев, фигурирующих в табл. 2.2.2., в [Kopp et al. 2015] представлен лишь июнь. Результаты рис. 8 и 9 [Kopp et al. 2015] параметров трех суточных гармоник для лидарной температуры в слое 85-90 км в июне и январе приведены в Табл. 2.2.3.

Таблица 2.2.3. То же, что в Табл. 2.2.2, но для трех суточных гармоник температуры в слое 85-90 км по данным лидарных измерений для января 2012 г. и июня 2010-2013 гг. [Kopp et al. 2015]

месяц	$B_{24\text{ h}}, K$	$\Phi_{24\text{ h}}, h$	$B_{12\text{ h}}, K$	$\Phi_{12\text{ h}}, h$	$B_{8\text{ h}}, K$	$\Phi_{8\text{ h}}, h$
июнь	2.4 ± 0.6	22.5 ± 0.5	1.9 ± 0.4	2.5 ± 0.3	1.8 ± 0.4	0.5 ± 0.3
январь	2.3 ± 1.1	1.5 ± 1.5	2.6 ± 1.1	7.5 ± 0.7	2.0 ± 0.8	3.5 ± 0.5

Результаты для первых двух гармоник, приведенные в Табл. 2.2.2 и 2.2.3, близки по амплитуде и заметно расходятся в фазе [Kopp et al. 2015]. Это расхождение скорее всего связано с малым числом дней и лет осреднения в [Kopp et al. 2015], кроме того, суточный цикл, полученный из измерений в одной точке, может отличаться от суточного цикла,

вычисленного с помощью моделей [Портнягин и др., 2011; Мерзляков и др., 2012], подготовленных по данным измерений на различных долгот, поскольку первый из них может содержать регулярный мигрирующий и немигрирующий приливы, а второй – только мигрирующий (распространяющийся со скоростью терминатора день/ночь).

Далее получим оценку полусуточного колебания температуры ОМ на основе многолетних измерений температуры гидроксильного слоя на ЗНС для зимнего периода, когда продолжительность измерительного временного интервала максимальна. Используются измерения вращательной температуры гидроксила по полосе ОН(6,2) в сезонном интервале с середины ноября до середины февраля в течение 2000-2013 гг. На Рис. 2.2.1. показан усредненный за весь указанный период средне-ночной ход температуры и индекса $I_{7/9}$ гидроксильного слоя (перед осреднением ночного хода исключался сезонный ход). Индекс $I_{7/9}$ увеличивается с ростом суммарной плотности воздуха на высоте гидроксильного слоя и, таким образом, отслеживает смещение гидроксильного слоя по вертикали (см. подробнее в разделе 1.2). По индексу $I_{7/9}$ видно, что в начале ночи гидроксильный слой смещается в сторону большей высоты, в районе полуночи достигает наивысшего уровня (нужно учесть, что местное солнечное время опережает мировое время UT на ~2.5 часа), а затем, приблизительно симметрично относительно полуночи, возвращается обратно. Согласно эмпирической модели высоты максимума излучения гидроксильного слоя [Шефов и др., 2006], соответствующий перепад высот по вертикали составляет 3-4 км, причем наибольшая (полуночная) высота максимума в зимнее время составляет 87 км. Если нужно получить усредненный график температуры в течение ночи на одной высоте, то в грубом приближении это можно сделать, предполагая, что в нужном нам небольшом интервале высот в среднем осуществляется линейное изменение температуры с высотой, а индекс $I_{7/9}$ также уменьшается с высотой линейно. Это значит, что упомянутый выше перепад высот 3-4 км соответствует, с одной стороны, изменению температуры на 5-7 К (согласно эмпирической модели [Gerding et al, 2008] для слоя 82-92 км и зимнего сезона градиент температуры - отрицательный), а с другой стороны, как показывает нижняя кривая на Рис. 2.2.1. , - изменению индекса $I_{7/9}$ на 0.3. Это дает возможность привести температурную кривую, показанную на верхней части Рис. 2.2.1. к условиям постоянной плотности воздуха (т.е. к условиям окна осреднения с полувисотой ~5 км, центр которого находится на линии постоянной плотности, соответствующей высоте ~ 87 км)⁶. Результат показан на Рис. 2.2.2.

⁶ Идея необходимости учета вертикальных движений гидроксильного слоя для оценок амплитуды и фазы приливов была впервые высказана и практически проведена в [Pertsev et al., 1999]. Однако полученные в ней оценки амплитуд и фаз основаны всего на одной ночи измерений, т.е. могут содержать кроме регулярного прилива еще и нерегулярную составляющую с приливными периодами.

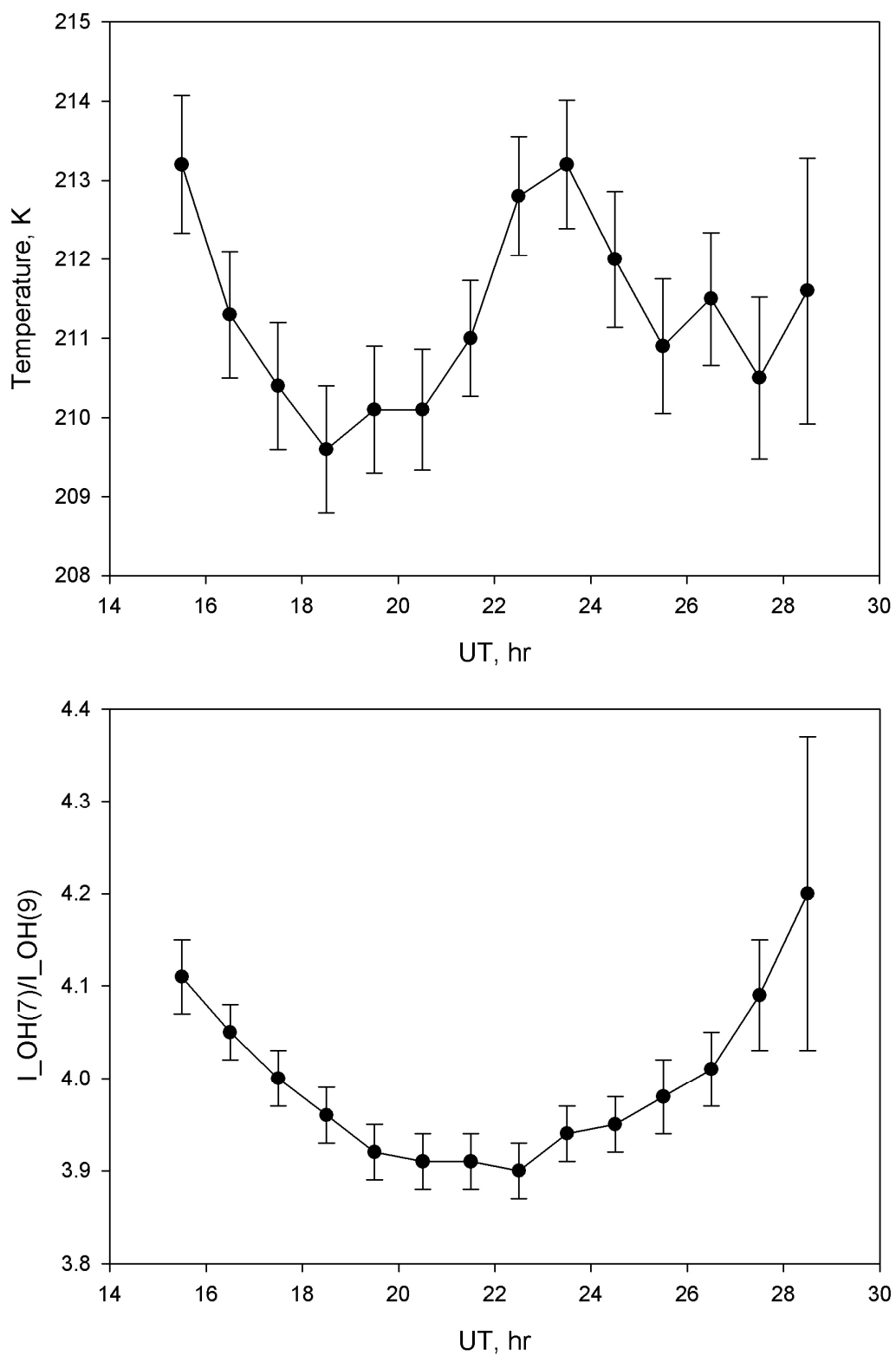


Рис. 2.2.1. Осредненный за зимние сезоны 2000-2013 гг. средне-ночной ход температуры и индекса $I_{7/9}$ гидроксильного слоя. По данным спектрофотометрических измерений на ЗНС.

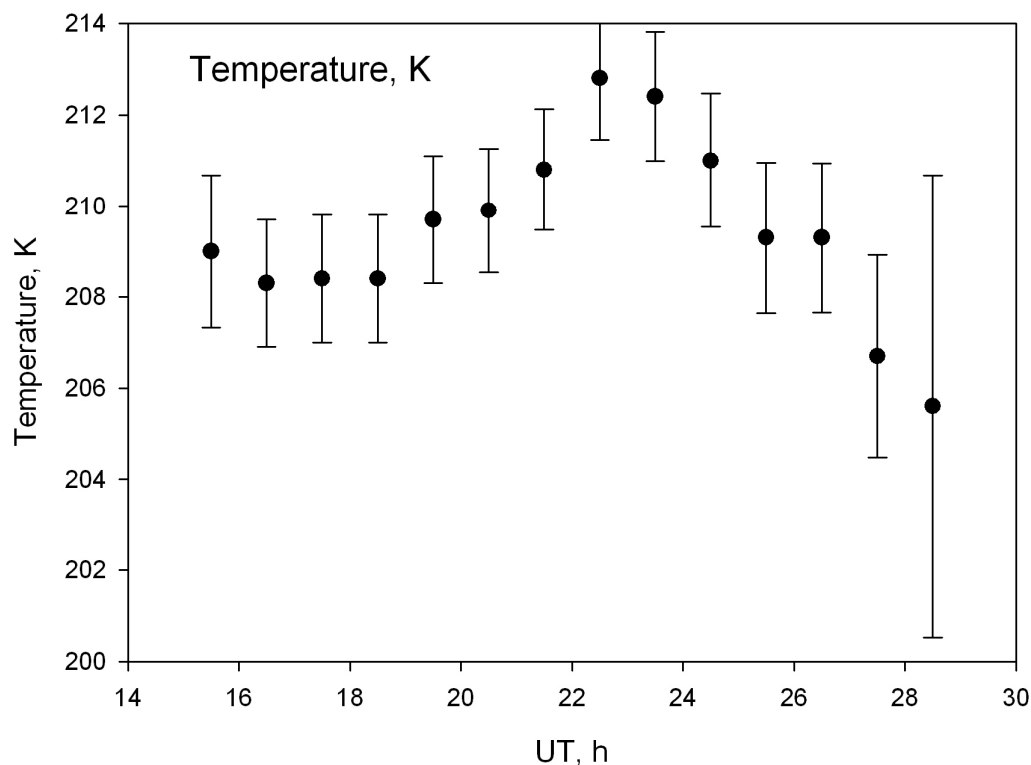


Рис. 2.2.2. То же самое, что на верхней части Рис. 2.2.1., но температура приведена к постоянной плотностной высоте гидроксильного слоя, центрированного на 87 км (см. текст).

В результате применения к температурным данным множественного регрессионного анализа, позволяющего выделить одновременно синусоиды с периодами 24, 12 и 8 часов, для них получены аппроксимации, показанные в Таблице 2.2.4. Одновременно с расчетом амплитуд и фаз приливов регрессионная программа (подготовленная П.А.Далиным) рассчитывала и исключала плавную среднесезонную сезонную кривую температуры и (для нижней строки Таблицы) компенсировала колебания температуры, вызванного вертикальными движениями ОН* слоя, отслеживаемыми с помощью индекса $I_{7/9}$.

Таблица 2.2.4. Амплитуды B и фазы Φ (час максимума по LT) первых трех гармоник суточного прилива в гидроксильной температуре по данным спектрофотометрических измерений на ЗНС в зимний период (середина ноября – середина февраля) 2000-2013 гг.

Результаты регрессии	T ср.сут., К	$B_{24\text{ h}}$, К	$\Phi_{24\text{ h}}$, h	$B_{12\text{ h}}$, К	$\Phi_{12\text{ h}}$, h	$B_{8\text{ h}}$, К	$\Phi_{8\text{ h}}$, h
T ОН-слоя	207.0	9 ± 10	1 ± 12	5 ± 8	7 ± 6	2.9 ± 1.8	0.9 ± 1.4
T привед к пост. плотн-ти	205.6	10.2 ± 10.1	0.9 ± 5.9	6.2 ± 6.1	6.4 ± 2.9	3.1 ± 2.0	0.9 ± 1.3

Погрешности амплитуд и фаз, показанные в таблице, даны с вероятностью⁷ 88%. С этой вероятностью первая и вторая гармоники суточного прилива значимы (только для температуры, приведенной к поверхности постоянной плотности). Третья гармоника оказывается значимой с вероятностью не менее 95% как с приведением к поверхности постоянной плотности, так и без него. Результаты, приведенные в Таблице 2.2.4, нельзя считать окончательными, поскольку множество точек, которые были взяты для анализа, содержит значительно меньшее число точек вблизи крайнего значения местного времени LT=17 ч, по сравнению с другими часами. Для устранения сильной неравномерности точек по времени эти точки были выброшены из анализа; соответствующий расчет показан в Таблице 2.2.5.

Таблица 2.2.5. То же, что в Табл. 2.2.4 (амплитуды), но с отбрасыванием точек вблизи LT=17 ч

Результаты регрессии	T ср.сут., К	$B_{24\text{ h}}$, К	$B_{12\text{ h}}$, К	$B_{8\text{ h}}$, К	
Т ОН-слоя	207.0	0.6 ± 9	1.6 ± 6	0.9 ± 1.3	
Т привед к пост. плотности	205.6	0.7 ± 9	1.4 ± 5	0.8 ± 1.1	

Отбрасывание точек вблизи LT=17 ч значительно уменьшило амплитуды всех трех гармоник, что привело к потере их статистической значимости. Теперь по данным Табл. 2.2.5. можно дать лишь оценку амплитуд регулярных зимних суточных гармоник сверху: < 10 К для 24-часовой гармоник, < 8 К для 12-часовой и < 2.5 К для 8-часовой. Это не противоречит результатам, полученным с помощью модели вертикального ветра Портнягина и др. [2011] (Табл. 2.2.2, декабрь) и лидарным данным [Kopp et al. 2015] (Табл. 2.2.3, январь).

Если говорить об общем разбросе амплитуд приливов, то по данным [Kopp et al. 2015] для разных месяцев 1-я суточная гармоника в слое 85-90 км дает амплитуды от 2 до 15 К, причем амплитуды более 8 К приходятся на апрель, 2-я суточная гармоника – от 1.5 до 5.5 К, 3-я суточная гармоника – от 0.5 до 5 К. По-видимому, в настоящее время это и есть наилучшая оценка среднемесячных температурных амплитуд приливов на широтах 54-57° N и высотах 85-90 км, для суточного прилива в локальной точке, включающего мигрирующие и немигрирующие компоненты.

⁷ Вероятность значимости соответствует $1-\alpha/2$, где α – уровень значимости.

2.3. Лунные приливы: оценки по данным гидроксильной температуры и характеристикам серебристых облаков

Кроме годового и суточного цикла, в области мезопаузы достоверно проявляется еще одно регулярное воздействие – лунные приливы. Как будет показано ниже, по амплитуде температуры в ОМ некоторые из гармоник лунных приливов дают воздействие, сопоставимое с суточным циклом. В широком смысле лунные приливы представляют собой всю совокупность колебаний, которые возникают на Земле благодаря взаимному движению Земли и Луны и вращению Земли. Здесь имеются в виду не только ускорения, вызванные непосредственно градиентом приливного лунного потенциала, но также обращение Земли вокруг лунно-земного центра масс [Сидоренков, 2002], лунные вариации скорости вращения Земли [Сидоренков, 2002; Шерстюков, 2011] и некоторые другие возможные механизмы. Основным источником лунных приливов, - изменение лунного гравитационного потенциала, - является значительно более регулярным (предсказуемым), чем основной источник солнечных приливов – тепловое возмущение. Тем не менее, благодаря изменениям условий распространения лунных приливных колебаний из одних слоев атмосферы в другие, лунные приливы в конкретных слоях атмосферы могут усиливаться или ослабляться до потери обнаружимости, а также, по модели Гаврилова [2011, 2012], генерировать в неустойчивых атмосферных течениях новые колебания и волны. Так, известно, что полусуточный лунный прилив в мезосфере и термосфере по модельным расчетам и наблюдениям [Stening et al. 1997, Fejer et al. 2011] значительно усиливается во время внезапных стратосферных потеплений.

Лунные колебания в ОМ известны начиная с 1929 г. благодаря работе датского геофизика Йоханнеса Эгедаля, обнаружившего их в изменениях высот сгорания метеоров [Egedal, 1929]. В 60-е годы прошлого века исследователи свечения ночного неба обратили внимание на 27- и 29-дневные вариации гидроксильной температуры и интенсивности некоторых линий свечения неба. Н.Н.Шефов связал 29-дневную вариацию с синодическим периодом Луны и, используя метод наложения эпох для нескольких лет измерений свечения ночного неба и не производя разделения данных по сезонам, построил графики изменения интенсивности гидроксильного излучения и температуры гидроксильного слоя в зависимости от «возраста Луны» (возраст исчисляется в земных сутках от момента новолуния до следующего новолуния). Результаты Шефова [1967] указывали на наличие полумесячной (период $\sim 14,77$ сут) и, несколько меньшей, месячной гармоник в температуре и интенсивности гидроксильного излучения. Общий месячный перепад температуры в температурных кривых, построенных для нескольких полос гидроксила в

зависимости от возраста луны, превышал 40 К. Впоследствии этот, явно завышенный, результат был пересмотрен Шефовым и др. на бóльших статистических выборках и значительно понижен по амплитуде [Шефов и др., 2006]. Лунные приливы были обнаружены и в мезосферных (серебристых) облаках, наблюдаемых летом на широтах 55-60° обоих полушарий [Кропоткина и Шефов, 1975]. При этом кривые вероятности появления серебристых облаков строились уже не в зависимости от возраста луны, а от локального лунного времени, поэтому две первых гармоники в полученных зависимостях интерпретировались авторами как суточный и полусуточный лунный прилив (с периодами соответственно $24^{\text{h}} 51^{\text{m}}$ и $12^{\text{h}} 25^{\text{m}}$ – в часах и минутах обычного «солнечного» времени). Аналогичные гармоники были получены в [Gadsden and Schröder, 1989b], с похожими амплитудами и фазами, но от возраста луны, и соответственно интерпретировались как месячная и полумесячная гармоники. Такая интерпретационно-терминологическая путаница неизбежна в специфических условиях коротких летних ночей, когда наблюдения серебристых облаков ограничены по времени малым интервалом около местной полночи, и поэтому возраст луны и местное лунное время являются в первом приближении взаимно-однозначными функциями [Чепмен и Линдзен, 1972], так что полусуточный и полумесячный, а также суточный и месячный лунные приливы становятся неразличимы без привлечения дополнительной информации [Pertsev and Dalin, 2010]. Как будет показано далее, для более длинных зимних измерений ночного гидроксильного излучения эта неразличимость снимается. Первая попытка разделения полусуточного от полумесячного и суточного от месячного (синодического) лунных приливов по данным измерений температуры и некоторых других параметров гидроксильного излучения предпринята в [Шефов и др., 2006], где было найдено, что амплитуды лунного полусуточного и суточного приливов, если и значимы, то, по крайней мере, на порядок меньше, соответственно, полумесячного и месячного прилива.

Настоящее исследование является продолжением статистического поиска лунных возмущений в характеристиках слоев области мезопаузы на новом уровне [Dalin et al., 2006; Pertsev et al., 2007; Перцев и др. 2015], включающем:

- Возросший объём данных;
- Расширение списка влияющих лунных аргументов (склонение Луны и расстояние от Земли до Луны были добавлены к традиционно использовавшимся лунной фазе и местному лунному времени);
- Многомерный регрессионный анализ, необходимость которого обусловлена пониманием статистической взаимозависимости (корреляционной связью) между различными лунными аргументами [Dalin et al, 2006];

- Учет частичной маскировки лунного сигнала в серебристых облаках лунным сигналом в погодных условиях при наблюдении с поверхности Земли [Dalin et al, 2006; Pertsev et al., 2007; Pertsev, Dalin, 2010].

Для анализа были взяты лунные эфемериды за летние (16 мая – 16 августа с 1962 по 2013 гг. и зимние (16 ноября – 15 февраля с 2000 по 2013 гг). Они использовались как аргументы, а характеристики серебристых облаков или гидроксильного слоя – как функции этих аргументов. В итоге были проанализированы колебания, которые обнаруживаются в характеристиках гидроксильного слоя области мезопаузы и характеристиках серебристых облаков благодаря изменению трех наиболее физически значимых координат Луны при ее движении относительно Земли – экваториального склонения, геоцентрического расстояния и лунной фазы (более строго, лунная фаза описывает не взаимное движение Луны и Земли, а угол Солнце-Земля-Луна). Несмотря на то, что эти переменные изменяются не вполне синусоидально, степень отклонения их от суперпозиции синусоидальных процессов невелика, и можно эти колебания считать в первом приближении регулярными. В результате предпринятого поиска отклик на колебания всех трех аргументов был найден с различными коэффициентами регрессии, некоторые из которых оказались статистически значимыми, в вероятности появления серебристых облаков, в температуре и индексе высоты гидроксильного слоя. Эти результаты стали обобщением более ранних работ, начиная с [Шефов, 1967] для гидроксильного слоя и [Кропоткина и Шефов, 1975] для серебристых облаков, в которых аргументами были лишь лунная фаза и/или лунное время.

Теоретические основания (по [Pertsev and Dalin, 2010]). Луна, как и Солнце, создает гравитационные приливы в земной атмосфере (солнечная гравитационная приливная сила примерно в два раза слабее лунной). Лунный приливной потенциал описывается следующим выражением [Чепмен и Линдзен, 1972]:

$$\Pi_L \approx -\frac{3}{2} \frac{GM r^2}{R_L^3} P_2(\cos \theta) \quad , \quad (1)$$

где G - гравитационная постоянная, M - масса Луны, r - расстояние от центра Земли до пробной точки, R_L - изменяющееся расстояние Луны от Земли, θ - полярный угол между направлениями на центр Луны и на пробную точку,

$P_2(\cos \theta) = \frac{1}{2} [3(\sin^2 \varphi) - 1/3](\sin^2 \delta_L - 1/3) - \sin 2\varphi \sin 2\delta_L \cos \tau_L + \cos^2 \varphi \cos^2 \delta_L \cos 2\tau_L]$ (2)
 тригонометрический многочлен (полином Лежандра второй степени), который может

быть выражен через широту пробной точки φ , склонение Луны δ_L относительно экватора и часовой угол

$$\tau_L = LT * 15 \text{ ч}^{-1} \cdot \text{град} - \nu \quad (3)$$

Здесь LT - среднее местное солнечное время, $\nu = s - h$, - фаза Луны, которая равна разнице между эклиптической долготой средней Луны s и долготой среднего Солнца h .

Как видно из (2), лунный приливной потенциал состоит из трех основных компонент:

а) «зональный» (синхронный на всех долготах) полумесячный лунный прилив (13.66 дней – половина тропического месяца), пропорциональный $\sin^2 \delta_L$, δ_L варьируется в пределах ± 28.6 град.

б) лунный суточный прилив, пропорциональный $\cos \tau_L$, со средним «лунным днем» равным 24 час 50.47 мин.

в) лунный полусуточный прилив, пропорциональный $\cos 2\tau_L$, с периодом равным половине лунного дня.

Несмотря на некоторую громоздкость, лунный приливной потенциал можно описать (с достаточной степенью точности) тремя параметрами лунного орбитального движения: изменением склонения Луны относительно экватора (± 28.6 град.) , изменением расстояния Луны от Земли (от 56 до 64 земных радиусов, з.р.) и фазой Луны; ν - описывающий фазу Луны угол между меридиональными плоскостями, проходящими через Солнце и Луну ($\nu=0$ соответствует новолунию, $\nu=90^\circ$ - первой четверти и т.д.).

Анализируемые данные. Для анализа были взяты данные за летние (16 мая – 16 августа) сезоны с 1962 по 2013 гг. и зимние (16 ноября – 15 февраля) сезоны с 2000 по 2013 гг. Расчеты всех перечисленных лунных координат (точнее – лунных переменных) проводились с достаточно высокой точностью на основе [Montenbruck, Pflieger, 2000]. Эти координаты, а также некоторые их комбинации, отвечающие за определенные компоненты лунного прилива, использовались как аргументы, а характеристики серебристых облаков или гидроксильного слоя – как функции этих аргументов.

Кроме указанных трех аргументов: склонения, расстояния до Земли и фазы Луны, меняющихся с периодами (в среднем), соответственно 27.32 («тропический месяц»), 27.55 («аномалистический месяц») и 29.53 суток («синодический месяц»), для описания суточных и полусуточных лунных приливов использовалось также широко применяемое «местное лунное время» [Чепмен и Линдзен, 1972]:,

$$LT_L = LT - \nu / 15 \text{ ч}^{-1} \cdot \text{град}, \quad (4)$$

Из характеристик гидроксильного слоя для дальнейшего анализа взяты измеренные на ЗНС в 2000-2013 гг. вращательная температура T_{OH} , определяемая по полосе OH(6,2) и

совпадающая со средневзвешенной по толщине слоя температурой окружающего воздуха, а также отношение $I_{7/9}$ интенсивностей полос ОН(7,3) и ОН(9,4), которое может служить вертикальной координатой гидроксильного слоя (см. раздел 1.2). Поле зрения спектрографа было центрировано на высоте гидроксильного слоя на 57° N, 36° E.

В качестве суточной переменной, характеризующей активность серебристых облаков, использована оценка максимальной за ночь яркости по пятибалльной шкале (0 ÷ 5) по московской базе данных С.О. [Pertsev et al 2014] за 2000-2013 гг. Есть некоторая неоднородность числа точек по годам, обсуждаемая в [Pertsev et al 2014] и связанная с переходом от визуальных наблюдений С.О. к автоматической фотосъемке в 2005 г., но для проводимого в этой работе конкретного статистического исследования она не существенна.

Взаимозависимость (корреляционная связь) лунных координат и взаимная маскировка составляющих лунного прилива. Как уже отмечалось, некоторые лунные координаты - аргументы не являются статистически независимыми, и это значительно затрудняет анализ. Под статистической взаимозависимостью аргументов мы понимаем неравномерность распределения точек, используемых для регрессионного анализа, в пространстве аргументов (см. Рис. 2.3.1-4). Эта неравномерность возникает объективно по законам небесной механики, если эти аргументы рассмотреть не как аргументы, а как функции времени на достаточно коротком (сезонном) временном интервале. В нашем подходе мы не рассматриваем аргументы как функции времени, а используем регрессионный анализ, в котором функция зависит от нескольких аргументов, но при этом сами аргументы обладают статистической взаимозависимостью (мультиколлинеарностью) [Кремер, 2004]. Особенно ярко это проявляется для местного лунного времени LT_L и фазы Луны ν в летний сезон. При отборе данных в одно и то же местное солнечное время LT (ситуация близка к этому для данных по серебристым облакам и в при коротких ночных летних спектрофотометрических измерениях гидроксильного излучения) местное лунное время пробегает 24-часовой цикл за синодический месяц, при этом любая гармоника лунно-суточного цикла становится неотличимой от гармоники с таким же номером от синодического месяца. Рис. 2.3.1 иллюстрируют статистическую взаимозависимость аргументов LT_L и ν для летней ситуации полуночных гидроксильных наблюдений («короткие ночи», а) и ситуации гидроксильных измерений на протяжении длинных зимних ночей (б). Во время короткой летней ночи, когда все измерения сконцентрированы вблизи местной солнечной полуночи ($LT=0$), для точек, соответствующих измерениям, возникает взаимно-однозначная зависимость между LT_L и ν (Рис.2.3.1а). Наклонная линия,

возникающая при этом на графике, соответствует, согласно (4), условию $LT=0$, налагаемому на множество значений LT_L и ν . В зимний сезон (Рис.2.3.1б) условие $LT=0$ меняется на неравенство $LT < 6.5$ ч или > 17.5 ч. Такое ограничение отображается на рисунке широкими наклонными полосами, пустые промежутки между которыми соответствуют светлоте времени, не позволяющему проводить измерения. Благодаря указанной почти взаимно-однозначной зависимости LT_L и ν для лета без привлечения дополнительной информации лунный полусуточный прилив становится неотличимым от

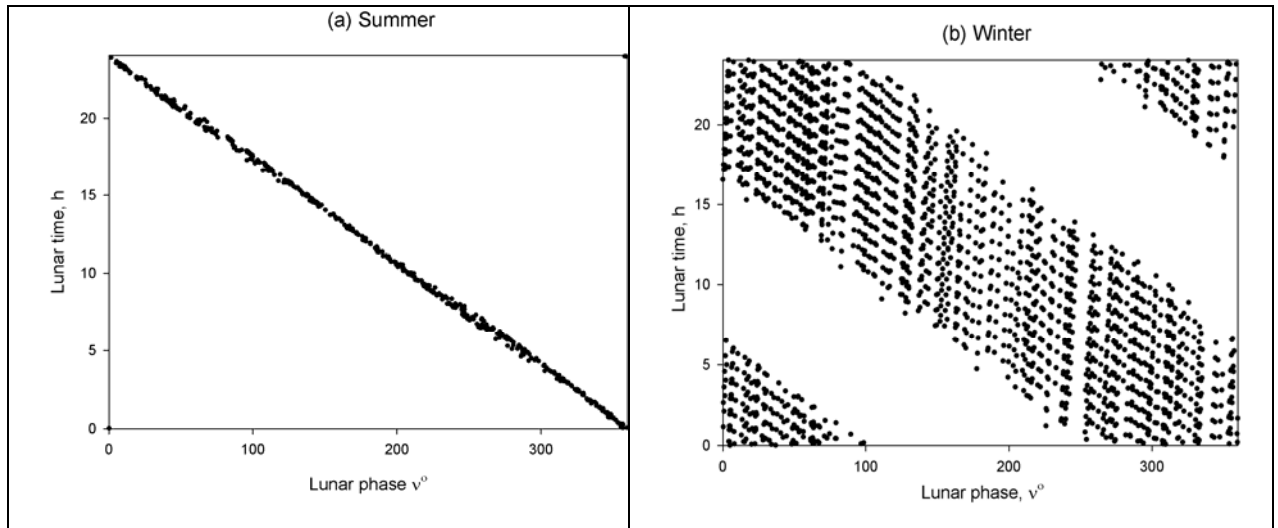


Рис. 2.3.1. [Перцев и др. 2015]. Статистическая взаимозависимость между двумя аргументами, LT_L и ν , описывающими положение Луны, на примере многолетних гидроксильных наблюдений на ЗНС, в летний(а) и зимний (б) сезоны. Каждая точка соответствует продолжительности измерений ± 0.5 ч от выбранного момента времени, который в летний сезон совпадал с местной полночью, а в зимний сезон принимал разные значения до ± 6 ч от полуночи.

полумесячного синодического, а лунный суточный – от месячного синодического. Поэтому в первых работах, посвященных лунным эффектам в С.О., авторы даже не пытались отличить один эффект от другого. При весьма похожих относительных амплитудах и фазах Кропоткина и Шефов [1975] описали найденный эффект как суточный и полусуточный прилив, а Gadsden and Schröder [1989b], ссылаясь на первых, как месячный и полумесячный прилив. Отметим, что ни одна из компонент (2) не содержит синодического (29.53 суток) или полусинодического (14.77 суток) периода. Однако учет общего множителя R_L^{-3} в (1), который демонстрирует не только колебание с основным (аномалистическим) периодом 27.55 сут., но и слабую модуляцию солнечным притяжением с полусинодическим периодом [Сидоренков, 2002], дает некоторое основание для описания полусинодического колебания в рамках теории лунных гравитационных приливов. Анализ лунного приливного потенциала (1) показывает, что за исключением полярной области, где лунный полусуточный вклад в приливной потенциал

стремится к нулю, полусуточный вклад гораздо больше, чем вклад в приливной потенциал полусинодической модуляции общего множителя R_L^{-3} . Тем не менее на основании только этого вряд ли можно отказать полумесячному приливу в праве на существование: частоты полусуточного и полумесячного процессов отличаются почти в 30 раз; более слабые при генерации волны могут лучше передаваться в область наблюдения и приводить в итоге к большим эффектам в температуре и других измеряемых величинах. В некоторых публикациях, начиная с [Howard, 1820], авторы пытаются объяснить происхождение полумесячного синодического сигнала за счет суперпозиции лунных и солнечных гравитационных приливов, однако отметим, что такая интерпретация объясняет лишь появление полумесячной огибающей сигнала с полусуточной несущей частотой. Для преобразования этого колебания в синусоидальное колебание с полумесячной частотой требуется нелинейный механизм, подобный демодулятору в радиотехнике.

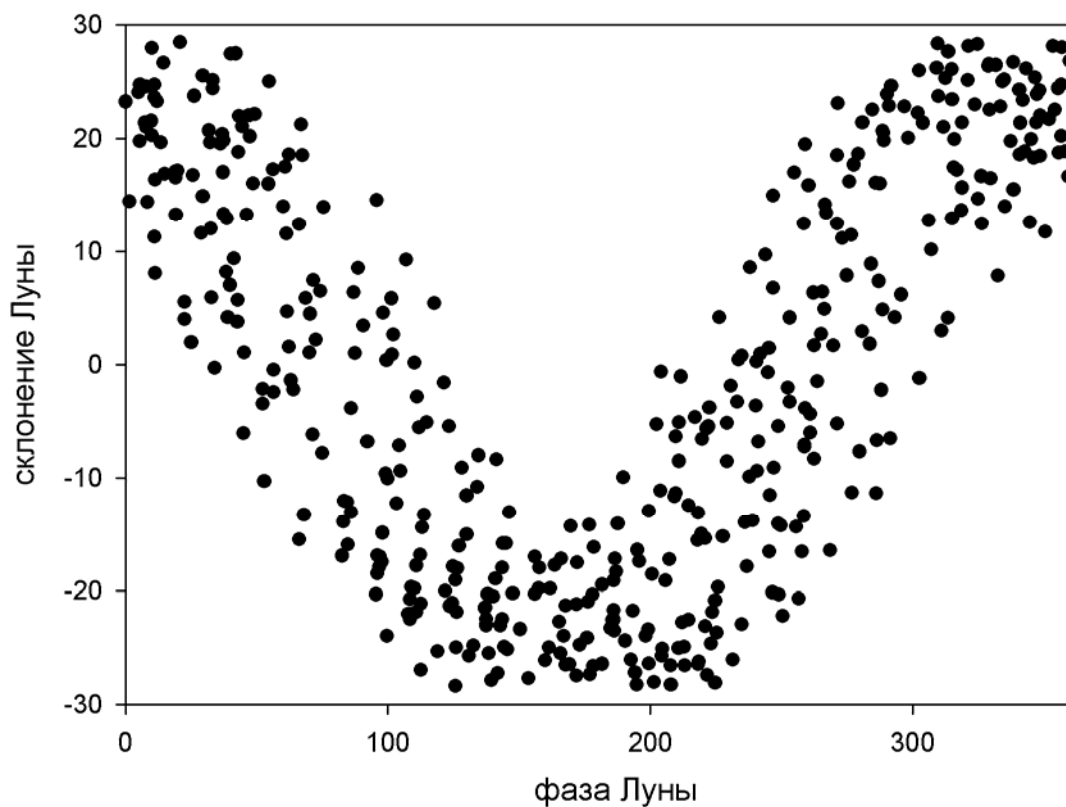


Рис. 2.3.2. Статистическая взаимозависимость между лунной фазой и лунным склонением для летнего сезона [Dalin et al., 2006]. Рисунок перестроен для тех же данных, что на Рис. 2.3.1.(а).

Существует [Dalin et al, 2006] также статистическая взаимозависимость (корреляционная связь) лунной фазы ν и лунного склонения δ_L (эта зависимость противоположна зимой и летом). Для летнего сезона она показана на Рис. 2.3.2. Каждая точка на нем соответствует паре полуночных значений ν и δ_L для определенной ночи, взятой для анализа, а вся

совокупность точек – полному набору анализируемых летних ночей из многолетнего периода 2000-2013 гг. Из него видно, что если существует какая-либо зависимость от фазы Луны, то такая зависимость может быть интерпретирована изменениями в склонении Луны, и наоборот. Такой же смысл имеют рис. 2.3.3 (для летнего сезона) и рис. 2.3.4 (для зимнего сезона), но для переменных лунная фаза – лунное склонение. Они показывают сильную неоднородность массива точек по этим переменным при значениях расстояния от Земли до Луны близких к перигейным [Dalin et al., 2006]. В связи с такой неоднородностью совокупности точек по лунным аргументам возможна взаимная маскировка компонент прилива. Чтобы исключить ее, необходим, во-первых, многомерный регрессионный анализ, и, во-вторых, проверка каждой значимой гармоник на различных вариантах списка аргументов и различных многомерных интервалах изменения аргументов с целью выявить и исключить возможное паразитное влияние этой неоднородности. Так, при проверке гармоник с полусинодическим периодом необходимо проверить, не вызвана ли она полусинодической неоднородностью совокупности точек при расстояниях до Луны, меньших 58 земных радиусов [Dalin et al., 2006] (см. Рис. 2.3.3). Это можно сделать пробным исключением из статистики всех точек с такими расстояниями. В результате получается, что для полноценной проверки результатов не достаточно раз и навсегда установленного списка лунных аргументов и границ их изменения, но для каждой проверяемой гармоник нужно проводить несколько вариантов расчетов.

Метод анализа. Для нахождения вклада различных компонент лунного прилива в характеристики гидроксильного слоя и С.О. использовался стандартный линейный многомерный регрессионный анализ, позволяющий найти соответствующие коэффициенты регрессии и их статистические погрешности с заданной вероятностью. Возможное влияние взаимозависимости аргументов проверялось и исключалось. При поиске полусуточных, полумесячных и других составляющих лунного прилива учитывалось возможное запаздывание по фазе отклика на лунное воздействие. Поэтому вычисление коэффициентов регрессии для всех описанных выше колебательных компонент прилива осуществлялось одновременно для зависимости от косинуса и синуса, а затем вычислялась фаза запаздывания для наибольшей амплитуды отклика.

Практика выявления слабых сигналов показывает, что для наилучшего результата и повышения статистической значимости необходимо предварительно исключить из анализируемого ряда все посторонние эффекты, не связанные с искомым влиянием. При расчетах опробовалось несколько различных фильтров. Индекс А для

фильтрации исходных временных рядов означает исключение среднегодового суточного хода, среднегодового сезонного хода, и средних за каждый сезон значений

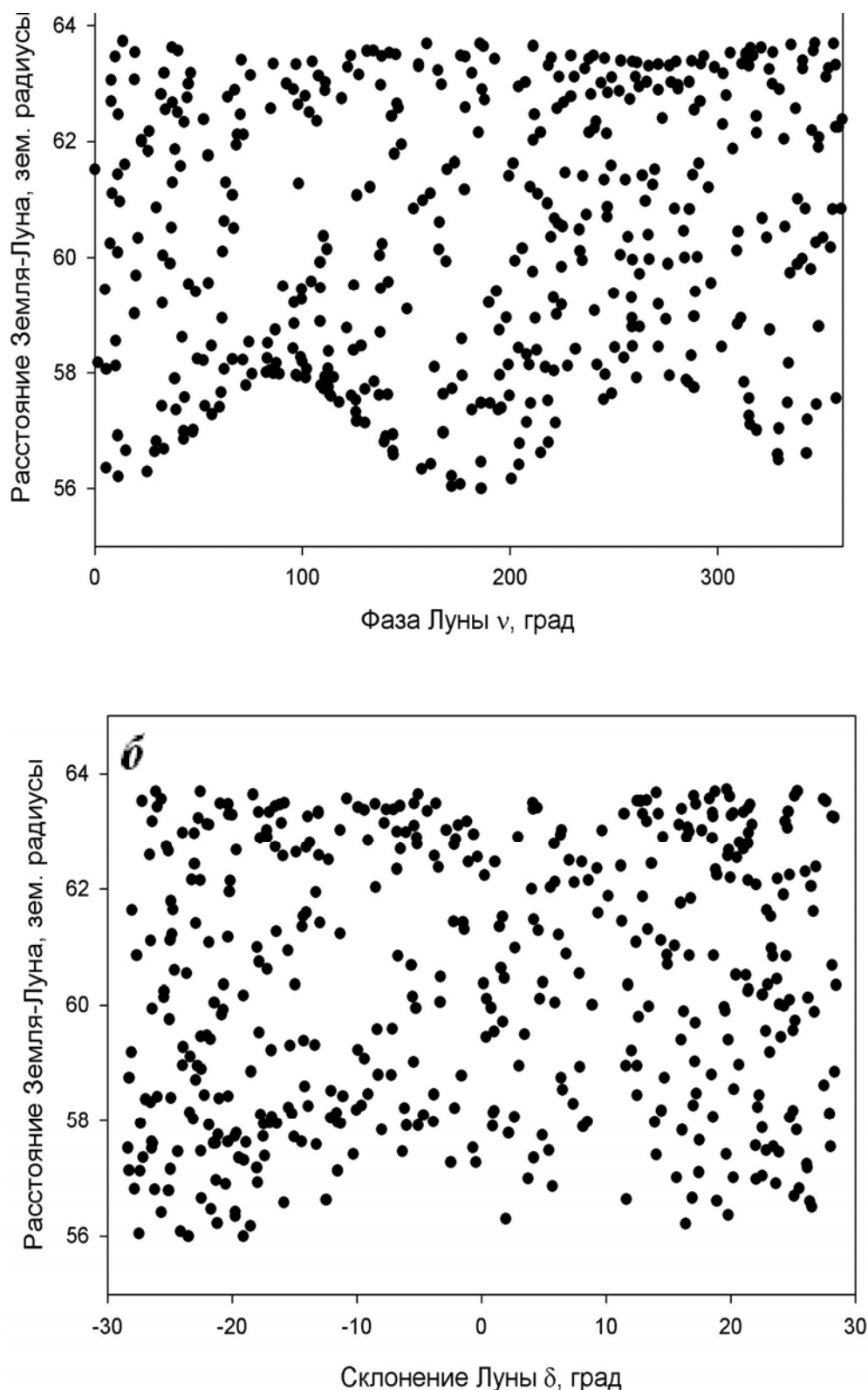


Рис. 2.3.3. Статистическая взаимозависимость между расстоянием до Луны и лунной фазой (а)/ лунным склонением (б) для летнего сезона. Рисунок перестроен для тех же данных, что и на Рис. 2.3.1.(а). Расстояние Луны в диапазоне 58-64 земных радиусов не зависит ни от фазы, ни от склонения Луны. Однако, когда Луна близка к перигею (56-58 зем. рад.), расстояние Луны сильно зависит как от фазы, так и от склонения Луны [Dalin et al., 2006].

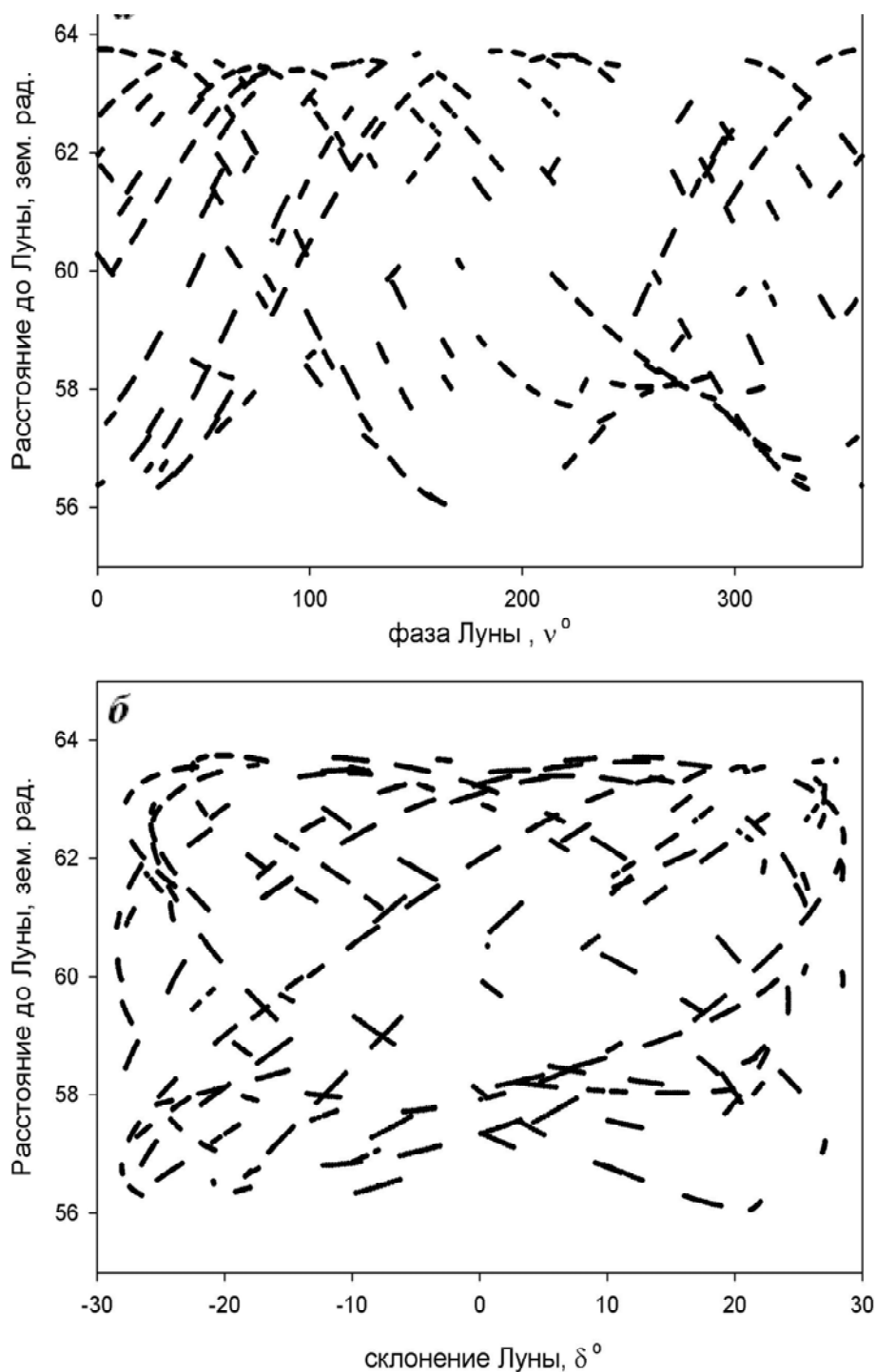


Рис. 2.3.4. [Перцев и др. 2015]. То же самое, что на Рис. 2.3.3, но для зимнего сезона. Разница между точками на Рис. 2.3.3 и черточками на этом рисунке соответствует разнице в продолжительности измерений (длине ночи) во время летних и зимних гидроксильных измерений.

(управляемых посторонними процессами межгодовой изменчивости). Индекс Б, используемый для фильтрации гидроксильной температуры, означает дополнительно к этому исключение из рядов температуры вертикальных смещений гидроксильного слоя, отображаемых переменной $I_{7/9}$. Кроме того, для некоторых переменных использовалось

исключение точек с очень большими и очень малыми значениями.

Результаты для зимнего гидроксильного слоя. Зимний гидроксильный слой оказался подверженным влиянию как полумесячного, так и (в меньшей степени) полусуточного прилива. Соответствующие коэффициенты регрессии (КР) приведены в Таблице 2.3.1.

Для сопоставления найденных гармоник с полным характерным разбросом исследуемых величин указаны также стандартные отклонения (СтО) последних.

Таблица 2.3.1. [Перцев и др. 2015]. Коэффициенты линейной регрессии для оценки лунного вклада в возмущения измеряемых характеристик зимнего гидроксильного слоя области мезопаузы. Ошибки КР соответствуют вероятности¹ 95%. Значимые с этой вероятностью КР выделены. Число точек =2139.

Функции → Аргументы↓	(Т _{ОН}) _А СтО=9.51	(Т _{ОН}) _Б СтО=9.50	(I _{7/9}) _А СтО=0.30
Полумес. Зональный $\sin^2(\delta_L)$	КР=2±7	КР=2±7	КР=−0.3±0.2
Полумес. Синод. $\cos(2v - 2 \cdot F1)$	КР=0.9±0.7 F1=86°	КР=0.8±0.7 F1=85°	КР=0.05±0.02 F1=−44°
$\sin(2v - 2 \cdot F)$	КР=0.0±0.6	КР=0.0±0.6	КР=0.00±0.02
Полусуточный $\cos(4\pi LT_L/24h - 2 \cdot F2)$	КР=0.2±0.6	КР=0.3±0.6	КР=0.01±0.02
$\sin(4\pi LT_L/24h - 2 \cdot F2)$	КР=0.0±0.6	КР=0.0±0.6	КР=0.00±0.02

Таблица 2.3.2. [Перцев и др. 2015]. То же самое, но для укороченной базы данных (точки с $R_L < 58$ з.р. исключены). Число точек =1738.

Функции → Аргументы↓	(Т _{ОН}) _А СтО=9.44	(Т _{ОН}) _Б СтО=9.44	(I _{7/9}) _А СтО=0.30
Полумес. Зональный $\sin^2(\delta_L)$	КР= −18±8	КР= −19±8	КР=−0.257±0.254
Полумес. Синод. $\cos(2v - 2 \cdot F1)$	КР=1.9±0.7 F1=−45°	КР=1.9±0.7 F1=−43°	КР=0.026±0.023 F1=3°
$\sin(2v - 2 \cdot F1)$	КР=0.0±0.7	КР=0.0±0.7	КР=0.00±0.02
Полусуточный $\cos(4\pi LT_L/24h - 2 \cdot F2)$	КР=0.1±0.6	КР=0.2±0.6	КР=0.017±0.020 F2=−47°
$\sin(4\pi LT_L/24h - 2 \cdot F2)$	КР=0.0±0.6	КР=0.0±0.6	КР=0.00±0.02

¹ Вероятность значимости соответствует $1-\alpha/2$, где α – уровень значимости.

Таблица 2.3.3. [Перцев и др. 2015]. То же самое, но кроме исключения точек с $R_L < 58$ з.р. для каждой из исследуемых функций дополнительно исключены точки, отклонение которых от среднего превышает 3 СтО. Число точек меняется в зависимости от столбца и заключено в пределах 1724-1731.

Функции → Аргументы↓	(ТОН) _А СтО=9.44	(ТОН) _Б СтО=9.44	(I _{7/9}) _А СтО=0.30
Полумес. Зональный $\sin^2(\delta_L)$	KP= -20±8	KP= -24±8	KP=-0.1±0.2
Полумес. Синод. $\cos(2v - 2 \cdot F1)$	KP=2.2±0.7 F1=-46°	KP=2.5±0.8 F1=-46°	KP=-0.17±0.24
$\sin(2v - 2 \cdot F1)$	KP=0.0±0.7	KP=0.0±0.7	KP=-0.00±0.18
Полусуточный $\cos(4\pi LT_L/24h - 2 \cdot F2)$	KP=0.2±0.6	KP=0.3±0.6	KP=0.022±0.018 F2=13°
$\sin(4\pi LT_L/24h - 2 \cdot F2)$	KP=0.0±0.6	KP=0.0±0.6	KP=0.00±0.02

Исключение областей сильной взаимозависимости аргументов (Табл. 2.3.2) и, кроме этого, сильно отскакивающих значений $I_{7/9}$ (Табл. 2.3.3) заметно влияют на результаты анализа. Окончательно принимаемый результат содержится в Табл. 2.3.3. Он показывает, что для зимней температуры гидроксильного слоя значимыми являются полумесячный зональный (тропический) и полумесячный синодический приливы, а для индекса $I_{7/9}$ - полусуточный прилив. Такое различное поведение двух характеристик ОН*- слоя, по-видимому, вызвано тем, что вторая из них определяется вертикальными смещениями этого слоя, вызванных изменениями профиля атомарного кислорода. Полусуточный прилив в меньшей степени (со значительно меньшей вероятностью значимости) проявляется в температуре гидроксильного слоя из-за осреднения ее по значительной толщине слоя.

Как уже отмечалось, происхождение полумесячного синодического колебания в атмосферных данных может происходить за счет двух разных механизмов – за счет полумесячной синодической модуляции общего множителя R_L^{-3} и/или за счет нелинейной демодуляции полумесячной огибающей сигнала с полусуточной несущей частотой. Результаты анализа температурных данных вполне определенно отвергают первый из этих механизмов. Несмотря на то, что даже после исключения данных с $R_L < 58$ з.р. значения R_L все еще содержат в используемом массиве точек значимое полумесячное синодическое колебание, исключение или добавление в список аргументов величины R_L^{-3} практически не меняет амплитуд и фаз значимых колебаний, найденных в Таблице 2.3.3. Что же касается возможного осуществления демодуляции, то им может быть квадратичная

нелинейность.

Если сумма синусоид с солнечным полусуточным периодом 12 часов и лунным полусуточным периодом 12 ч 25 м 14 с возводится в квадрат, в результате возникает сумма синусоид с новыми периодами: ∞ , 6 ч, 6 ч 06 м, 6ч 13 м и 14,77 сут. Последний из перечисленных периодов как раз и соответствует лунному полумесечному синодическому колебанию.

И полумесечное зональное, и полумесечное синодическое колебание в температуре зимнего гидроксильного слоя весьма заметны по величине: и то, и другое дают полный размах колебания около 5 К, что вполне сопоставимо с регулярным изменением температуры в суточном цикле.

Результаты для летнего гидроксильного слоя. Анализ лунных приливов в характеристиках летнего гидроксильного слоя проводился аналогично, за исключением того, что в список аргументов включался лишь один из двух аргументов, LT_L и v , поскольку лунный полусуточный и полумесечный синодический приливы, как указывалось выше, для летних условий становятся статистически неразличимы. Ниже приводится Таблица 2.3.4 результатов для летнего гидроксильного слоя, где по аналогии с Табл. 2.3.3. из анализа исключены области сильной взаимозависимости аргументов и, кроме этого, сильно отскакивающие значения аргументов. Из-за того, что летом точек в несколько раз меньше, поскольку ночи более короткие, чем зимой, а каждая точка соответствует часовому осреднению гидроксильных измерений, ошибки для летних КР больше, и уровень значимости соответствует вероятности 90%.

Таблица 2.3.4. [Перцев и др. 2015]. Коэффициенты линейной регрессии для оценки лунного вклада в возмущения измеряемых характеристик летнего гидроксильного слоя области мезопаузы. Ошибки КР соответствуют вероятности 90% . Значимые с этой вероятностью КР выделены. Исключены точки с $R_L < 58$ `з.р. и для каждой из исследуемых функций дополнительно исключены точки, отклонение которых от среднего превышает 2 СтО. Число точек меняется в зависимости от столбца и заключено в пределах 324-330.

Функции → Аргументы↓	(Т _{ОН}) _А СтО=5.7	(Т _{ОН}) _Б СтО=5.7	(I _{7/9}) _А СтО=0.26
Полумес. Зональный $\sin^2(\delta_L)$	КР=11±9	КР=11±9	КР=−0.2±0.3
Полумес. Синод. $\cos(2v - 2 \cdot F)$	КР=0.78±0.80 F=56°	КР=0.78±0.77 F=50°	КР=0.034±0.030 F=10°
$\sin(2v - 2 \cdot F)$	КР=0.0±0.8	КР=0.0±0.8	КР=0.00±0.03

Как и для зимнего сезона, значимый эффект для полумесечного зонального прилива в температуре и значимый эффект в индексе $I_{7/9}$ удастся получить только после исключения

точек с $R_L < 58$ з.р. и сильно отскакивающих по температуре и по индексу $I_{7/9}$. И зимой, и летом полумесячный зональный прилив, управляемый склонением Луны, обнаруживается в температуре гидроксильного слоя и не обнаруживается в индексе $I_{7/9}$, причем летом соответствующая амплитуда примерно вдвое меньше и противоположного знака, чем зимой. Летний полумесячный синодический (если его не интерпретировать как полусуточный) прилив в температуре оказывается втрое слабее зимнего полумесячного синодического и примерно в противофазе с последним, то есть также действующим противоположно. Температура гидроксильного слоя увеличивается зимой и уменьшается летом при приближении Луны к склонению, равному нулю и к фазам $\sim -45^\circ$ и 135° (середины между сизигией и предшествующей ему квадратурой). Как и для зимнего сезона, летом в индексе $I_{7/9}$ обнаруживается одна значимая гармоника, которую в отличие от зимней полусуточной можно интерпретировать и как полусуточную, и как полумесячную синодическую. Отметим, что при первой из двух интерпретаций амплитуды и фазы зимой и летом близки, но одно это вряд ли может гарантировать правильность выбора.

Результат для температуры зимнего и летнего гидроксильного слоя может быть сопоставлен с результатом вычисления текущих (скользящих по времени) спектров зимней и летней температуры [Шпынев и др. 2014] на высоте около 85 км по данным радиометра MLS (спутник Аура). Скользящие спектры имеют значительный эпизодически возникающий локальный максимум в районе полумесячного периода. Из четырех проанализированных лет такой максимум проявляется в 2008 и 2009 г., причем летом, как и у нас, заметно слабее, чем зимой. Частотный пик приходится явно на полумесячный зональный прилив (13.66 сут), а не полумесячный синодический (14.77 сут.). Это не вполне согласуется с нашими результатами: для зимней гидроксильной температуры, как уже указывалось, полумесячный зональный прилив, и полумесячный синодический прилив дают примерно одинаковый размах колебаний, ~ 5 К (см. Табл. 2.3.3). Однако следует отметить, что методика анализа основана на различных подходах: оценка регулярных синусоид неизменной фазовой привязки к абсолютной величине склонения в нашей работе и рассмотрение коротких цугов колебаний, демонстрируемых текущими спектрами Шпынева и др. [2014].

Полумесячный зональный прилив и вариации продолжительности суток. Поскольку продолжительность суток содержит в своем спектре колебание с периодом 13.66 суток [Yoder et al. 1981], возникает вопрос, следует ли описывать наблюдаемые полумесячные возмущения, привязанные к склонению Луны, как лунный эффект или как эффект

изменения продолжительности суток. Полумесячный прилив со средним периодом 13.66 суток на графиках продолжительности суток хорошо заметен. Максимумы продолжительности суток приходятся на нулевое, а минимумы – на экстремальные южные и северные склонения [Li, Zong 2007]. В статистическом исследовании Шерстюкова [2011] коэффициент корреляции между продолжительностью суток и квадратом склонения Луны оценивается как 0.994, а «вклад лунного эффекта в общую дисперсию аномалий продолжительности суток - около 83%». Аналогично, Li et al. [2011] пришли к выводам, что на внутрисезонных временах основная часть воздействия Луны на продолжительность суток не требует посредничества атмосферы, а осуществляется просто по законам небесной механики.

Таким образом, даже если предположить, что вариации продолжительности суток влияют на ОМ и другие оболочки Земли как самостоятельная физическая причина, статистическое выделение из лунно-приливного сигнала части, осуществляемой через изменение продолжительности суток, вряд ли возможно. Поэтому методически правильнее описывать атмосферные колебания, синхронные с изменением склонения, как лунный приливной эффект, а не как эффект вращения Земли.

Результаты для серебристых облаков. Полусуточные /полумесячные приливы в характеристиках серебристых облаков исследуются так же, как и в предыдущем пункте. Ниже приводится Таблица 2.3.5 результатов для серебристых облаков, аналогичная Табл. 2.3.4.

Полумесячный синодический (или полусуточный) прилив оказывается значимым с вероятностью более 90% и для логарифма максимальной ночной яркости С.О., причем реакция максимальной яркости на фазу Луны идет приблизительно в противофазе с реакцией температуры гидроксильного слоя (увеличение температуры сопровождается уменьшением яркости облаков). Влияние зонального прилива на яркость С.О. оказывается не значимым, хотя знак этого влияния и здесь противоположен знаку влияния на температуру.

Итак, Перцевым и др., [2015] впервые предпринят одновременный поиск и получены согласованные результаты по лунным полумесячным зональным приливам, лунным полумесячным синодическим и лунным полусуточным приливам в данных по яркости серебристых облаков, данных по летнему и зимнему гидроксильному излучению на основе многомерного регрессионного анализа.

Для зимнего гидроксильного слоя различные гармоник лунного приливного потенциала статистически значимы для гидроксильной температуры T_{OH} и отношения $I_{7/9}$ интенсивностей двух полос гидроксила. В первой из них обнаружено влияние

полумесячного зонального и полумесячного синодического приливов. Отношение $I_{7/9}$ показывает присутствие лунного суточного прилива.

Таблица 2.3.5. [Перцев и др. 2015]. Коэффициенты линейной регрессии для оценки лунного вклада в возмущения яркости серебристых облаков. Ошибки КР соответствуют вероятности 90% . Значимые с этой вероятностью КР выделены. Исключены точки с $R_L < 58.15$ з.р. и, кроме того, исключены все точки с очень малой (< 1 балла) максимальной ночной яркостью. Число точек 490.

Функции → Аргументы↓	Логарифм (натур.) максимальной ночной яркости в баллах, $StO=0.52$
Полумес. Зональный $\sin^2(\delta_L)$	$KP = -0.5 \pm 1.0$
Полумес. Синод. $\cos(2v - 2 \cdot F)$	$KP = 0.091 \pm 0.086$ $F = -24^\circ$
$\sin(2v - 2 \cdot F)$	$KP = 0.00 \pm 0.07$

Те же гармоники статистически значимы (с несколько меньшей вероятностью, 90%) и для летнего гидроксильного слоя, при этом полумесячный синодический и полусуточный прилив не различимы (являются взаимно-маскирующими гармониками).

Для летнего гидроксильного слоя наиболее правдоподобна такая интерпретация взаимно-маскирующих гармоник, которая совпадает с результатами для зимнего гидроксильного слоя. При этом температура гидроксильного слоя увеличивается зимой и уменьшается летом при приближении Луны к нулю склонения и к фазам $\sim -45^\circ$ и 135° (середина между сизигией и предшествующей ему квадратурой).

Яркость серебристых облаков показывает значимые лунные гармоники – полумесячный синодический либо полусуточный прилив. Этот сигнал оказывается приблизительно противофазным с температурой гидроксильного слоя - уменьшению температуры соответствуют более яркие С.О., что вполне естественно, поскольку меньшие температуры соответствуют большим относительным влажностям окружающего воздуха, способствующим конденсации, что ведет к росту ледяных частиц и, соответственно, яркости облаков.

Устойчивые статистически значимые результаты удалось получить только после исключения точек с малым расстоянием до Луны (меньшим 58 з.р.), где плотность числа точек подвержена сильным полумесячным вариациям, а также экстремально больших и малых значений исследуемых величин.

Впервые рассмотрены два возможных механизма возникновения лунного полумесячного синодического колебания – через полумесячную синодическую

модуляцию расстояния до Луны и через демодуляцию полумесячной огибающей сигнала с полусуточной несущей частотой. На основе статистического анализа температуры гидроксильного слоя показано, что первый из этих механизмов не дает заметного вклада в результат. Указан вероятный путь осуществления демодуляции – квадратичная демодуляция (возведение в квадрат суперпозиции солнечной полусуточной и лунной полусуточной синусоид).

Выводы по главе 2

1. Изменчивость температуры и других характеристик области мезопаузы включает в себя регулярную, т.е. периодически повторяющуюся и предсказуемую составляющую, состоящую из годового, суточного цикла и некоторых циклов, связанных с лунными приливами. С помощью спектрофотометрии гидроксильного излучения получены оценки амплитуд и фаз колебаний температуры области мезопаузы, связанных с этими регулярными циклами, проводится их сопоставление с оценками, полученными другими методами.
2. Проведено сопоставление звенигородских, иркутских температур излучающего слоя гидроксила области мезопаузы и кюлюнгсборнских лидарных температур той же области высот в годовом цикле. Обнаружено хорошее совпадение в пределах погрешностей звенигородских и восточно-сибирских (Торы) среднегодовых температур, амплитуды и фазы первой годовой гармоники. В амплитудах и фазах второй и третьей годовых гармоник есть некоторые различия, вероятно, вызванные долготными эффектами. Отмечается аномальный знак разницы температур ЗНС - Торы во второй половине лета. Выявлено и проанализировано систематическое расхождение в среднегодовых температурах по гидроксильному и лидарному методу (лидарная температура в среднем за год на 10 К меньше). Показано, что примерно половина этого расхождения обязана осреднению температуры по толщине слоя гидроксила.
3. Подробно проанализирован вопрос о сезонном ходе (май-август) частоты появления серебристых облаков на широтах менее 60° . Показано, что существует запаздывание максимума этой частоты (около 10 июля) на 7-10 дней относительно температурного минимума на соответствующих широтах. Предложено возможное объяснение этого запаздывания, учитывающее перенос серебристых облаков из более полярных областей.
4. Впервые получены согласованные результаты по лунным полумесячным зональным приливам, лунным полумесячным синодическим и лунным полусуточным приливам в данных по яркости серебристых облаков, данных по летнему и зимнему гидроксильному излучению на основе многомерного регрессионного анализа. Для зимнего гидроксильного слоя различные гармоники лунного приливного потенциала статистически значимы для гидроксильной температуры T_{OH} и отношения $I_{7/9}$ интенсивностей двух полос гидроксила. В первой из них обнаружено влияние полумесячного зонального и полумесячного синодического приливов. Отношение $I_{7/9}$ показывает присутствие лунного суточного прилива. Те же гармоники статистически значимы и для летнего гидроксильного слоя, при этом полумесячный синодический и полусуточный прилив не различимы (являются взаимно-маскирующими гармониками). Для летнего гидроксильного слоя наиболее

правдоподобна такая интерпретация взаимно-маскирующих гармоник, которая совпадает с результатами для зимнего гидроксильного слоя. При этом температура гидроксильного слоя увеличивается зимой и уменьшается летом при приближении Луны к нулю склонения и к фазам $\sim -45^\circ$ и 135° (середина между сизигией и предшествующей ему квадратурой). Яркость серебристых облаков показывает лишь одну значимую лунную гармонику – полумесячный синодический либо полусуточный прилив. Этот сигнал оказывается приблизительно противофазным с температурой гидроксильного слоя - уменьшению температуры соответствуют более яркие С.О.

ГЛАВА 3. Межгодовые, межсуточные и внутрисуточные нарушения регулярной цикличности

3.1. Источники нерегулярной изменчивости области мезопаузы

В главе 2 был рассмотрен регулярный циклический отклик ОМ на суточное вращение Земли и орбитальное движение Земли и Луны. Однако регулярным этот отклик можно считать лишь в первом приближении. Как будет показано в главах 3 и 4, сезонный и суточный ход характеристик ОМ обладают изменчивостью. К нерегулярной изменчивости могут приводить четыре группы причин: 1) нерегулярность космических воздействий; 2) нерегулярные возмущения, возникшие в других слоях и оболочках Земли; 3) внутренняя (т.е. не связанная напрямую с внешними причинами) изменчивость других слоев атмосферы, проводящих внешние воздействия на область мезопаузы и 4) генерация волновых возмущений неустойчивыми течениями в самой области мезопаузы. Кратко рассмотрим эти четыре группы причин.

1. Нерегулярность космических воздействий. Прежде всего, непостоянен сам поток солнечной энергии на уровне орбиты Земли – главный источник движений в оболочках Земли (непостоянство «солнечной постоянной»). В эпоху точных инструментальных измерений (с 1978 г.) колебания солнечной постоянной имеют относительную разницу между минимумом и максимумом $7 \cdot 10^{-4}$ [Gray et al. 2010] и связаны в основном с ~11-летним циклом солнечной активности. Кроме вариаций солнечной постоянной, связанных с солнечной активностью, существуют более слабые на масштабах десятилетий, но значительно более заметные на масштабах десятков тысяч лет, вариации солнечной постоянной, вызванные регулярными изменениями орбиты Земли [Миланкович 1939, Федоров 2012]. Благодаря этому возникают периодичности с периодом ~3 года и вековой тренд расстояний до Солнца во время солнцестояний и равноденствий. Так, по данным Федорова [2012], квадрат расстояния до Солнца увеличивается на 0.1% за 100 лет в точке осеннего равноденствия и на столько же уменьшается в точке весеннего равноденствия. Что касается циклов солнечной активности, то их не удастся описать как регулярный процесс. Так, начавшийся недавно 24-й цикл продемонстрировал не предсказанные ранее особенности [Гущина и др. 2014; Davidson 2014] и необычайно низкую частоту магнитных бурь и наименьший поток высокоэнергичных солнечных частиц (>500 МэВ) со времени их открытия в 1940-х гг. Сбои солнечной цикличности, включая знаменитые маундеровский и дальтоновский минимумы, индуцировавшие на Земле заметные климатические возмущения, наблюдались и в прежние века. Солнечная активность действует на ОМ как непосредственно (в частности, сильно меняющееся, более чем в 1.5 раза, в солнечном

цикле излучение Солнца в линии Лайман-альфа разрушает молекулы O_2 и H_2O , что приводит к увеличению $[O(^1D)]$ и другим химическим последствиям), так и через изменения в других слоях атмосферы, модифицирующие циркуляцию средней атмосферы (см., напр., [Лаптухов и Лаптухов, 2010]). Солнечная активность также управляет (через межпланетное магнитное поле) потоком галактических космических лучей (см., напр., [Gray et al. 2010, Гущина и др., 2014]), влияющих на ионизацию и облакообразование в нижней атмосфере.

Кроме ~11-летнего цикла солнечной активности существуют и другие ее периодичности, как большего, так и меньшего периода, в частности, 25-27-дневная¹ периодичность, связанная с вращением Солнца. Все они расширяют спектр колебательных воздействий на оболочки Земли, и ни одна из них не отличается постоянством амплитуд и фаз, что создает серьезные проблемы для прогноза солнечной активности.

Из импульсных космических воздействий на ОМ прежде всего нужно отметить солнечные вспышки. При интенсивных солнечных вспышках существенно усиливаются потоки ультрафиолетового и рентгеновского излучения (Х-лучей), а также потоки протонов и электронов, направляемых магнитным полем Земли в полярные и в меньшей степени умеренные широты. В мезосфере Х-лучи, солнечные и магнитосферные заряженные частицы вызывают ионизацию и диссоциацию молекул, при вспышках растет содержание окислов азота и водорода, что приводит через химические реакции к изменению вертикальных профилей малых химических составляющих. Так, в области D ионосферы электронная концентрация может увеличиваться на несколько порядков [Митра 1977]. В верхней мезосфере значительное изменение концентрации озона (> 20%) на следующий день после протонной вспышки прослеживается до широт 60-65° [Шилкин 2011]. Химические возмущения в ОМ сопровождаются динамическими: меняется зональная скорость ветра [Репнев и Криволицкий 2010]. Солнечные вспышки могут рождать магнитные бури, в этом случае действие солнечных вспышек на ОМ осуществляется частично при их посредничестве (см. ниже).

Кроме перечисленных источников нарушения регулярности, тесно связанных с солнечной активностью, есть еще один важный для ОМ несолнечный космический источник – приток метеорного вещества (сгорающего в основном в ОМ). Хотя этот приток обладает годовой цикличностью, на которую указывают повторяющиеся в те же дни из года в год метеорные потоки, их интенсивность в разные годы может меняться в разы [Бронштэн, 1987], поскольку Земля сталкивается в разные годы с более плотными или менее плотными частями того или иного метеорного роя.

¹ Этот период зависит от широты активной области на видимой поверхности Солнца. Период обращения активной области увеличивается с широтой.

2. Нерегулярные возмущения, возникшие в других слоях и оболочках Земли.

Нерегулярные возмущения, происходящие в менее высоких и более высоких оболочках Земли, могут влиять на область мезопаузы потоками вещества (нерегулярный приток литосферных газов и вулканического аэрозоля), через генерацию гидродинамических волн (распространяющихся дальше в ОМ) и посредством электромагнитных возмущений (магнитные бури).

Литосферные газы, поступающие в атмосферу Земли с нерегулярной ритмичностью и неоднородно по поверхности Земли, содержат химически активные компоненты: H_2 , CH_4 и др. Влияние этих газов на стратосферу обосновывается пространственным совпадением центров наиболее устойчивых и глубоких озоновых аномалий с центрами глубинной дегазации [Сывороткин 2002]. Приток метана в атмосферу за счет литосферных газов в несколько раз превышает приток биогенного метана [Сывороткин 2002] и в настоящее время (точнее, во второй половине XX века) заметно увеличивается. Согласно модели [Thomas et al. 1989], рост притока метана приводит к увлажнению мезосферы, что в свою очередь, должно приводить к увеличению активности С.О. Впрочем, это увлажнение не подтверждается статистикой увеличения активности С.О. за последние 50 лет (см. раздел 3.5).

Атмосферные гравитационные волны, приходящие в ОМ, возникают при взрывах, землетрясениях, генерируются в атмосфере на линии шквалов, в системе фронтов, при взаимодействии воздушного потока с неоднородностями рельефа и морскими волнами [Госсард и Хук 1978], локально-неоднородными сдвиговыми течениями [Абурджания и др. 2013], колебаниями притока литосферных газов [Перцев и Шалимов 1996], турбулентными вихревыми дорожками [Чунгузов 1988] и конвективными ячейками [Fovell, 1992], грозами [Dewan et al., 1998] и др.

Планетарные волны, - основной источник внутрисезонных вариаций в ОМ, - возникают как в более низких слоях атмосферы, так и в термосфере. В тропосфере и стратосфере они генерируются при обтекании ветром крупномасштабных форм рельефа Земли и зонально-асимметричными источниками тепла конвективной природы [Dickinson 1971]. Источниками планетарных волн могут быть также неоднородности планетарного масштаба поля озона (см. предыдущий пункт о связи географического распределения озона с дегазацией Земли). Термосферные планетарные волны своим возникновением могут быть обязаны зонам усиленной диссипации АГВ. Кроме того, на термосферных высотах, где роль заряженных частиц относительно велика, источником планетарных волн является магнитная сила Лоренца, меняющаяся вдоль параллели из-за несовпадения магнитных и географических широт. Ансамбль планетарных волн в большой степени случаен, поскольку некоторые гармоники планетарных волн являются резонансными

модами (подробнее - в разделе 4.2).

Магнитные бури, возникающие в магнитосфере, влияют на температуру и характеристики оптических эмиссий ОМ. Соответствующие эмпирические соотношения приведены у Шефова и др. [2006]. Вероятность появления серебристых облаков по некоторым данным также связана с магнитными бурями (см. раздел 3.2).

3. Нерегулярность среды, проводящей регулярные внешние воздействия. Внешние воздействия, даже если бы они были совершенно регулярными (к этому близки годовая цикличность, навязанная орбитой Земли, лунные и солнечные приливы), не вызывали бы совершенно регулярных вариаций характеристик области мезопаузы, т.к. эти внешние воздействия в большой степени действуют на ОМ при посредничестве других изменчивых слоев. Так, например, наиболее мощная составляющая атмосферных приливов, - мигрирующий солнечный термический прилив, генерируется благодаря вращению Земли и потоку солнечной энергии в большой степени в тропосфере и стратосфере (с помощью поглощения водяным паром и озоном, см., напр., [Forbes 1982]), откуда приливные волны распространяются в более высокие слои. Изменчивость полей водяного пара и озона приводит к изменчивости ансамбля приливов, которая наблюдается в ОМ [Bernard 1981]. Здесь уместно напомнить о чувствительности озонового слоя к нерегулярной дегазации Земли (см. предыдущий пункт). Последняя, а также модуляция полей озона и водяного пара планетарными волнами создают нерегулярные «мигрирующие» (т.е. движущиеся со скоростью подсолнечной точки) и немигрирующие гармоники солнечных приливов в ОМ [Xu et al. 2009].

4. Генерация возмущений в области мезопаузы. Что касается неустойчивости, создающей волны в самой области мезопаузы, то такие процессы действительно происходят. Они порождают волновые возмущения с горизонтальной длиной волны менее 10 км и затрагивают объемы воздуха размером менее 50 км, в частности, волны Кельвина-Гельмгольца [Dalin et al., 2010].

3.2. Нерегулярная внутрисуточная и внутрисезонная изменчивость

Далее в разделах 3.2 и 3.3 рассматриваются характеристики изменчивости ОМ в разных частотных диапазонах – внутрисуточном (длина рядов не превышает суток), внутрисезонном (берется один и тот же сезон в течение одного или нескольких лет, внутрисуточные колебания сглаживаются, а межгодовые вычитаются) и межгодовом (берутся многолетние ряды, сравниваются среднемесячные значения одного месяца или параметры годового цикла за много лет).

Внутрисезонная изменчивость при спектрофотометрических измерениях гидроксильной температуры может быть параметризована величиной $\frac{\sigma_{dd}}{T}$ (σ_{dd} – стандартное отклонение ряда среднесуточных или взятых в определенный час значений температуры длиной в 1 месяц) [Перминов и др. 2014], внутрисуточная изменчивость – величинами $\frac{\sigma_{td}}{T}$ и $\frac{\sigma_{gw}}{T}$, – нормированными стандартными отклонениями, соответственно, за счет приливов (периоды ≥ 6 часов) и внутренних гравитационных волн (периоды < 6 часов)¹. Эти величины служат мерой изменчивости за счет планетарных (нестационарных), приливных и гравитационных волн, соответственно. Зависимость перечисленных волн от солнечной активности может быть связана как с источниками возбуждения волн, так и с условиями их распространения в область мезопаузы.

Нерегулярная внутрисуточная изменчивость характеристик ОМ проявляется во всех методах измерений, которые обеспечивают внутрисуточные временные ряды. Обнаруживается она и в интенсивности и температуре гидроксильного излучения. Одному из основоположников спектрофотометрического метода, В.И.Красовскому, принадлежит открытие главного механизма, приводящего к внутрисуточной изменчивости – распространению атмосферных гравитационных волн (АГВ) [Krasovsky, 1957].

При исследовании нерегулярной внутрисуточной изменчивости регулярный суточный ход вычитается. При анализе внутрисуточных вариаций гидроксильной температуры для некоторых задач нужно исключать также температурные вариации, вызванные смещениями гидроксильного слоя по вертикальной координате (роль последней может играть геометрическая высота, давление, плотность и т.п.). Оценить масштаб внутрисуточных температурных вариаций за счет вертикального перемещения слоя можно, если умножить характерный вертикальный температурный градиент $\sim 3\div 4$ К/км

¹ В данном случае разграничение носит формальный характер.

на характерный масштаб внутрисуточного перемещения гидроксильного слоя ~ 3 км [Шефов и др., 2006], - получаем ~ 10 К. Отслеживание вертикальных движений гидроксильного слоя можно осуществлять при помощи вертикальной координаты ζ , описанной в разделе 1.2 и основанной на отношении интенсивностей двух полос гидроксила [Pertsev et al., 1999]. Чтобы исключить вклад вертикальных движений слоя в измеряемую (вращательную) температуру, нужно представить температуру атмосферы как функцию двух аргументов – вертикальной координаты и времени:

$$T = T(\zeta, t) \quad (1)$$

Дальше мы предполагаем, что в первом приближении эта функция может быть представлена в виде:

$$T(\zeta, t) \cong T_a(\zeta) + \Delta T(t). \quad (2)$$

В общем случае данных измерений недостаточно, чтобы провести такое разделение однозначно, однако в часто встречающихся случаях, когда $\zeta(t)$ немонотонно, степень неоднозначности уменьшается и меньше влияет на результат вычисления $\Delta T(t)$. Первая часть (2), $T_a(\zeta)$, описывает вариации температуры, связанные с перемещением измерительного инструмента (в данном случае гидроксильного слоя) относительно вертикальной шкалы ζ . Второе слагаемое дает температурные вариации во времени на поверхности постоянной ζ (совпадающей с поверхностью постоянной плотности воздуха). Ниже приводится пример разделения (2) для измерений 12-13 марта 1995 г. на ЗНС, описанный в [Pertsev et al., 1999]. На Рис. 3.2.1(b) и 3.2.2 показан результат измерения: вращательная температура, найденная по полосе ОН(4,2) и вертикальная координата гидроксильного слоя ζ , равная отношению населенностей 8-го и 9-го уровней молекулы гидроксила. Функцию $T_a(\zeta)$ можно найти (см. Рис. 3.2.3), если построить множество точек на плоскости с измеренными значениями (ζ, T) и затем применить к нему полиномиальную аппроксимацию

$$T_a(\zeta) = a + b(\zeta^n - c)^2 + d(\zeta^n - c)^4 \quad (3)$$

с четырьмя параметрами, вычисляемыми по методу наименьших квадратов.

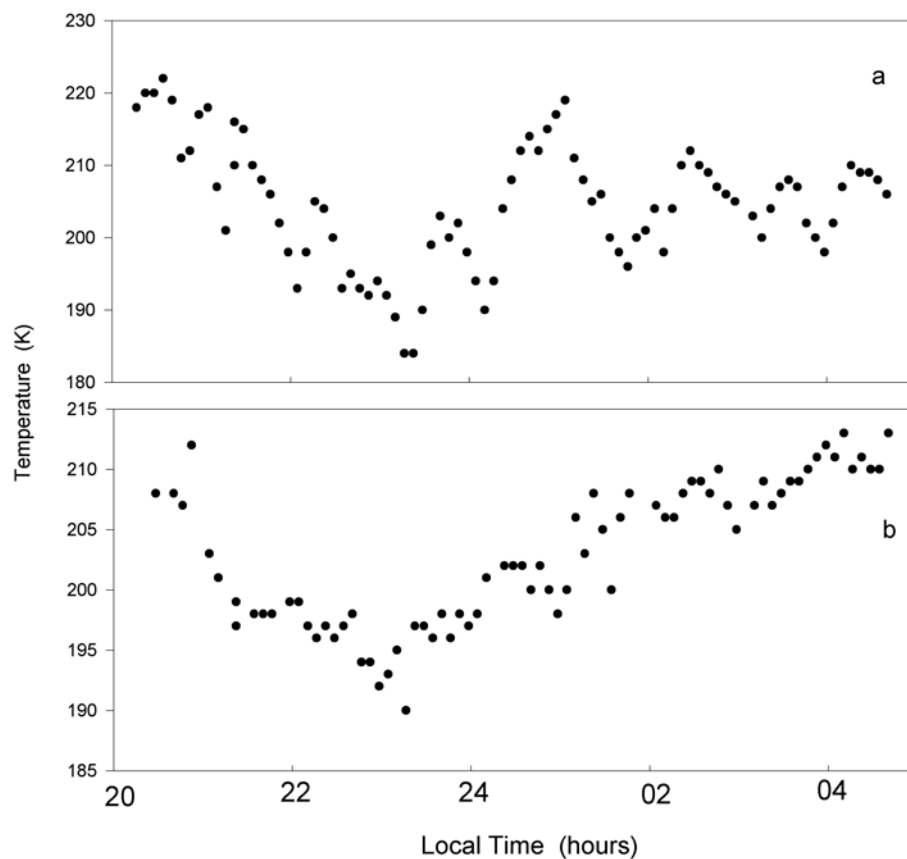


Рис. 3.2.1[Pertsev et al., 1999]. Вращательные температуры гидроксила по измерениям на ЗНС 12/13 марта 1995 г.: по полосе ОН(4, 1); зенитный угол 60° (а) и по полосе ОН(4, 2); зенитный угол 0° (b). Диаметр поля зрения одинаковый ($\sim 10^\circ$).

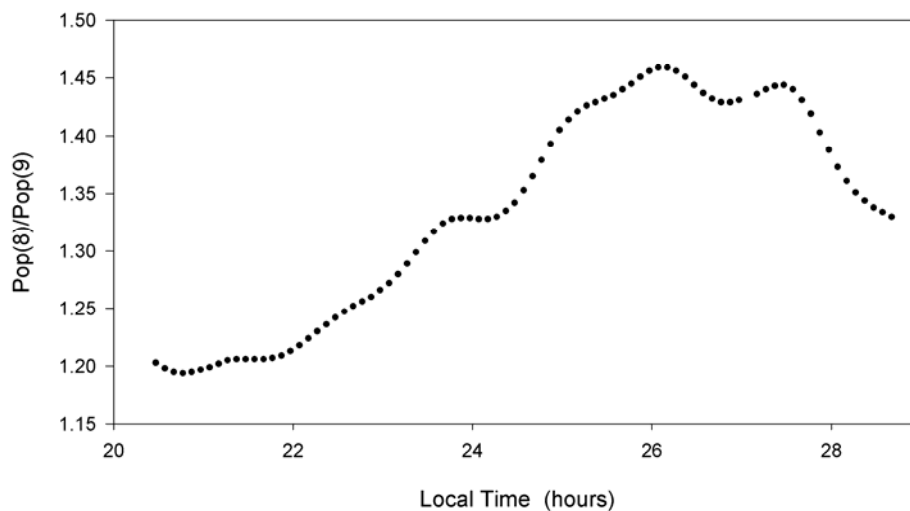


Рис. 3.2.2. [Pertsev et al., 1999]. Отношение населенностей 8 и 9-го уровней гидроксильного излучения для той же ночи, что на Рис. 3.2.1 (служит вертикальной координатой гидроксильного слоя).

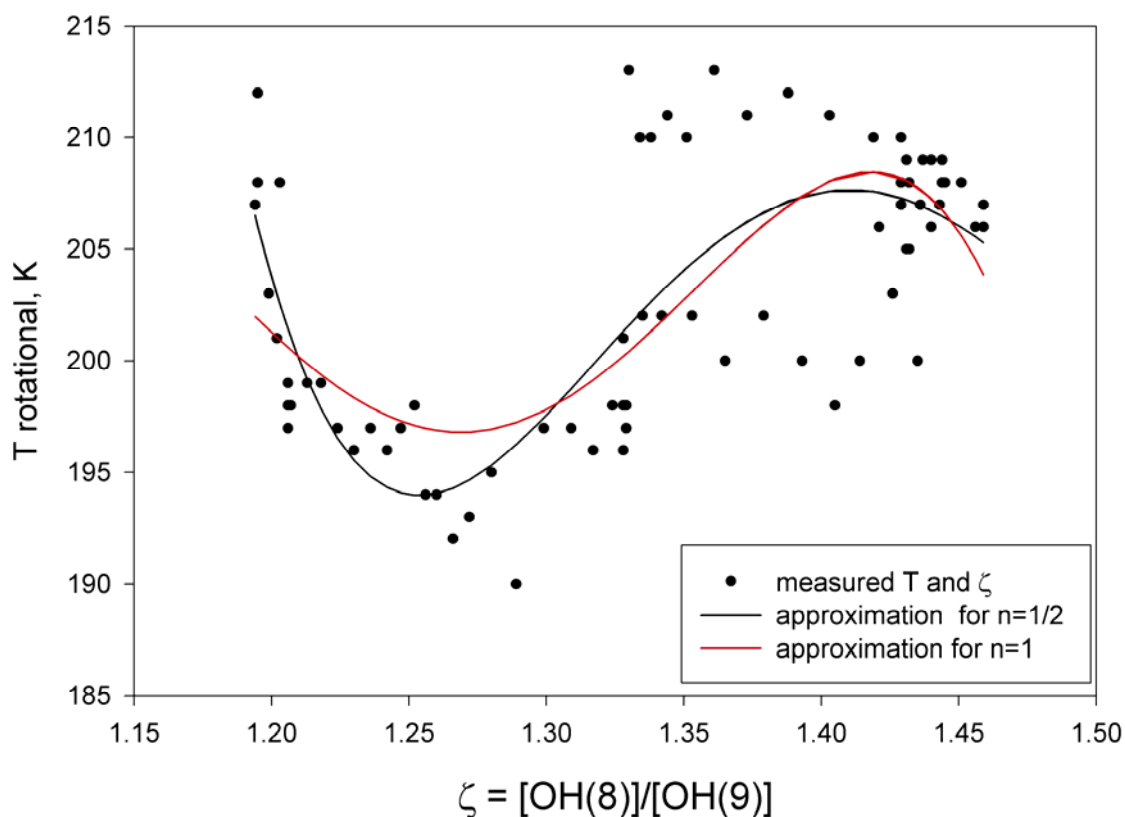


Рис. 3.2.3 [Pertsev et al., 1999]. Множество значений (ζ, T) по данным измерений на ЗНС 12/13 марта 1995 г. и два варианта построения функции $T_a(\zeta)$.

Пятый внешний (т.е. задаваемый заранее) параметр n был введен специально для выяснения влияния на результат степени произвола в аппроксимации (3). На рисунке показаны две кривых, соответствующие значениям $n=1/2$ (черная) and $n=1$ (красная).

После вычисления $T_a(\zeta)$ находим $\Delta T(t)$. Эта функция для тех же двух вариантов n , вместе с двумя вспомогательными функциями $T_1(t) = T_a(\zeta(t)) - \langle T \rangle$ и $T_0(t) = T(\zeta(t), t) - \langle T \rangle$, показана на Рис. 3.2.4. Средненочная температура $\langle T \rangle$ равна 203 К. Функция $T_0(t)$

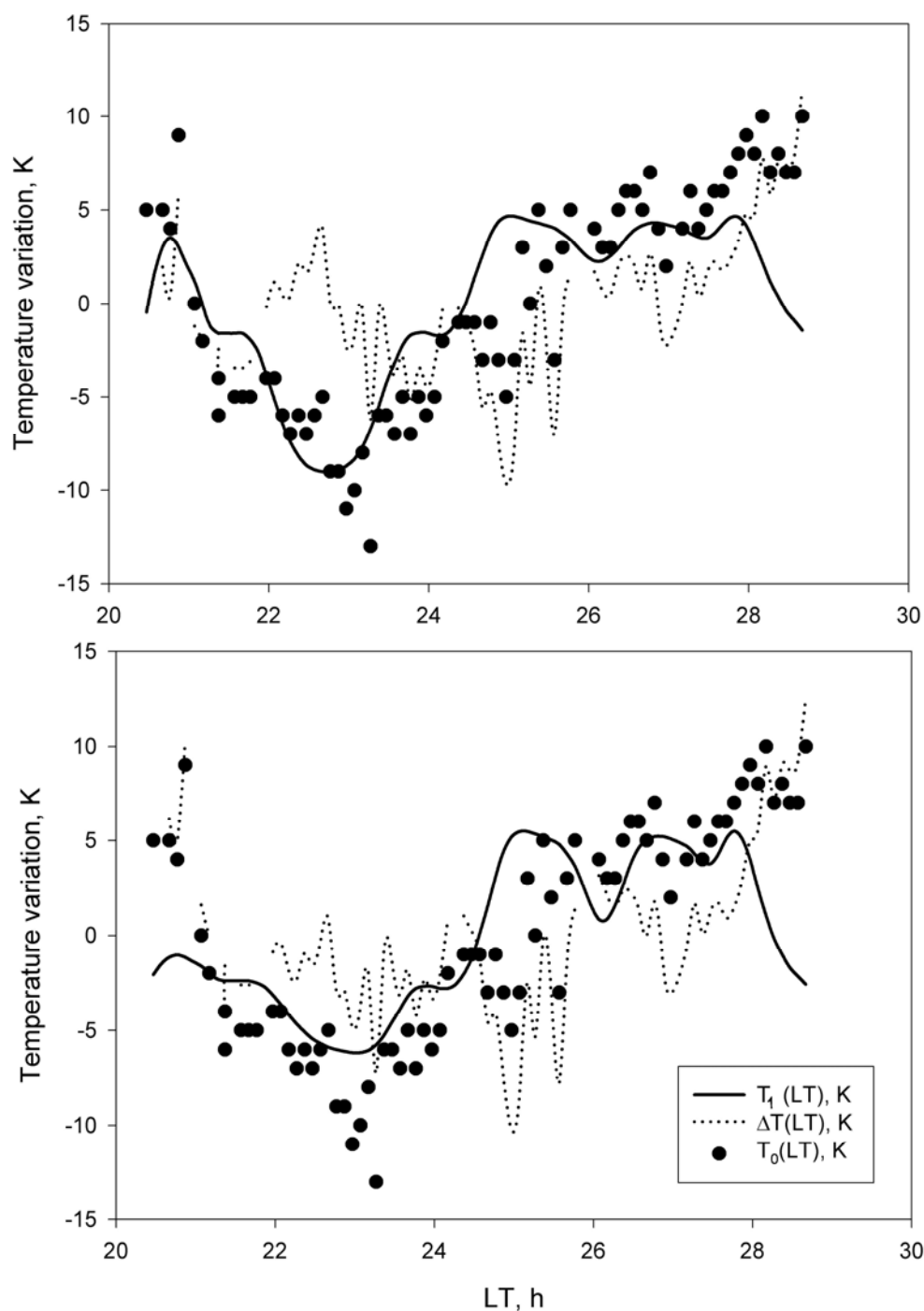


Рис. 3.2.4. [Pertsev et al., 1999]. Кривые $T_0(t)$, $T_1(t)$ and $\Delta T(t)$ для двух вариантов аппроксимации (3), показанных на Рис. 3.2.3, $n=1/2$ (вверху) and $n=1$ (внизу). См. пояснения в тексте.

одинакова на верхнем и нижнем рисунках, поскольку не зависит от вычисления $T_a(\zeta)$. Это просто изменение вращательной температуры гидроксила без учета вертикальных движений гидроксильного слоя. Две других функции, $T_1(t)$ and $\Delta T(t)$, зависят от качества аппроксимации $T_a(\zeta)$. Первая из них, $T_1(t)$ дает оценку вариаций температуры за счет вертикальных перемещений гидроксильного слоя в постоянном по времени

температурном поле, тогда как $\Delta T(t)$ - оценка температурных вариаций на поверхности постоянной плотности воздуха; $T_0(t)$ определяется и тем, и другим. Как показывает Рис. 3.2.4, $T_1(t)$ and $\Delta T(t)$ одинакового порядка величины, и, по крайней мере, для данного наблюдения, не сильно зависят от качества аппроксимации (параметра n).

Нерегулярная внутрисуточная изменчивость характеристик ОМ, наблюдаемая различными методами, обычно связывается с АГВ, а соответствующая статистическая дисперсия считается мерой активности АГВ (см., напр., [Gavrilov et al., 1995]). Такое допущение может быть оправдано с некоторыми оговорками. Во-первых, нужно учитывать, что характеристики приливов могут заметно меняться ото дня ко дню [Bernard, 1981]. Значит, внутрисуточная изменчивость, связанная с нерегулярной частью приливов, будет вносить вклад в внутрисуточную изменчивость, которая считается обязанной АГВ. По-видимому, это - правильно в том смысле, что приливные волны описываются теми же волновыми уравнениями, что и АГВ в целом, и в том отношении, что между гармониками приливов и другими АГВ не существует разграничения по периодам, кроме дискретности спектра приливов. Во-вторых, существуют еще некоторые типы возмущений, которые, в наиболее общем случае могут приводить к нерегулярным внутрисуточным флуктуациям. Это звуковые волны, а также турбулентные структуры, переносимые ветром [Перцев, 1993]. Формально вопрос о возможностях разграничения звуковых волн, АГВ и турбулентных структур по данным о свечении ночного неба с учетом вероятного ветрового доплеровского сдвига исследован в [Перцев, 1993] (об этом - подробнее в разделе 4.1).

На Рис. 3.2.5. показан усредненный сезонный ход внутрисуточных нормированных стандартных отклонений гидроксильной температуры по данным спектрографических измерений за несколько лет. Поскольку по погодным условиям часть ночного времени довольно часто отбраковывается, различные ночные временные ряды даже внутри одного сезона имеют разную длину, что должно учитываться при анализе внутрисуточных стандартных отклонений. В Лаборатории физики верхней атмосферы ИФА применяется способ фильтрации [Перминов, 2014], который решает эту задачу, отфильтровывая из временного ряда одной ночи многомерным методом наименьших квадратов одновременно составляющие с периодами 24, 12 и 8 часов (см. Рис. 3.2.6). Остаточный сигнал содержит частоты, соответствующие периодам от 0.33 до 6 ч. Практика показывает, что остатки не содержат значимых регулярных внутрисуточных возмущений. Таким образом, этот метод

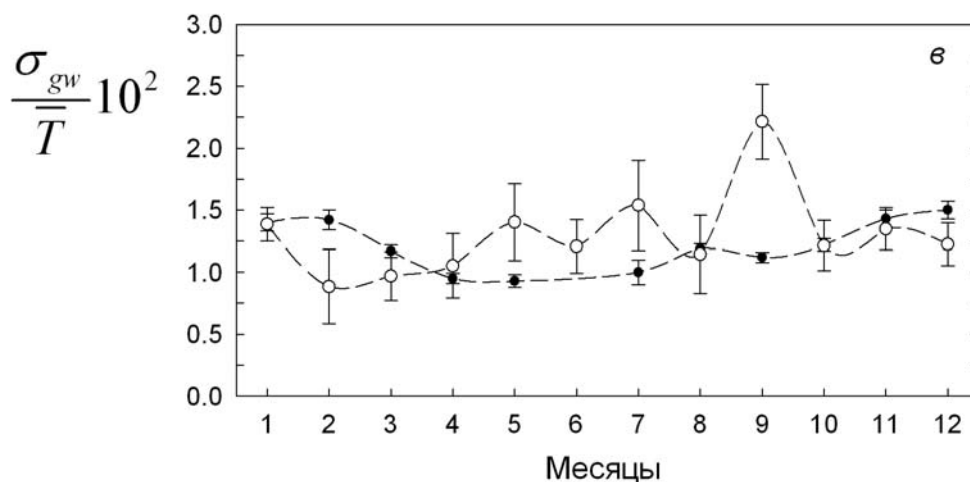


Рис. 3.2.5 [Перминов и др. 2014]. Нормированные на среднюю температуру внутри-суточные стандартные отклонения гидроксильных температур в диапазоне периодов $0.33 \div 6$ ч по данным измерений на ЗНС (55.7° N, 36.8° E; 2000-2011 гг.; черные кружки) и в Торах (52° N, 103° E; 2008-2011 гг.; белые кружки) в зависимости от сезона. Горизонтальные размеры полей зрения составляли 21×40 км (ЗНС) и 21×27 км (Торы).

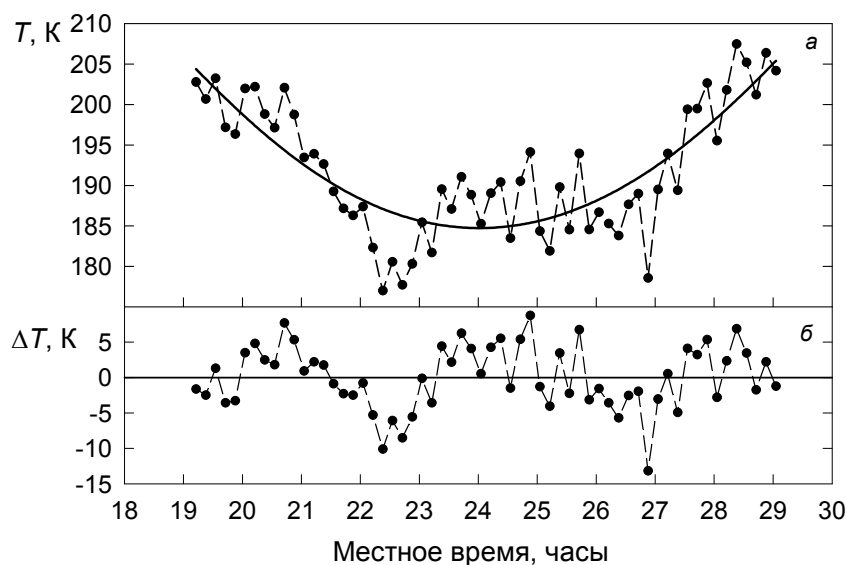


Рис. 3.2.6. [Перминов и др., 2014]: *a* - вариации температуры (точки - 10-минутные измерения) по наблюдениям на ЗНС в течение ночи 9-10.03.2011г.; *б* – температурный ряд остаточных вариаций после вычитания приливных гармоник с периодами 24, 12 и 8 часов. Отсчет времени с 00 ч 9.03.2011 г.

фильтрации одновременно решает задачи частичной компенсации неодинаковой длины измерений, частотной фильтрации и исключения регулярной составляющей из рядов гидроксильной температуры.

Стандартные отклонения или их квадраты, - дисперсии измеряемых величин, не несут информации о пространственных и временных масштабах неоднородностей (хотя определенные ограничения на выявляемые масштабы накладывают время накопления

сигнала и ширина поля зрения). Важность знания этих масштабов иллюстрируется Рис. 3.2.1, на котором показан пример ночного хода вращательных температур гидроксильного слоя, полученных на ЗНС 12-13 марта 1995 г. для измерений, выполненных под зенитными углами 60° (a) и 0° (b) [Pertsev et al., 1999]. Горизонтальное разнесение полей зрения соответствует ~ 150 км. Графики при сильном сглаживании демонстрируют общий фоновый ход, но различные (даже по периодам) колебания вокруг него в диапазоне периодов 1-2 часа, что свидетельствует о присутствии совершенно разных по пространственно-временным свойствам неоднородностей. Внутри ОМ внутрисуточная дисперсия меняется по вертикали. Так, Gardner et al. [2002] приводят график, обобщающий 200 часов измерений с натриевым лидаром в январе 1998 г. на широте 35° N, который показывает, что дисперсия температуры растет до значения 75 K^2 на высоте 88 км, затем падает до 48 K^2 на 97 км и затем снова быстро растет по крайней мере до 100 K^2 на 100 км. Несмотря на то, что эта иллюстрация хорошо выявляет область сильной диссипации волн [Gardner et al. 2002], она же показывает, что внутрисуточное стандартное отклонение температуры меняется по вертикали внутри ОМ почти незаметно. С другой стороны, отметим, что это - усредненное распределение дисперсий, и в отдельные ночи оно могло сильно отличаться от этой обобщенной картины.

Для более полного описания внутрисуточных неоднородностей нужен переход от дисперсий к временным, пространственным и пространственно-временным спектрам и их зависимости от широты, высоты, времени суток, сезона и т.д. Такая работа даже в международном масштабе еще далека от завершения, но отдельные важные результаты уже получены.

На Рис. 3.2.7 показан временной автоспектр вариаций интенсивности гидроксильного излучения для узкоугольного и широкоугольного каналов измерений в зените. Диаметры полей зрения на высоте гидроксильного слоя равны примерно 6 и 70 км. Узкоугольное осреднение подавляет неоднородности с горизонтальными масштабами $< \sim 3$ км, а широкоугольное - $< \sim 40$ км. Тот факт, что узкоугольный автоспектр примерно на порядок больше широкоугольного, означает, что основная часть неоднородностей, создающих наблюдаемые на широком канале вариации интенсивности гидроксильного излучения, имеет горизонтальные масштабы от 3 до 40 км.

Похожие графики степенного вида с показателями от $-5/3$ до -2 были получены для временных спектров плотности воздуха и горизонтальной скорости ветра в ОМ по лидарным и радарным данным. Эти два метода позволяют сравнительно просто получить

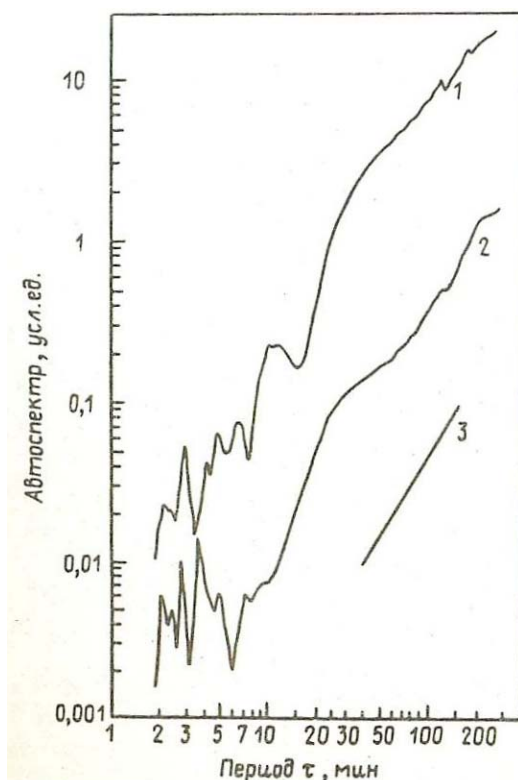


Рис. 3.2.7 [Суходоев и др. 1989]. Автоспектр относительных (т.е. нормированных на среднее) вариаций интенсивности гидроксильного излучения для узкоугольного (4° , кривая 1) и широкоугольного (43° , кривая 2) каналов измерения в зените. По данным измерений 16.09.1985 г. на 44° N, 43° E. Для сравнения дана зависимость с показателем степени $5/3$ (линия 3).

и спектр по вертикальным волновым числам. В общем и целом такие спектры также удовлетворяют степенному закону (с показателем около -3) [Beatty et al., 1992].

Под нерегулярной **внутрисезонной** изменчивостью в настоящей работе понимается изменчивость с характерными периодами от 2-3 дней до 2-3 месяцев. Термин «внутрисезонная» позволяет исключить из рассмотрения амплитудные и фазовые искажения самих сезонов (по сравнению со среднемноголетним годовым циклом), относя последние к **межгодовой** изменчивости. Нерегулярная внутрисезонная изменчивость обеспечивается в основном планетарными волнами (см. подробнее в разделе 4.2.), хотя существуют также внутрисезонные возмущения среднезональной температуры и других характеристик и внутрисезонные локальные возмущения ОМ, которые планетарными волнами не описываются.

Пример внутрисезонных возмущений в среднезональной температуре ОМ показан на Рис. 3.2.8, где хорошо видны отклонения температуры то в одну, то в другую сторону от плавной сезонной кривой с нерегулярными периодами в диапазоне 2-10 дней. Сравнивая

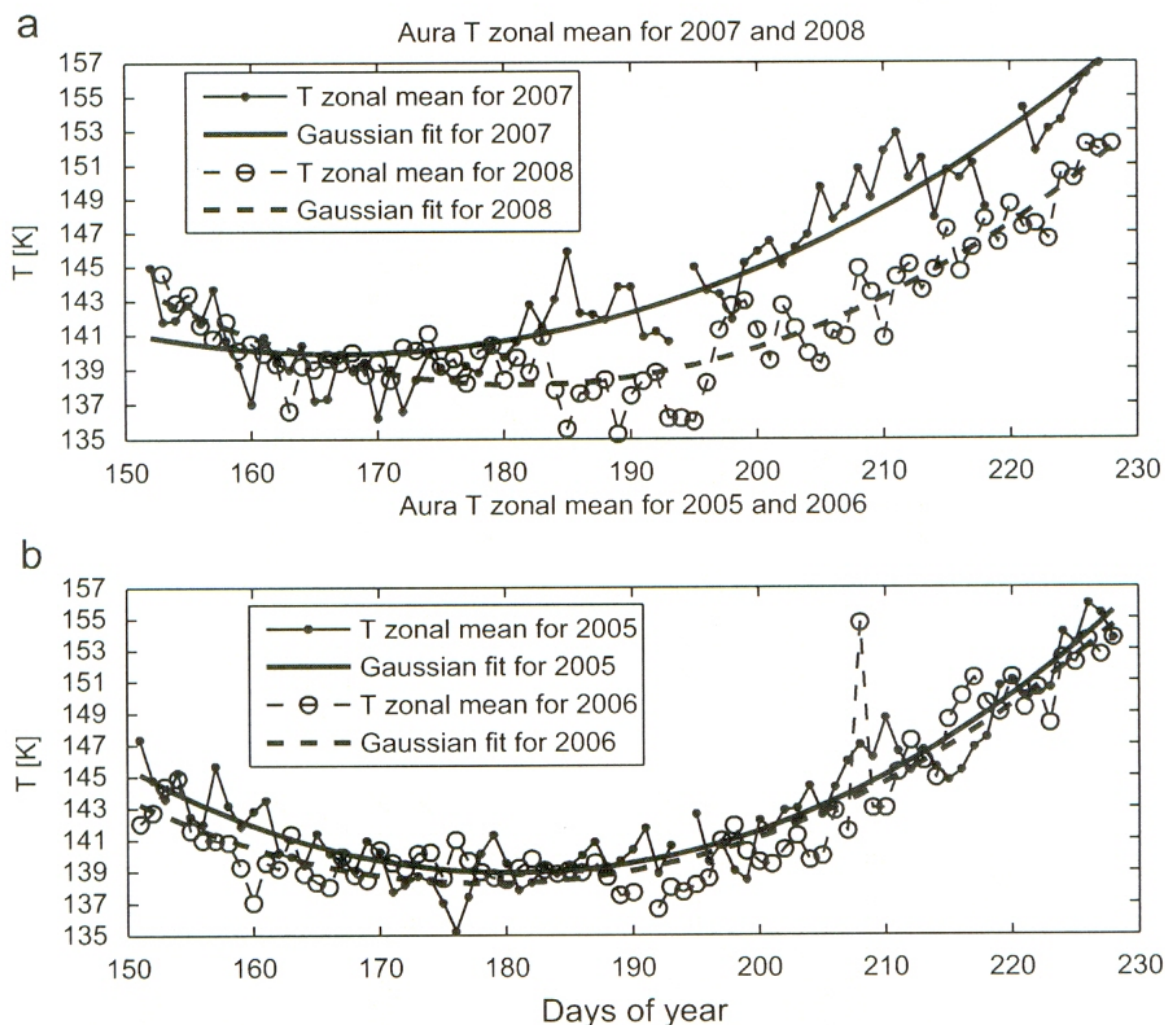


Рис. 3.2.8 [Dalin et al., 2011]. Межгодовые вариации (различные кривые) и внутрисезонная изменчивость (отклонения от кривых) для среднезональной температуры на барической высоте 0.46 Па (~ 85 км) и широте 60° N по данным MLS/Aura в летние сезоны 2005-2008 гг.

этот рисунок с Рис. 2.1.4, 2.1.5 для тех же широты, высоты и сезонов, отметим, что внутрисезонные вариации среднезональной температуры в несколько раз меньше, чем температуры в любом конкретном географическом пункте. Это свойство выполняется в общем и целом для всех сезонов и объясняется распространением бегущих планетарных волн.

Внутрисезонные локализованные вариации температуры и других характеристик ОМ, по-видимому, менее типичны для ОМ в целом, но типичны для районов с локально-обособленными источниками возмущений, прежде всего, орографическими. Как показали специально организованные самолетные измерения 1981 г. (в которых автор участвовал), гидроксильная температура над районом Уральского горного хребта повышается на ~ 15 К в тех случаях, когда ветер нижних уровней тропосферы направлен поперек горного хребта (см. Рис. 3.2.9.). Область повышенной температуры в гидроксильном слое сдвинута

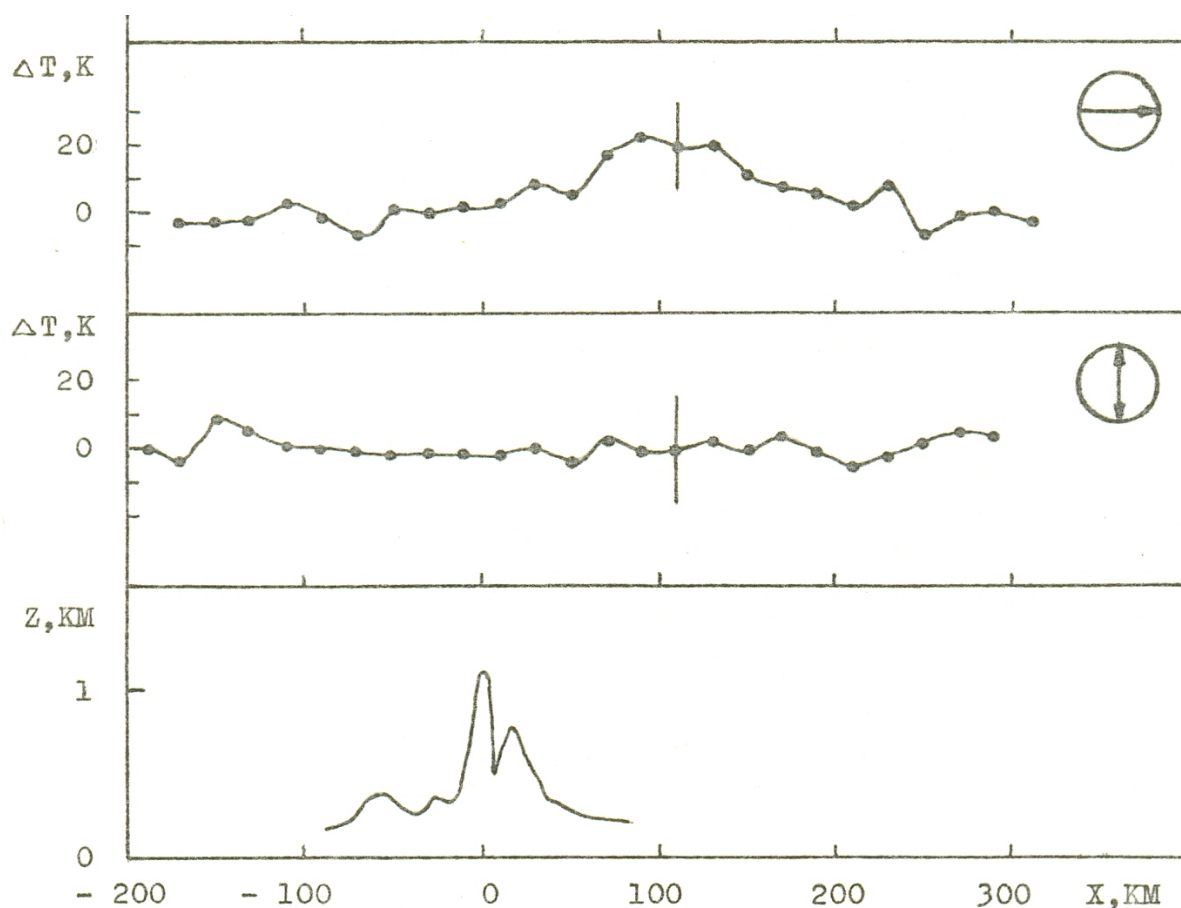


Рис. 3.2.9 [Шефов и др. 1983]. Сечения возмущения гидроксильной температуры (верхняя и средняя панели) и горного рельефа (внизу) поперек Уральского горного хребта по данным самолетных измерений в январе-феврале 1981 г. Полеты производились вдоль параллели 64° N. Восток – справа. Для повышения статистической достоверности эффекта сигнал осреднялся по 5 ночам, когда ветер на высоте полета (~ 3 км) был направлен с запада, т.е. поперек хребта (верхняя панель) и по 7 ночам, когда он дул вдоль горного хребта (средняя панель).

относительно горного хребта на ~ 100 км и имеет ширину $< \sim 100$ км. Этот результат [Шефов и др. 1983] показывает, что в зависимости от действия источника орографических возмущений и от условия их распространения вверх (об этом подробнее в разделе 4.3) в ОМ вблизи горных хребтов могут то возникать, то исчезать локальные области возмущенной температуры. Эта локальная изменчивость должна иметь внутрисуточный и внутрисезонный масштабы времени, поскольку такими масштабами изменчивости обладают и приземные ветры, создающие орографические возмущения источники, и фоновые ветры средней атмосферы, регулирующие их распространение в ОМ.

Для получения временных рядов, описывающих внутрисезонные возмущения, необходимо исключение годового и суточного циклов. Пример такого исключения показан на Рис. 3.2.10.

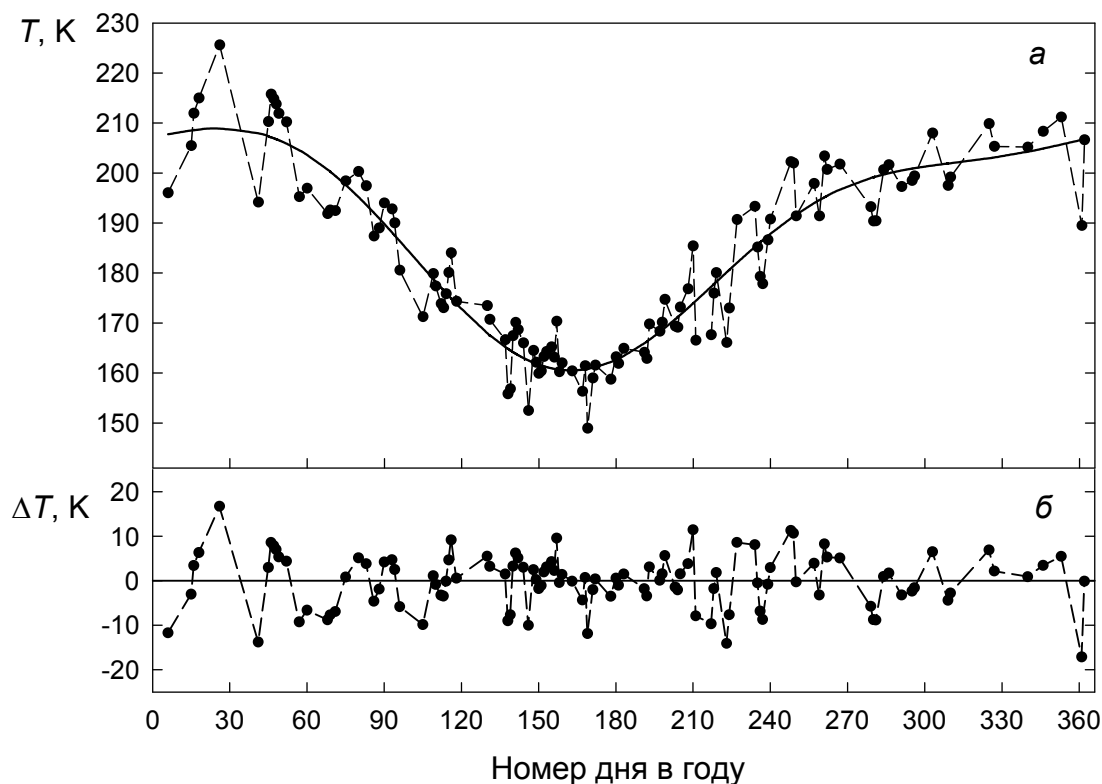


Рис. 3.2.10. [Перминов и др., 2014]: *а* - средненочные значения околуполуночных гидроксильных температур (точки), полученные на ЗНС в 2011 г. Сплошная линия – сезонный ход, описываемый суммой первых трех гармоник сезонных вариаций. *б* - остаточные отклонения температуры (ΔT) после вычитания гармоник сезонных вариаций.

Оценки относительных (т.е. нормированных на среднюю температуру) стандартных отклонений внутрисезонных вариаций гидроксильной температуры по данным многолетних измерений на ЗНС (55.7° N , 36.8° E ; 2000-2011 гг.) и в Торах (52° N , 103° E ; 2008-2011 гг.) приведены в Таблице 3.2.1. Таблица показывает, что относительные стандартные отклонения практически одинаковы в оба полугодия. Зимой, когда средняя температура ОМ выше, больше и разброс температуры. Отчасти это, по-видимому, связано с внезапными стратосферными потеплениями (ВСП), - мощными кратковременными перестройками среднеатмосферной циркуляции, затрагивающими ОМ высоких и средних широт в зимний период. Во время и после ВСП выявляются значительные осцилляции температуры ОМ с периодом несколько суток [Shefov 1973], наблюдаются также вариации и других характеристик ОМ. Вариации гидроксильной температуры и интенсивности гидроксильной и кислородной эмиссий по данным спектрографических измерений на ЗНС в течение десяти зим (2000-2010) с ВСП показаны на Рис. 3.2.11-12 [Перцев, Перминов 2011]. В качестве примера рассмотрим вариации интенсивностей полос $\text{OH}(6-2)$ и $\text{O}_2\text{A}(0-1)$ и температуры гидроксила в течение зимнего периода 2008-2009 гг. В этот период в стратосфере наблюда-

Таблица 3.2.1. [Перминов и др. 2014]. Относительные стандартные отклонения внутрисезонных вариаций гидроксильной температуры для двух полугодий.

Место наблюдения	Период	$\frac{\sigma_{dd}}{T} 10^2$
ЗНС	Октябрь-март	3.44 ± 0.25
	Апрель-сентябрь	3.16 ± 0.14
Торы	Октябрь-Март	5.75 ± 0.33
	Апрель-сентябрь	5.19 ± 0.44

лось мощное внезапное потепление (на ~ 50 К на высоте ~ 30 км в период 22-24 января 2009 г.), сопровождавшееся четко выраженным обращением зонального ветра. Представленные графики показывают резкое увеличение значений исследуемых характеристик в межсуточном их поведении, возникающее через неделю после максимума ВСП. Кроме этого, также на графиках виден и некоторый минимум в температуре гидроксидов в ходе развития стратосферного потепления. Поскольку эти черты ВСП несколько отличаются от одного зимнего сезона к другому, было произведено усреднение эмиссионных данных, полученных в периоды внезапных стратосферных потеплений за 11 лет, методом наложенных эпох (следуя [Shefov, 1973]).

В представляемом здесь анализе [Перцев, Перминов 2011; Перминов, Перцев 2013] значения интенсивностей полос $O_2A(0-1)$ и $OH(6-2)$, а также вращательной температуры гидроксидов, полученные с экспозицией 10 минут, усреднялись за ночь. Кроме того, в результате статистической обработки были получены стандартные отклонения температуры

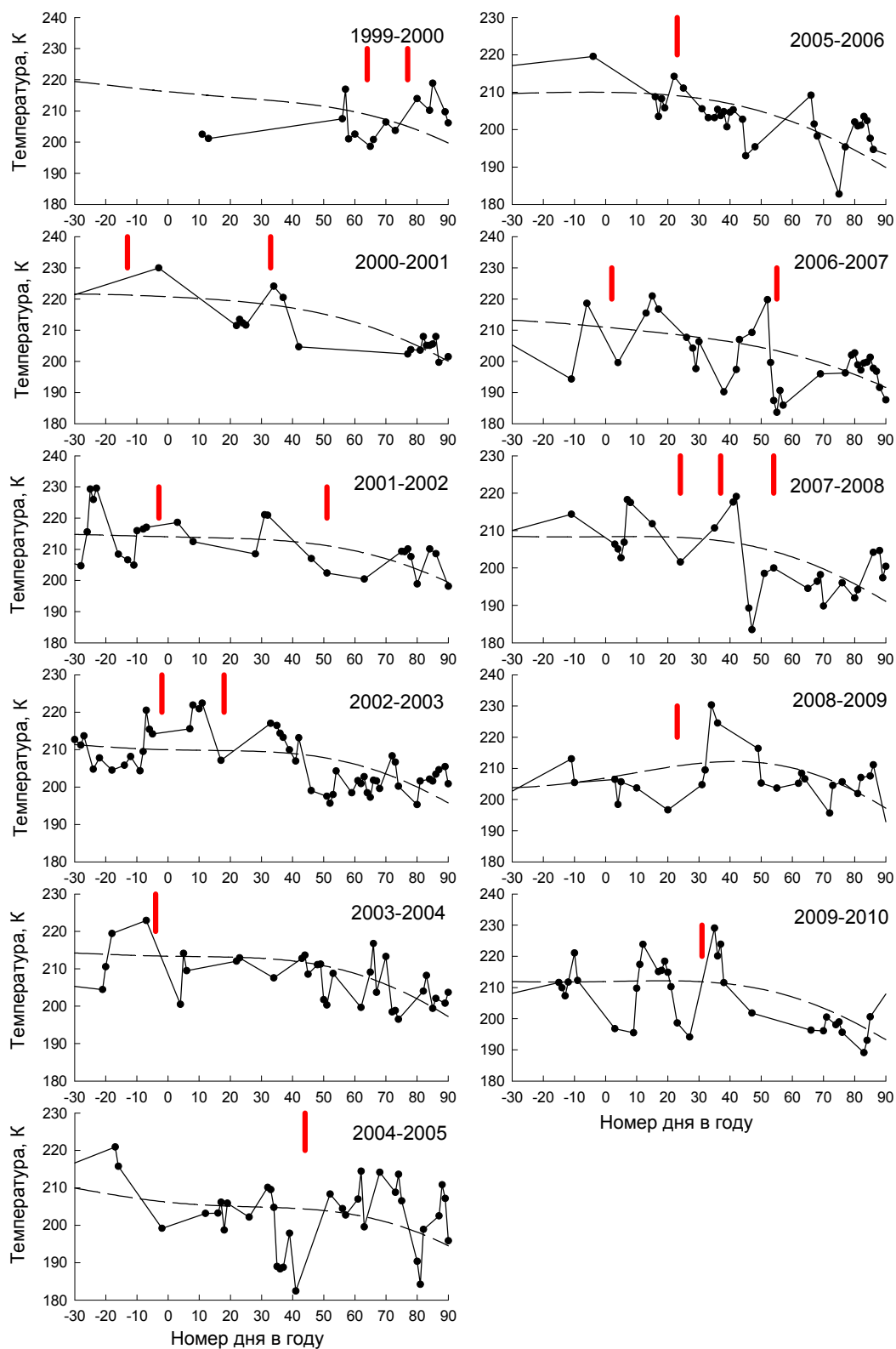


Рис. 3.2.11. [Перцев, Перминов 2011]. Температура гидроксильного слоя во время ВСП по данным спектрофотометрических измерений на ЗНС. Красные толстые вертикальные линии – стратосферные максимумы ВСП. Штриховая линия сглаживает внутрисезонные колебания температуры. Нумерация дней дана относительно 00 ч 1 января.

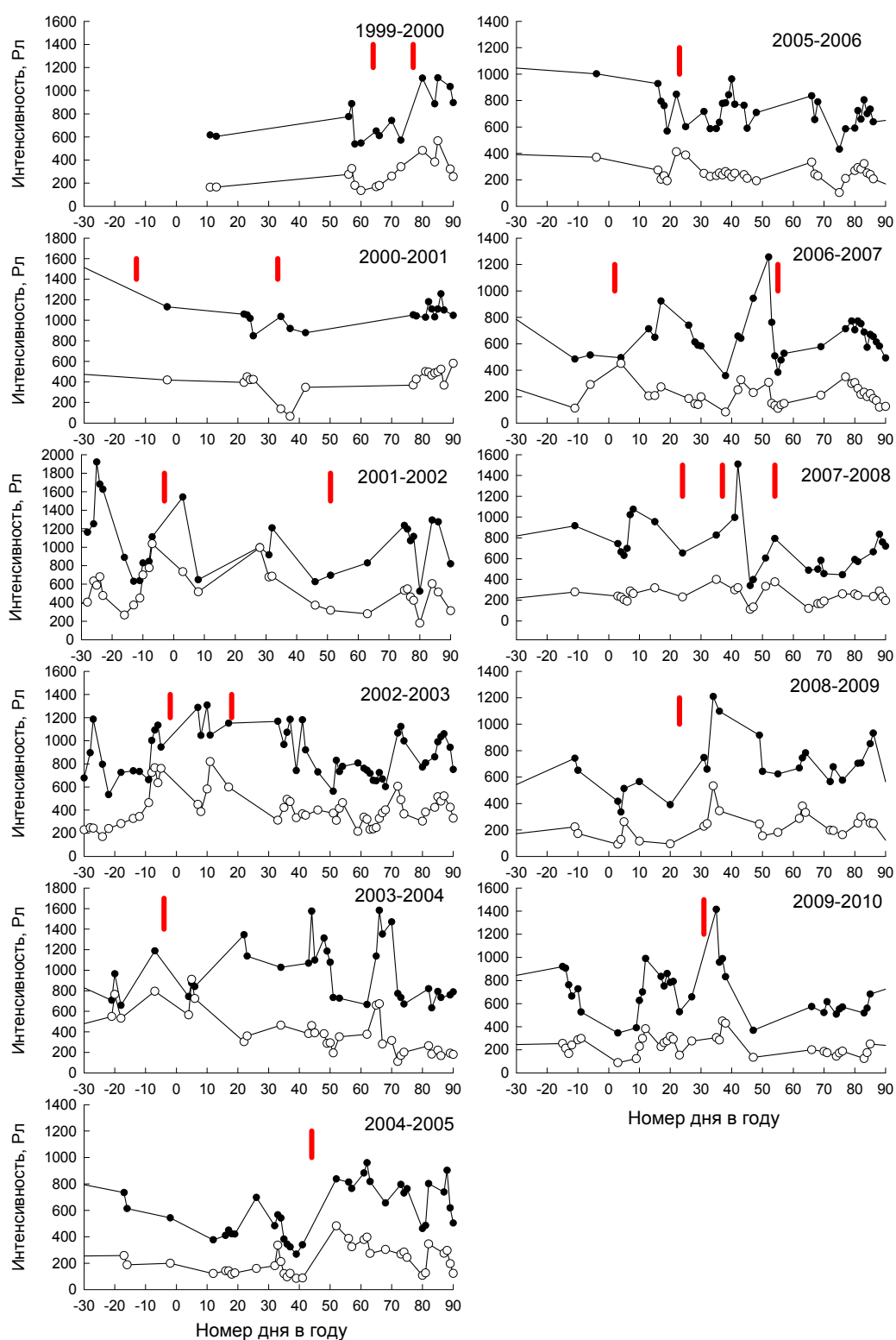


Рис. 3.2.12. [Перцев, Перминов 2011]. То же, но для интенсивностей эмиссий. Точки – среднечасовые интенсивности полосы OH(6-2), кружки – полосы O₂ A(0-1).

(σ_T) от ее средненочного значения для каждой ночи. Хотя влияние флуктуаций темнового тока на точность определения вращательной температуры было не велико, тем не менее, его вклад при определении стандартного отклонения температуры учитывался. Полученные стандартные отклонения являются результатом вариаций температуры вследствие приливных колебаний и распространения АГВ и могут быть взяты как индикатор волновой активности в течение ночи [Gavrilov et al., 1995; Offermann et al., 2009]. Для анализа были взяты σ_T только для ночей, в течение которых длительность измеряемого температурного ряда была не менее 3 часов. Внезапные стратосферные потепления определялись по среднезональным температурным и ветровым данным для полярной области (60-90° N) стратосферы, представленным Центром климатического прогнозирования Национальной службы погоды США (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere>). За период 2000-2010 гг. можно отметить 18 стратосферных потеплений, половина из которых классифицируется как значительные внезапные стратосферные потепления. Такие потепления характеризуются положительным широтным градиентом температуры на уровне 10 гПа (высотах около 30 км) и изменением на широте 60° N зонального ветра от направленного к востоку до противоположно направленного.

Усредненный результат представлен на Рис. 3.2.13. На шкале времени за ноль принят день температурного максимума ВСП на уровне 10 гПа (~30 км). Поскольку усреднение проводилось с временным окном 3 дня, то каждой точке на рисунке соответствует более 15 средненочных значений измеренных эмиссионных характеристик. На Рис. 3.2.13 (в) для удобства анализа показаны отклонения температуры относительно ее многолетнего (2000-2010 гг.) сезонного хода. Поскольку ВСП развиваются достаточно длительное время, то чтобы проследить закономерности поведения эмиссионных характеристик в данный период, для их анализа взят 30-дневный промежуток - 15 дней до и 15 дней после максимума ВСП. На рисунке видно, что период времени, относящийся к максимуму ВСП, сопровождается минимумами в температуре (понижение на 12 К относительно ее значения для начала анализируемого временного интервала) и интенсивностях эмиссий (понижение на 100 Рл для $O_2A(0-1)$ и на 200 Рл для $OH(6-2)$). Через 4-6 дней после максимума ВСП во всех случаях наблюдаются максимумы в характеристиках мезопаузы: интенсивностях ее эмиссий (1.7-2 раза относительно их минимальных значений), температуре (около 17 К относительно минимума) и волновой активности в течение ночи (повышение в 1.5 раза). Роль планетарных и гравитационных волн в формировании отк-

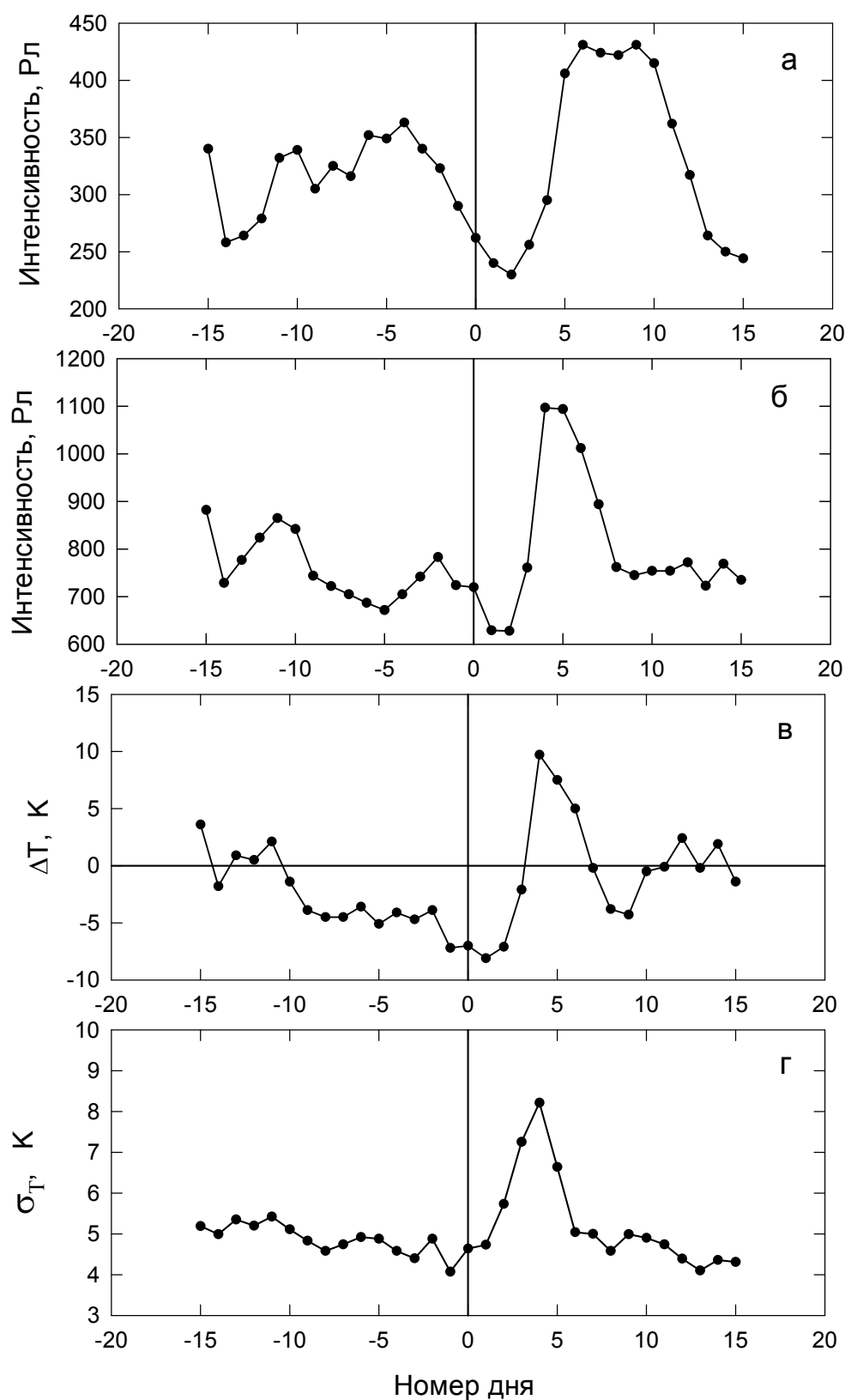


Рис. 3.2.13. [Перминов, Перцев, 2013]. Вариации интенсивностей полос $O_2A(0-1)$ (а), $OH(6-2)$ (б), температуры гидроксила (в) и ее стандартного отклонения за ночь (г) во время стратосферного потепления по измерениям на ЗНС в 2000-2010 гг. Температурные вариации даны как отклонения от сезонного хода температуры.

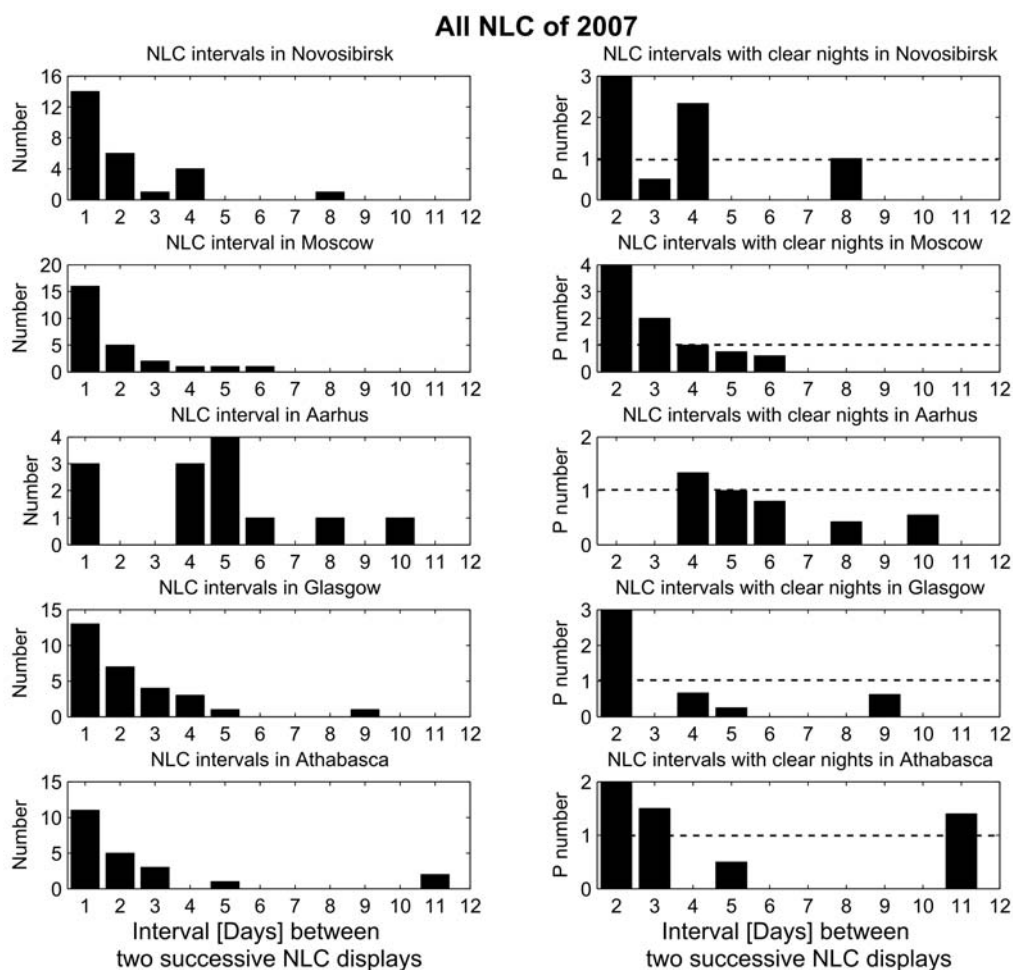


Рис. 3.2.14. Распределение временных интервалов двух последовательных появлений С.О. в Новосибирске, Москве, Аархусе, Глазго и Атабаске в 2007 г. [Dalin et al., 2008]. Гистограммы слева построены без учета погодных условий. Гистограммы справа обеспечивают эффективный учет погодных условий.

лика ОМ на ВСП обсуждается в разделе 4.5 диссертации.

Появление и яркость С.О. также демонстрируют внутрисезонную изменчивость. Два наиболее известных результата по внутрисезонной изменчивости С.О. – это антиковариация появлений С.О. с суточными суммами магнитного K_p – индекса [D’Angelo, Ungstrup 1976] и склонность появлений С.О. к повторениям через 5 дней [Gadsden 1985; Шефов и Семенов 2004] или 5-6 дней [Sugiyama 1998]. Вопрос о повторных появлениях был исследован на новом уровне после создания в северном полушарии сети автоматической фотосъемки серебристых облаков (см. раздел 1.2). В [Dalin et al., 2008] построены гистограммы распределения временных интервалов между последовательными появлениями С.О. в 2006 и 2007 гг. во всех пунктах сети, без поправок и с поправками на погодный фактор. Соответствующие гистограммы для 2007 г. из [Dalin et al., 2008] показаны на Рис. 3.2.14. и 3.2.15. Обращает на себя внимание повышенная повторяемость С.О. через двое суток и в меньшей степени через 4-5 суток (для ярких С.О. через двое суток и в меньшей степени

через 4-6 суток). Аналогичный анализ для 2006 г. выявил пик повторяемости через 2 суток, но пик на 4-6 суток проявлялся лишь в отдельных пунктах сети. Общим для сезонов 2006 и 2007 г. стал пик повторяемости С.О. через 2 суток. Анализ показал также повышенное число одновременных (точнее, в ту же ночь) появлений С.О. на всем широтном круге 58-63° [Dalin et al., 2008] (вероятность таких одновременных появлений оказалась гораздо больше, чем это должно было быть при независимых друг от друга случайных появлениях). В разделе 4.2. показано, как эти выводы объясняются с точки зрения планетарных волн.

Важной чертой внутрисезонной изменчивости С.О. является пространственный масштаб наблюдаемых полей С.О. Специальное исследование ковариации появлений С.О. в районе Москвы и в Дании [Dalin et al. 2006b] показало, что характерный горизонтальный масштаб полей С.О. не превышает 800 км.

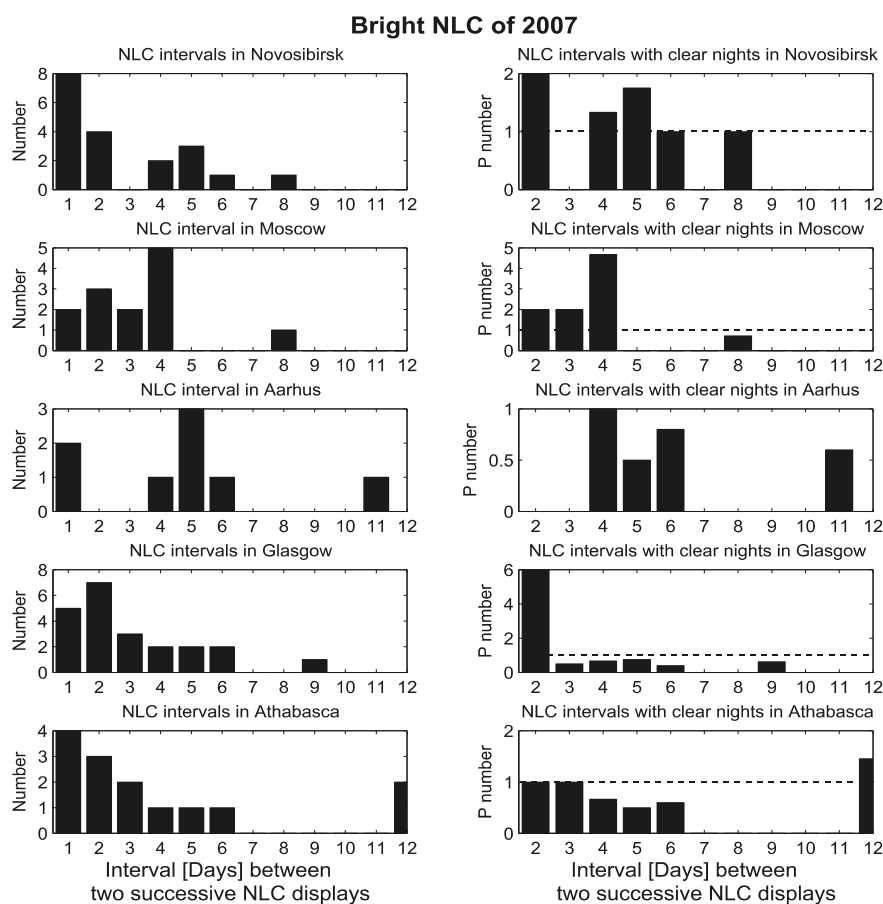


Рис. 3.2.15 [Dalin et al., 2008]. То же, что на Рис. 3.2.14, но для ярких С.О.

3.3. Межгодовая изменчивость по данным гидроксильной температуры и сезонным характеристикам активности серебристых облаков

Для выделения межгодовых вариаций из данных измерений предварительно отфильтровываются среднемноголетний сезонный ход и среднемноголетний суточный ход. Пример многолетнего хода среднесезонных отклонений гидроксильной температуры для зимнего и летнего сезонов показан на Рис. 3.3.1. Он демонстрирует значительный вклад солнечного цикла в межгодовую изменчивость. Данные, показанные на Рис. 3.3.1., позволяют оценить и сравнить дисперсии температуры за счет межгодовых вариаций зимой и летом и линейно-регрессионный вклад в них солнечного цикла (Табл. 3.3.1).

Таблица 3.3.1. Дисперсия температуры ОН*-слоя за счет межгодовой изменчивости и вклад солнечного цикла в них. По данным спектрофотометрических измерений на ЗНС в 2000-2013 гг.

Составляющая межгодовой дисперсии температуры	Оценка для зимы	Оценка для лета
Полная межгодовая дисперсия	17 K ²	6 K ²
То же после вычитания эффекта солнечного цикла из данных	7 K ²	4 K ²
Вклад солнечного цикла в межгодовую дисперсию	10 K ²	2 K ²

Из рисунка и таблицы видно, что зимняя межгодовая дисперсия примерно втрое больше летней, и что вклад солнечного цикла в нее составляет 30-60%. Тот факт, что существует сдвиг фаз между солнечным циклом и межгодовыми колебаниями гидроксильной температуры, и что он отличается знаком для зимы и для лета, означает, по-видимому, преобладание непрямого воздействия солнечной активности на область мезопаузы, а проводимого через циркуляционные процессы в средней атмосфере, существенно отличающиеся зимой и летом.

Остаток межгодовой изменчивости после вычитания солнечного цикла (Рис. 3.3.1 б) может быть обязан земным и другим космическим влияниям (см. раздел 3.1), в том числе и солнечным, которые могут не описываться линейной регрессией с индексами солнечного цикла, а также планетарным колебаниям, затрагивающим многие слои атмосферы, на периодах более года. Среди последних наиболее известно Квазидвухлетнее Колебание

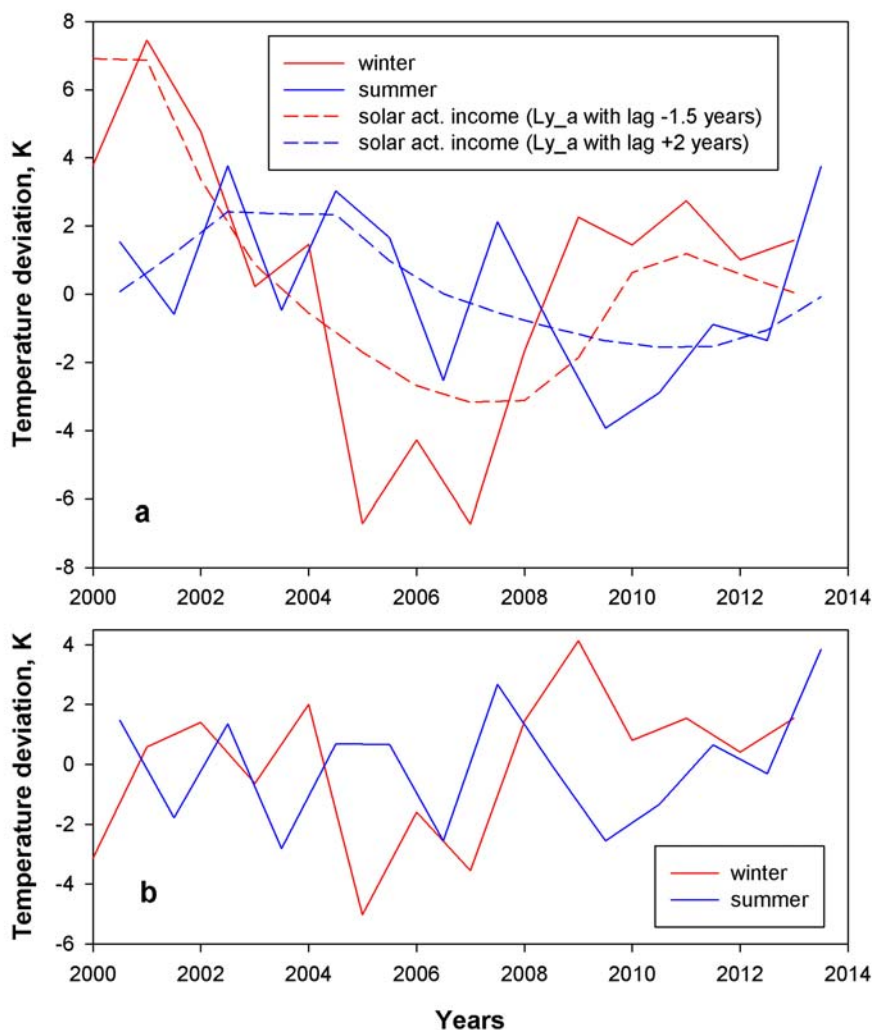


Рис. 3.3.1. Межгодовые вариации температуры ОН*-слоя по данным спектрофотометрических измерений на ЗНС. Панель (а) показывает среднесезонные отклонения температуры (сплошные красные линии для зимнего сезона, синие – для летнего) от среднемноголетнего сезонного хода (среднемноголетний суточный ход для зимних данных также исключен). Штриховыми линиями показан линейно-регрессионный вклад солнечной активности, представленный индексом $Ly-\alpha$ в температурные кривые. Для наилучшей корреляции индекс $Ly-\alpha$ сдвинут на 1.5 года¹ назад для зимы и 2 года вперед для лета. Летний сезон: 16 мая- 16 августа, зимний – 16 ноября- 14 февраля. Нумерация зим идет по году окончания зимы. Панель (b) дает те же среднесезонные отклонения температуры, но за вычетом вклада в них солнечной активности, показанной на панели (а).

(КДК). Оно представляет собой квазипериодический процесс с довольно сильно изменяющимся периодом, составляющим в среднем 2,3 года, кардинально меняющий широтное и высотное распределение зонального ветра и температуры во всей средней атмосфере. В частности, температура среднеширотной и высокоширотной мезопазуы оказывается связанной в КДК с экваториальным стратосферным зональным ветром [Espy

¹ Имеется в виду сдвиг между серединами окон осреднения данных. Для T_{OH} окно осреднения имеет ширину 3 мес., для $Ly-\alpha$ -12 мес.

et al. 2010]. Большинство исследователей по традиции используют в качестве маркера фазы КДК знак экваториального зонального ветра на барической высоте 40 гПа². Фаза КДК называется западной или восточной, когда ветер на этой высоте дует с запада или востока соответственно. Однако, как показано в [Gabis, Troshichev, 2008], такой подход является чисто формальным и мешает отслеживать процесс смены фаз и изменения вертикальной структуры в КДК. Изменение вертикальной структуры зонального экваториального ветра за время одного цикла КДК изображено схематически на Рис. 3.3.2.

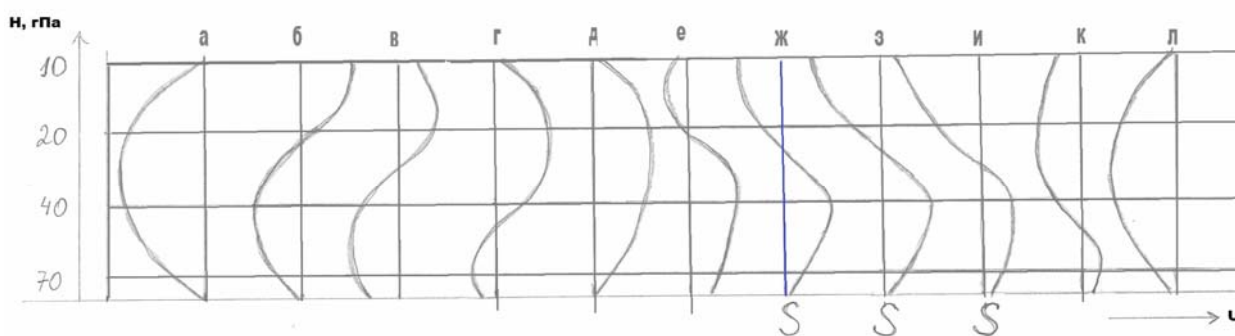


Рис. 3.3.2. Схема изменения вертикальной структуры экваториального зонального ветра в КДК (по Габис и Трошичеву [2011]). Последовательность профилей (а) –(л) составляет замкнутый цикл КДК. Буквой S обозначены профили, соответствующие периоду стагнации.

Важной чертой цикла КДК является постепенное уменьшение высоты экстремумов зонального ветра и областей сильного сдвига, которые видны на Рис. 3.3.2. Это понижение не является равномерным. Согласно [Gabis, Troshichev, 2008], ключевым для понимания периодичности КДК является период стагнации (профили ж, з, и) западной фазы, в течение которого понижение области сильных сдвигов прекращается. Недавно выяснилось, что если за начало отсчета КДК принять начало периода стагнации, продолжительность цикла КДК принимает не какие угодно, а только три возможных дискретных значения, 24, 30 или 36 месяцев, причем начало и конец цикла приходится всегда либо на декабрь (январь), либо на июнь (июль) [Габис и Трошичев 2011]³.

Участие космических причин в генерации и выборе продолжительности КДК широко обсуждается специалистами. Сам факт такого влияния в последнее время никем не оспаривается, однако подходы и модели, описывающие это влияние, сильно различаются. Согласно эмпирической модели Кононовича и Шефова [2003], каждый пуг КДК возникает в атмосфере Солнца одновременно с каждым 11-летним циклом Швабе и продолжается 22 года в виде квазипериодических осцилляций с уменьшающимися периодом и амплитудой,

² В [Погорельцев и др. 2014] вместо барической высоты 40 гПа используется высота 30 км (~ 10 гПа), как высота наибольшей изменчивости экваториального зонального ветра

³ По-видимому, существует процесс синхронизации КДК годовым циклом [Груздев и Безверхний 1999].

которые описываются функцией Эйри. Отклонения периодов КДК от среднего происходят согласно этой модели за счет интерференции цугов функций Эйри двух 11-летних циклов, при этом стохастичность вносится за счет отклонения интервала между двумя циклами Швабе от стандартного ~ 11 -летнего периода. Sidorenkov и Zhigailo [2013] описывают КДК как комбинационное колебание, возникающее вследствие воздействия на атмосферу трех периодических процессов: а) лунно-солнечных приливов с периодом 0,97 года, б) прецессии орбиты месячного обращения Земли вокруг барицентра системы Земля-Луна с периодом 18,6 лет и в) движения перигея этой орбиты (8,85 лет) и таким образом воспроизводят средний период КДК 2,3 года. Наблюдаемые отклонения от этого периода объясняются авторами [Н.С.Сидоренков, частное сообщение, 2014] через влияние посторонних атмосферных процессов. Так или иначе, механизмы космических воздействий должны описывать дискретность периодов КДК. Статистический анализ, проведенный Габис и Трошичевым, позволил им предположить, что управление солнечной активности продолжительностью циклов КДК происходит лишь на этапе периода стагнации и осуществляется за счет выбора длины периода самого периода стагнации из возможных дискретных значений 3, 9 или 15 месяцев [Gabis, Troshichev, 2008].

Хотя КДК описывается прежде всего как циклические изменения среднезональных свойств средней атмосферы, существует мощное влияние фонового зонального ветра на распространение планетарных волн (см. об этом подробнее в разделе 4.2). Поэтому неудивительно, что в «западную» и «восточную» фазы КДК картины планетарных волн в средней атмосфере оказываются разными [Naoe and Shibata 2010]. Несмотря на то, что изменения фонового зонального ветра, связанные с КДК, значительны только в экваториальной области (см. рис.2 в [Погорельцев и др., 2014]), этого оказывается достаточно, чтобы условия высотно-широтного распространения планетарных волн заметно менялись [Погорельцев и др., 2014]. Изучение КДК также очень важно в связи с его ролью [Holton 1980] в возникновении внезапных стратосферных потеплений⁴.

В [Перминов и др. 2014] даны оценки влияния КДК на сезонный ход гидроксильной температуры. Заметнее всего это влияние проявляется в амплитудах годовой ($\sim 8\%$) и полугодовой ($\sim 6\%$) гармоник и заключено в пределах $\sim \pm 2$ К. Квазидвухлетняя периодичность температуры, заметная на Рис. 3.3.1., заставляет предполагать некоторое влияние КДК на вероятность появления С.О. Это влияние достоверно обнаружено von Savigny [2011].

⁴ Согласно анализу данных; воспроизведено также на численной модели (моделирование описано в разделе 4.5).

При изучении межгодовой изменчивости среднесезонных характеристик серебристых облаков берутся временные ряды, составленные из среднесезонных (или суммарных) за сезон значений различных характеристик С.О. В каждый сезон наблюдения проводились по меньшей мере с 3-ей декады июня по 1-ую декаду июля, часто в более широком временном интервале. Таким образом, для указанного трехнедельного периода для московской базы данных были получены ряды следующих величин [Ромейко и др., 2002] :

- s_1 - число ночей с наблюдавшимися С.О.
- s_2 - суммарная яркость за все ночи сезона
- s_3 - число ясных ночей
- s_4 - число полужасных ночей

Величины s_1 и s_2 не являются характеристиками только С.О., поскольку они определяются также погодными условиями за сезон. Поэтому, прежде всего, анализировались ряды двух величин, которые гораздо в меньшей степени подвержены влиянию погодных условий:

$$s_5 = \frac{s_1}{s_3 + s_4}, \text{ оценка вероятности появления С.О. в ясную или полужасную ночь};$$

$$s_6 = \frac{s_2}{s_3 + s_4}, \text{ “среднесезонная яркость”}. \text{ Отметим, что среднесезонная яркость}$$

нормирована не на число ночей с появлением С.О., а на число ясных и полужасных ночей. Примеры межгодовых вариаций рядов s_1 - s_6 показаны на Рис. 3.3.3. Как видно из рисунка, появления С.О. в Западной Европе и в Москве хорошо коррелируют. Однако видна также и явная корреляция между рядами s_1 и $s_3 + s_4$, что подтверждает необходимость проведения погодной коррекции для статистического анализа.

Одним из удобных инструментов совместного анализа поведения двух временных рядов $x_1(t); x_2(t)$ является построение их взаимно-корреляционных

$$CCF(l) = \frac{\overline{(x_1(t) - \bar{x}_1) \cdot (x_2(t+l) - \bar{x}_2)}}{(\sigma(x_1) \cdot \sigma(x_2))^{1/2}} \quad \text{и} \quad \text{автокорреляционных}$$

$$ACF(l) = \frac{\overline{(x_1(t) - \bar{x}_1) \cdot (x_1(t+l) - \bar{x}_1)}}{\sigma(x_1)} \quad \text{функций [Jenkins, Watts 1969]. Надчеркивание означает}$$

осреднение по времени, σ – дисперсия временного ряда. Автокорреляционные функции строятся отдельно для каждого из двух временных рядов.

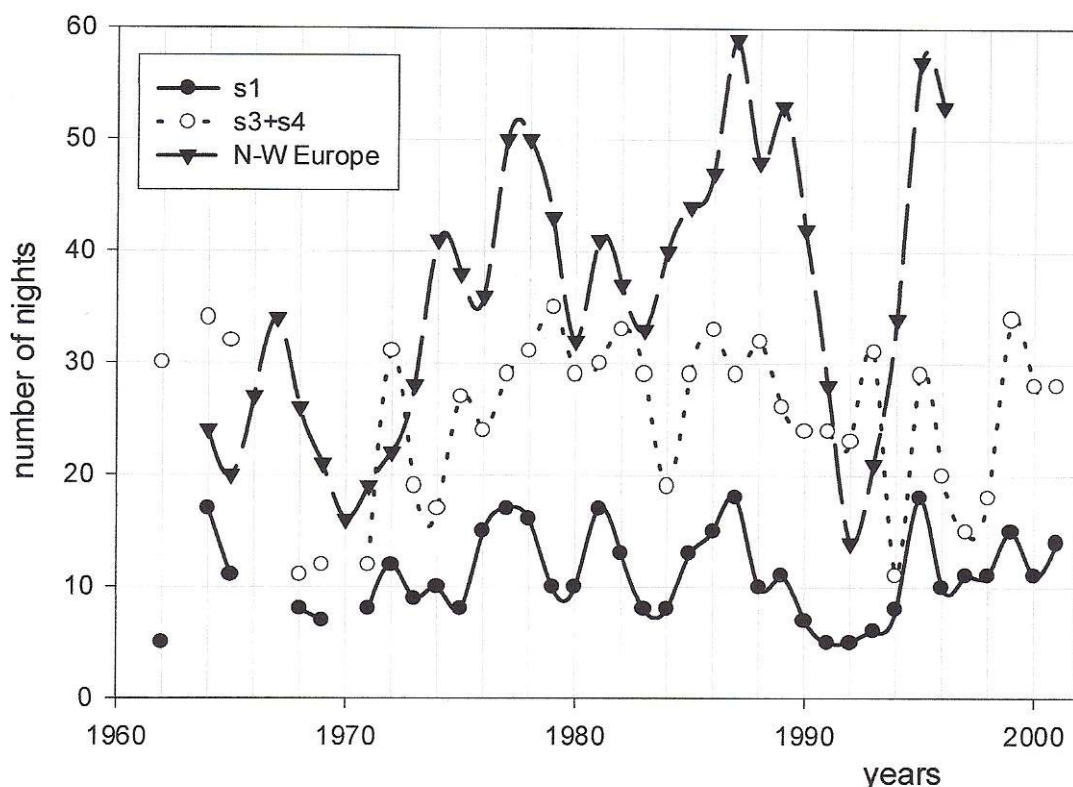


Рис. 3.3.3. [Romejko et al., 2003]. Ряды значений s_1 (нижняя кривая с черными кружками) для московской базы данных, $s_3 + s_4$ (пунктирная кривая с белыми кружками) для московской базы данных и число ночей с зарегистрированными С.О. в северо-западной Европе по данным [Gadsden, 1998] (штриховая линия с треугольниками).

На Рис. 3.3.4 показана автокорреляционная функция среднесезонной яркости С.О. Хорошо заметна периодичность с основным периодом около 10 лет. Этот период близок к основному периоду солнечной активности (сравните с автокорреляционной функцией индекса $F_{10.7}$ на том же рисунке), однако видны и отличия статистических свойств двух процессов [Ромейко и др., 2002; Romejko et al. 2003]. Отсюда следует, что межгодовые вариации характеристик С.О. не полностью контролируются солнечной активностью (по крайней мере, представленной индексом $F_{10.7}$). Рис. 3.3.5 показывает сдвиг фаз процессов s_1 , $s_3 + s_4$, s_5 относительно $F_{10.7}$. Рис. 3.3.6 демонстрирует некоторое отличие основного периодов s_5 и s_6 от периода $F_{10.7}$. Эти свойства временных рядов обсуждаются в разделе 3.4.

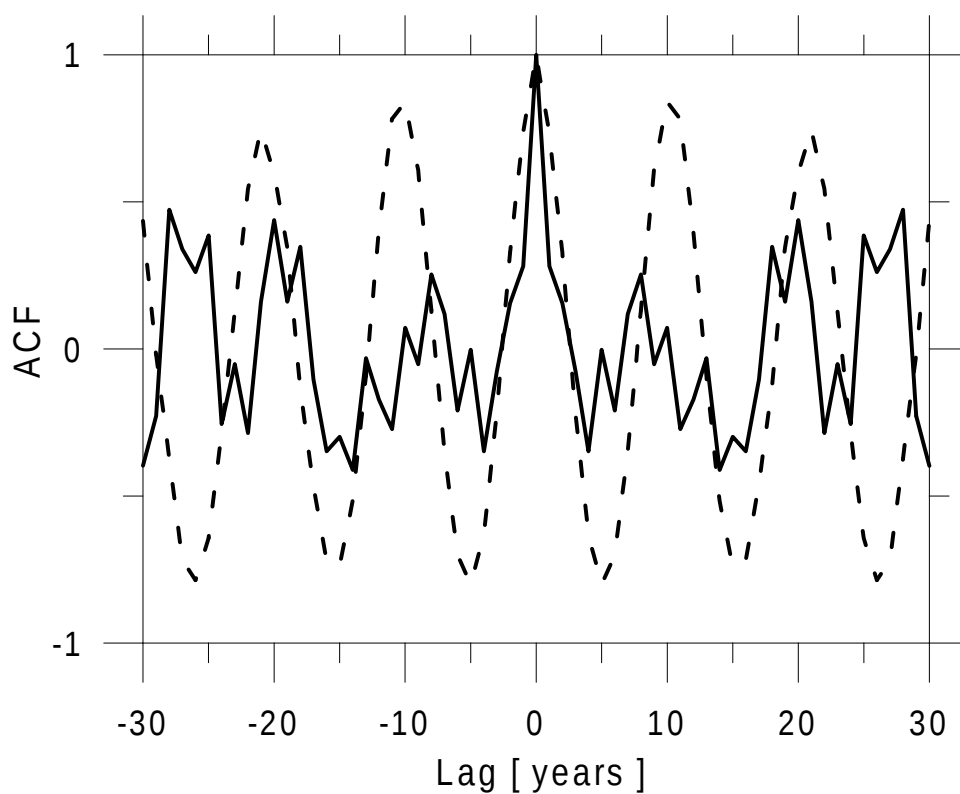


Рис. 3.3.4 [Romejko et al. 2003]. Автокорреляционные функции среднесезонной яркости s_6 С.О. (сплошная) и индекса $F_{10.7}$ (штриховая).

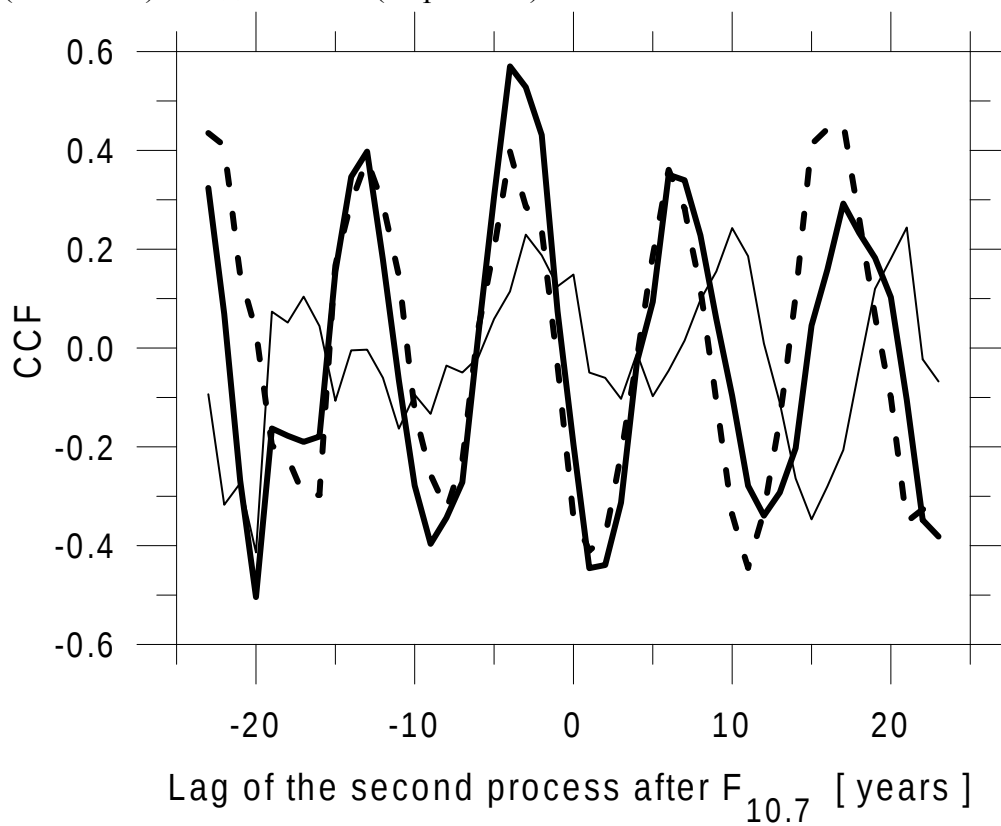


Рис 3.3.5. [Romejko et al. 2003]. Взаимно-корреляционные функции для трех пар процессов: $F_{10.7}$ & s_1 (жирная сплошная линия), $F_{10.7}$ & $s_3 + s_4$ (тонкая линия), $F_{10.7}$ & s_5 (штриховая линия).

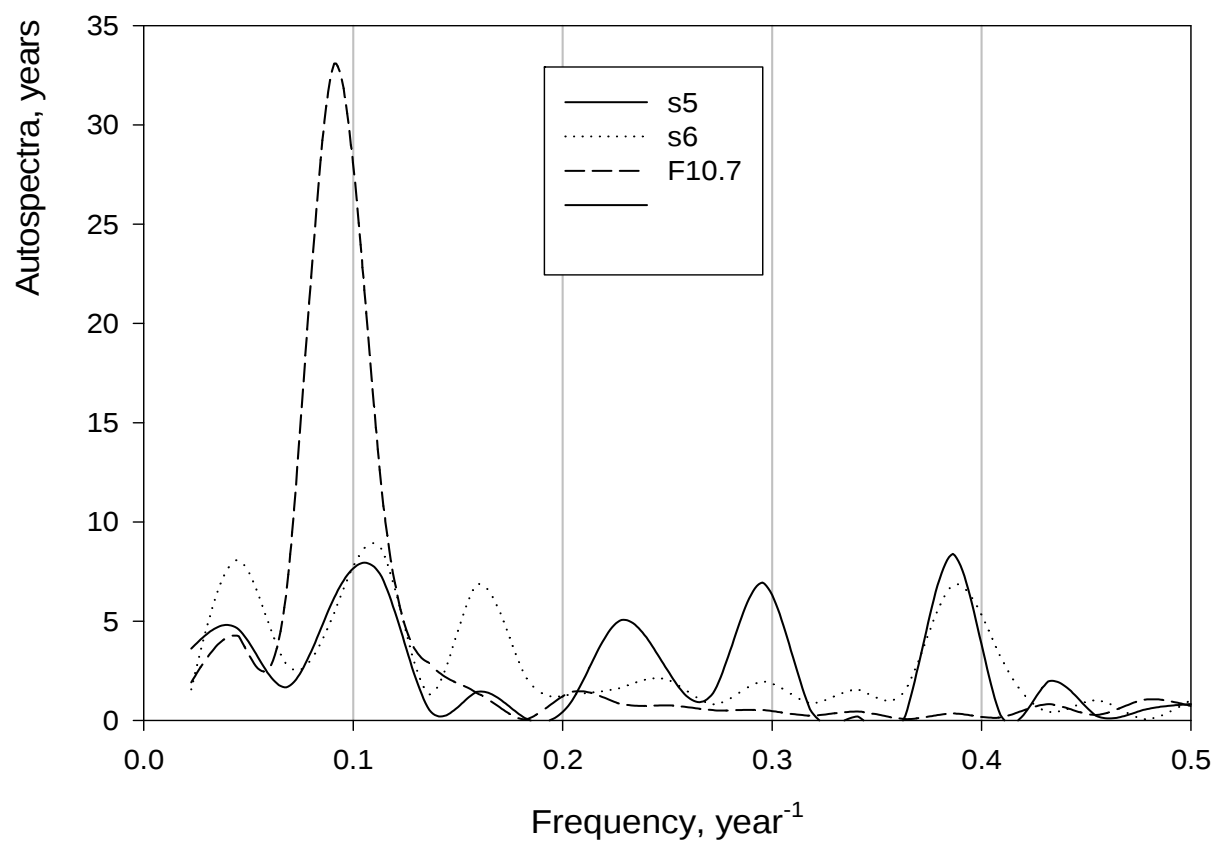


Рис. 3.3.6. [Romejko et al. 2003]. Автоспектры процессов s_5 (вероятности появления С.О. в ясную ночь, сплошная линия), s_6 (нормированная интегральная за сезон яркость С.О., пунктир) и $F_{10.7}$ (штриховая линия).

3.4. Изменение свойств области мезопаузы в цикле солнечной активности

Исследования отклика области мезопаузы на изменения солнечной активности (СА) имеют более чем вековую историю. Так, в 1904 г. Брохом была найдена 11-летняя цикличность в свойствах метеорных следов [Астапович 1958]. Первые указания на изменения характеристик инфракрасных эмиссий ОМ в цикле СА даны Родионовым и др. [1954]. Возможное влияние СА на частоту появления С.О. рассматривалось еще Вестином [Vestine 1934], выразившим сомнение в статистической достоверности полученного им результата. Fogle и Haurwitz [1966] использовали доступные им данные по С.О. за 1885-1964 гг. и не нашли статистически достоверной ковариации с СА. Наконец, Васильев [1967] получил спектр количества ночей с появлениями С.О. в Европейской части СССР по комбинированным данным нескольких каталогов и подборки частных сообщений, в котором выделялся пик, соответствующий периоду 10-11 лет. Это доказывало заметную связь периодичности усилений и ослаблений С.О. с солнечной активностью. Зависимость ветра в ОМ и нижней термосфере от СА была рассмотрена в [Hicks, Justus 1970]. Обзор современных исследований по влиянию СА на температуру ОМ дается в [Beig et al. 2008]. Как было отмечено в разделе 3.1, СА является одним из основных источников изменчивости средней атмосферы. Будучи не вполне регулярным процессом, в моделях средней атмосферы СА учитывается обычно регрессионными зависимостями, иногда с временным запаздыванием. Для параметризации солнечного влияния на измеряемые характеристики области мезопаузы в качестве основного индекса, характеризующего солнечную активность, обычно выбирается (см. [Шефов и др., 2006]) индекс радиоизлучения Солнца $F_{10.7}$ (http://lasp.colorado.edu/lisird/tss/spidr_fl07_adjusted.html), – поток солнечного излучения на длине волны 10.7 см (в единицах sfu, принятых для этого индекса; $1 \text{ sfu} = 10^{-22} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{Гц}^{-1}$). Перепад между среднегодовыми значениями в годы минимума (2008) и максимума (2001) солнечной активности составляет $\sim 120 \text{ sfu}$). В последнее время, имея в виду губительное воздействие солнечного излучения в линии Лайман-альфа ($Ly-\alpha$, 122 нм) на мезосферную воду, в качестве индекса СА широко используется также поток солнечного излучения в этой линии (http://lasp.colorado.edu/lisird/tss/composite_lyman_alpha.html); индексы получены из спутниковых измерений центром данных LASP Interactive Solar Irradiance Data Center (LISIRD)). Как показывает Рис. 3.4.1, поведение обоих индексов в цикле СА весьма похоже, но относительное изменение индекса $F_{10.7}$ заметно больше. В старых работах (напр., [Васильев 1967]) за неимением других индексов использовалось число солнечных

пятен («число Вольфа»). Сведения о других индексах солнечной активности приведены в обзорной статье [Gray et al. 2010].

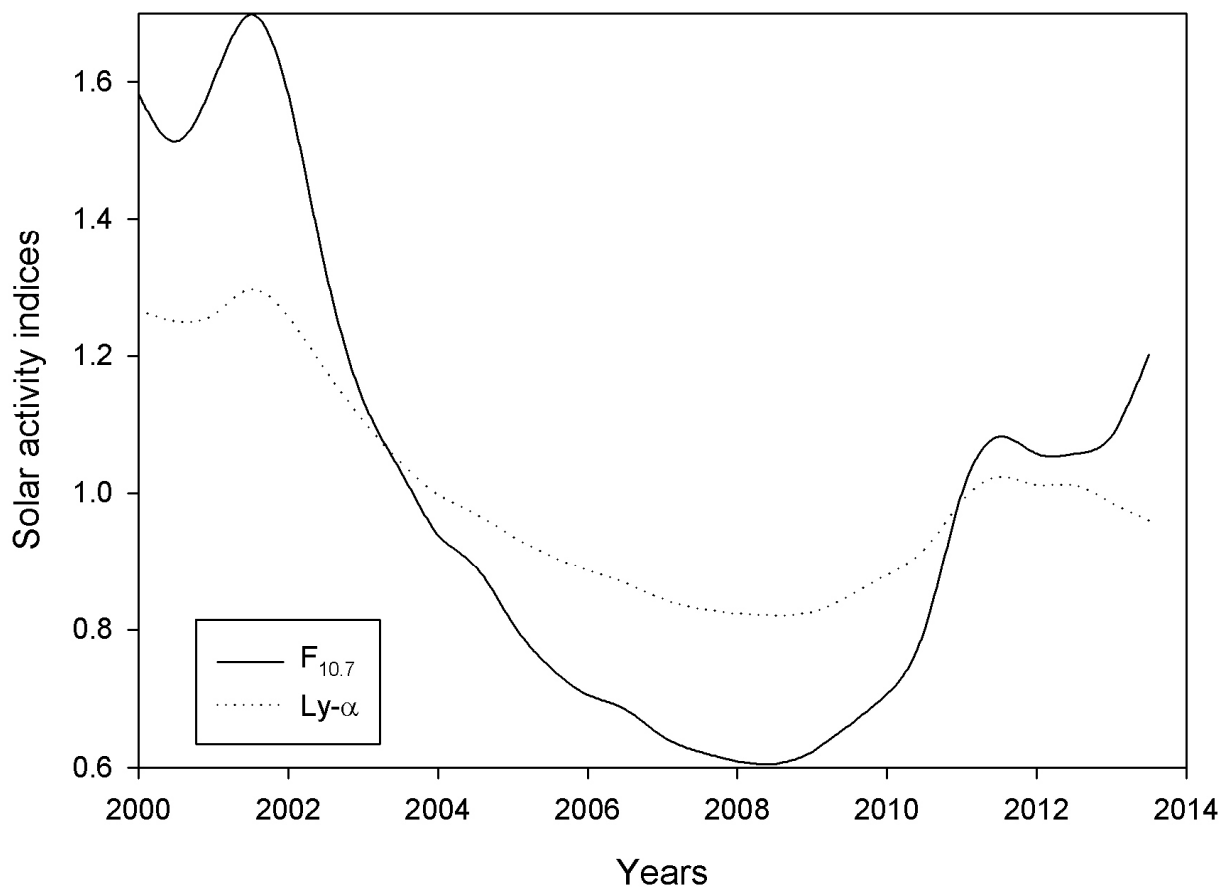


Рис. 3.4.1 Поведение индексов $F_{10.7}$ и $Ly-\alpha$ в 2000-2013 гг. с годовым окном осреднения. Оба индекса нормированы на их среднее за указанный период значение. Нужно отметить, что солнечные максимумы в начале и конце указанного периода заметно слабее обычных максимумов. В среднем за несколько солнечных циклов отношения потоков в максимуме и минимуме при годовом осреднении данных составляют примерно 3 для $F_{10.7}$ и 1.6 для $Ly-\alpha$.

Регрессионные модели влияния СА на температуру гидроксильного слоя предлагались неоднократно, начиная с [Семенов, Шефов 1996], и постепенно уточнялись по мере накопления данных (при этом необходимо учитывать, что, с одной стороны, существуют данные о смене долговременных эпох, в течение которых в атмосфере устанавливается та или иная реакция на вариации солнечной активности и связанного с ней потока галактических космических лучей [Veretenenko, Ogurtsov, 2014], а с другой стороны, из-за постепенного улучшения качества и модификации

методики измерений, сопоставление коэффициентов регрессий, полученных в разные периоды времени, превращается в самостоятельную сложную научную задачу). Полученные регрессионные зависимости демонстрировали слабое место общепризнанных в конце XX века моделей средней атмосферы, таких как [CIRA-1986, Hedin 1991], не учитывавших воздействие СА ниже 95 км.

Регрессионное описание влияния СА в эмпирической модели температуры и плотности среднеширотной средней атмосферы [Semenov et al., 2004]. Основу для создания модели вертикальной структуры температуры и плотности средней атмосферы с учетом СА и многолетних временных трендов составляют профили температуры, сделанные в интервале высот 25-110 км по результатам измерений ракетным, спектрофотометрическим и ионосферным методами [Лысенко и др., 1999; Семенов и др., 2000; Semenov, 2000; Semenov et al., 2002]. Как указывалось в опубликованных работах, указанные измерения проводились в ночное время, вблизи полуночи. Эти профили были затабулированы с шагом по высоте, меняющимся от 1 до 5 км. Для анализа этих профилей, а также для получения вертикальных профилей плотности необходимо было получить температуру как непрерывную функцию высоты. Такая задача решается при помощи сплайновой интерполяции. После испытания различных сплайновых алгоритмов была выбрана одна из стандартных интерполяционных процедур CSINT [Бартенев, 2001] для Фортрана-90 и на ее основе на Фортране-90 создана программа «Т&D(z)» (Temperature and Density (z)), обеспечивающая интерполяцию входных данных и затем расчет вертикальных профилей плотности. На вход программы поступает массив значений температур и соответствующих им высот, по которым проводится интерполяция. Шаг по высоте для входных данных может быть произвольным и необязательно одинаковым. Для удобства дальнейшего вычисления профилей плотности сплайны строятся не для непосредственно температуры T , а для величины $H^{-1} = \frac{g}{R_1 \cdot T} = \frac{\mu \cdot g}{R \cdot T}$, обратной барическому масштабу высот, где μ – средняя молярная масса воздуха, g – ускорение свободного падения, R – универсальная газовая постоянная. Учитывается небольшое изменение μ и g с высотой z в указанном диапазоне высот. В результате работы программы выдается функция $H^{-1}(z)$ в виде набора кубических сплайнов (с непрерывными 1 и 2 производными) и соответствующая ей $T(z) = \frac{g}{R_1 \cdot H^{-1}}$. Точки разрыва третьей производной совпадают с абсциссами в наборе входных данных. В качестве граничных условий для построения сплайнов используется условие “not-a-knot”,

требуемое, чтобы на втором значении абсциссы снизу и втором сверху третьи производные были непрерывны.

Высотные профили суммарной концентрации. Подпрограмма, рассчитывающая вертикальные профили суммарной концентрации $n(z)$, действует согласно алгоритму

$$n(z) = \frac{N_A \cdot p_{25}}{\mu(z)g(z)} H^{-1}(z) \cdot \exp \left[- \int_{25 \text{ km}}^z H^{-1}(z) dz \right], \quad (1)$$

основанному на уравнениях состояния воздуха (N_A - число Авогадро) и гидростатики, и использующему сплайновые функции $H^{-1}(z)$. Кроме того, требуется задать плотность или давление в одной из точек вертикального профиля. Для рассматриваемых исходных температурных данных в качестве таких реперных значений были взяты значения давления p_{25} на высоте 25 км, определяемых по данным радиозондов, сопровождающих ракетные пуски [Бюллетень, 1969-1990]. В этом случае широтно-долготно-временная привязка для реперной точки давления оказывается такой же, как и для профилей температуры, даже при наличии небольшого (иногда несколько часов) сдвига времени между радиозондом и пуском ракеты. В производившихся расчетах при использовании средних (по месяцам, по годам и т.п.) температурных данных, осуществлялись усреднения не самих значений p_{25} , а их логарифмов. В результате различие между средней (точнее, среднегеометрической) концентрацией, вычисленной по нескольким независимым профилям концентрации и концентрациями, рассчитанными по усредненным $T(z)$ и $\lg p_{25}$, оказывается минимальной (хотя и ненулевым, - см. следующий раздел). Это связано с тем, что в отличие от формулы (1), в ее логарифмическом представлении

$$\lg n(z) = \lg \frac{N_A}{\mu(z)g(z)} + \lg p_{25} - \lg H(z) - \lg(e) \cdot \int_{25 \text{ km}}^z H^{-1}(z) dz \quad (2)$$

зависимость искомой величины $\lg n(z)$ от усредняемых величин $T(z)$ и $\lg p_{25}$ является почти линейной. Поэтому малая величина указанного выше различия дает возможность вычислять среднемесячные профили концентрации согласно (2) по среднемесячным значениям $T(z)$ и $\lg p_{25}$. Интегрирование кубического сплайна $H^{-1}(z)$ выполнялось при помощи стандартной процедуры CSITG [Бартенев, 2001] для Фортрана-90.

Естественная внутримесячная изменчивость и оценка погрешностей вычисленных профилей. Существуют три источника ошибок, приводящих к погрешностям вычисленных профилей температуры и концентрации: 1) ошибки в исходных данных измерений; 2) ошибки выборки, связанные с использованием среднемесячных значений, вычисленных по нескольким измерениям; 3) ошибки метода вычисления среднемесячных

и среднегодовых профилей концентрации. Ниже сделаны оценки этих ошибок, и проведено сравнение результирующей погрешности вычисленных профилей со стандартным отклонением (СМО) рассчитываемых величин для данного месяца.

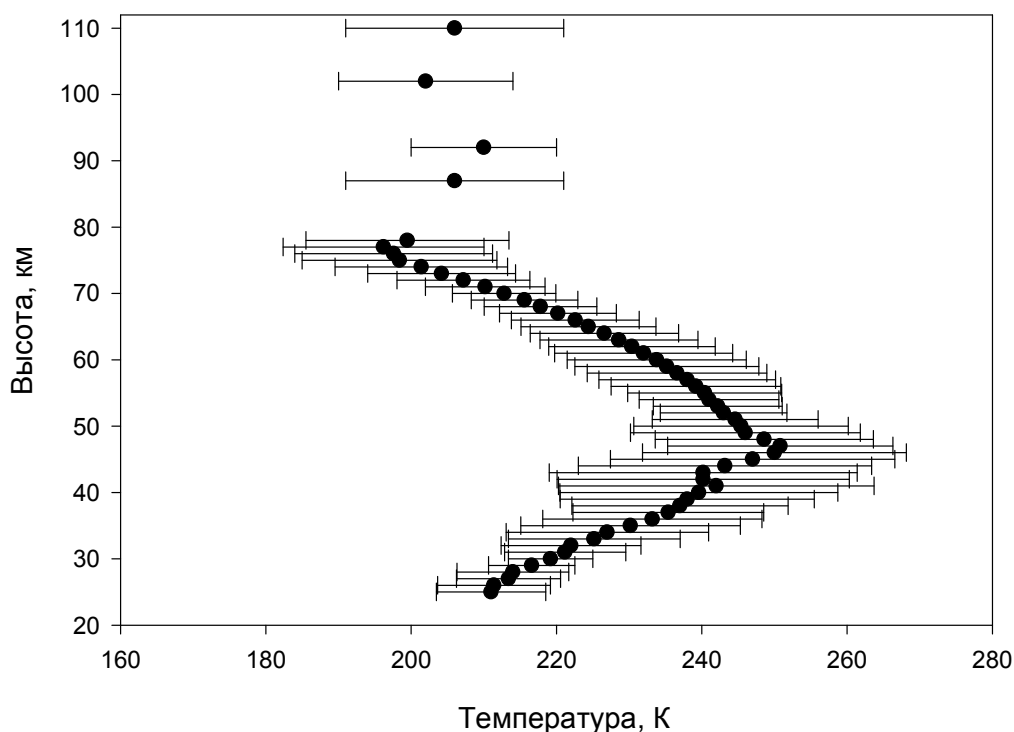


Рис. 3.4.2 [Семенов и др., 2004]. Среднемесячный (декабрь 1985 г.) профиль и его СМО, полученные на основе данных разнотипных измерений (см. текст).

Для примера на Рис. 3.4.2. показан среднемесячный (декабрь 1985 г.) профиль и его СМО, полученные на основе данных ракетных (станции Волгоград (25-80 км)), спектрофотометрических (станции Звенигород (87 км) и Абастумани (92 и 97 км) [Фишкова и др., 2000; 2001a,б] и ионосферных измерений (станция Москва (105-110 км) [Гивишвили и Лещенко, 2000]).

Для оценок СМО температурных профилей и значений p_{25} использованы данные аэрологического и ракетного зондирования для станции Волгоград за декабрь 1985 г., когда было произведено пять зондирований, а также станций Звенигород и Абастумани – спектрофотометрические измерения (87, 92 и 97 км) и станции Москва – ионосферные измерения (105-110 км). Для величины p_{25} СМО составило 5% ее среднего значения. На основе указанных пяти случаев зондирования проведены расчеты профилей концентрации. При этом выше 79 км разброс температуры имитировался пятью искусственными профилями температуры, средние значения и стандартные отклонения для которых совпадали с приведенными на Рис. 3.4.2. Соответствующие средние значения

и стандартные отклонения логарифма концентрации для декабря 1985г. показаны на Рис. 3.4.3. Видно, что СМО десятичного логарифма концентрации довольно плавно растет с высотой с 0,01 на нижней границе (25 км) до 0,15 на верхней (110 км). Это соответствует увеличению относительного разброса концентрации от ± 3 до $\pm 36\%$. Строго говоря, стандартные отклонения данных, продемонстрированных на Рис. 3.5.1. и 2, содержат не только естественный разброс, но и ошибки измерений. Однако ниже будет показано, что погрешности индивидуальных профилей заметно меньше.

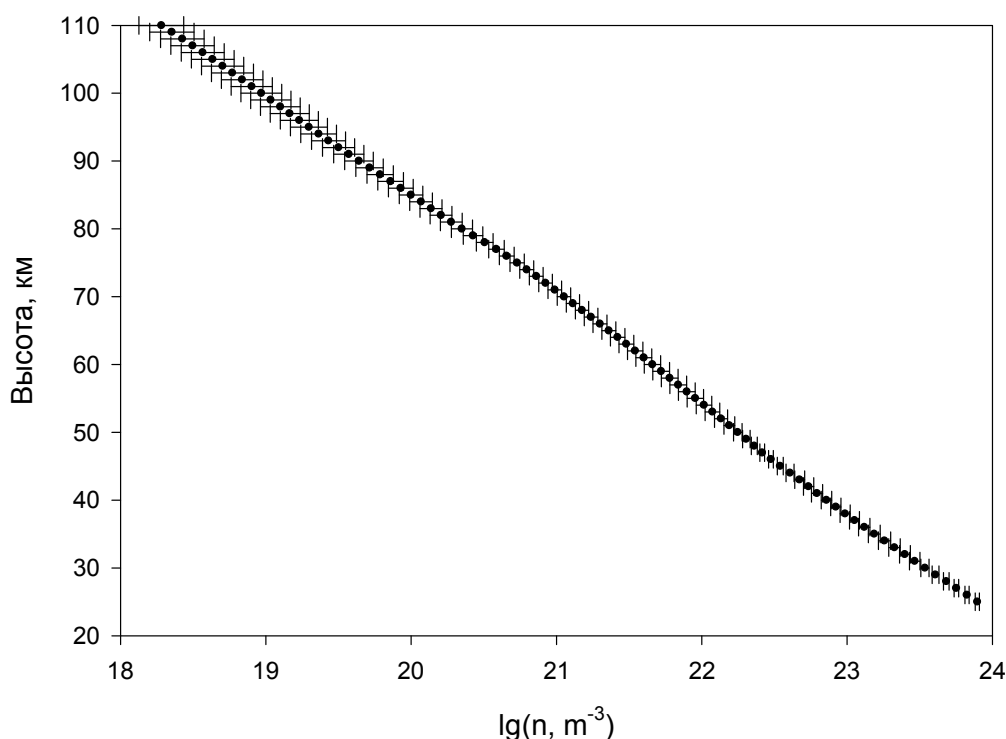


Рис. 3.4.3 [Семенов и др., 2004]. Среднемесечный профиль и стандартное отклонение десятичного логарифма суммарной концентрации молекул атмосферы (м^{-3}) для декабря 1985 года.

Вклад погрешностей в исходных данных измерений. Для индивидуальных измеренных профилей температуры расчетные формулы (1) и (2) позволяют сделать оценки относительной погрешности величины $n(z)$, а именно:

$$\frac{\Delta n}{n}(z) = \pm \frac{\Delta p_{25}}{p_{25}} \mp \frac{\Delta T}{T}(z) \pm \int_{25\text{км}}^z H^{-1}(z) \cdot \frac{\Delta T}{T}(z) dz \quad (3)$$

Давление на высоте 25 км определяется [Бюллетень, 1969-1990] по барометрической формуле $p_{25} = p_{z0} \cdot \exp\left[-\int_{z0}^{25\text{км}} H^{-1}(z) dz\right]$ на основе более точных (по сравнению с ракетными) радиозондовых измерений температуры и приземного значения давления p_{z0} .

Приземное давление измерялось с точностью до 1 гПа, а температура с погрешностью $\pm 1.0 \text{ K}$ [Рейфер и др., 1976]. В итоге относительная погрешность величины p_{25} имеет значение, несколько меньшее относительной погрешности округления приводимого в бюллетенях давления, составляющей для нужной высоты $\pm 2\%$. Таким образом, первое слагаемое в (3) имеет величину $\pm 2\%$, общую для всех z . Второе и третье слагаемое в (3) следует рассматривать совместно, поскольку они частично компенсируют друг друга. Выводы, которые можно сделать об относительной погрешности $n(z)$, существенно зависят не только от оценки среднеквадратичной погрешности температуры $\Delta T(z)$, но и вертикального радиуса r корреляции этой величины. Последний определяется вертикальным разрешением или сглаживанием температуры при измерениях и первичной обработке. Его можно грубо вычислить, если сопоставить зависимость разностей температур от соответствующих разностей высот и величину $\Delta T(z)$, приведенную в [Бюллетень, 1969 -1990]. При постепенном увеличении разности высот Δz (см. Рис. 3.4.4) стандартное отклонение величины $\tau(z, \Delta z) = T(z + \Delta z) - T(z)$ на выборке, содержащей данные ракетных пусков в течение месяца (в данном случае декабрь 1985), увеличивается, пока не достигает приблизительно значения $2 \cdot \Delta T(z + \frac{1}{2} \Delta z)$, т.е. удвоенной среднеквадратичной погрешности на середине двух высот. Удвоенный вертикальный радиус корреляции будет равен соответствующему значению величины Δz . Рис. 3.4.4 показывает также, что стандартное отклонение функции $\tau(z, \Delta z)$ связано не только с погрешностями измерений, но и с естественным разбросом температурных градиентов, обусловленным, по-видимому, гравитационными волнами. В частности, это объясняет рост стандартного отклонения величины τ с увеличением Δz при $\Delta z > r$ в некоторых слоях атмосферы. Из Рис. 3.4.4 следует, что $r \approx 1 \text{ км}$ до высоты 53 км, а выше резко растет и составляет приблизительно 10 км. На высотах гидроксильного слоя (82-92 км) величина r для измеренной температуры определяется половиной характерной ширины гидроксильного слоя и составляет примерно 5 км. При этом абсолютная погрешность температуры оценивается как 2 К [Golitsyn et al., 1996]. Для температур, определяемых по эмиссии натрия 589.3 нм ($z \sim 92 \text{ км}$, $r \sim 5 \text{ км}$), погрешность $\sim 4 \text{ K}$ [Semenov et al., 2002]; такие же значения погрешности и ее вертикального радиуса корреляции справедливы и для температуры, определяемой по зеленой линии атомарного кислорода 557.7 нм ($z \sim 97$

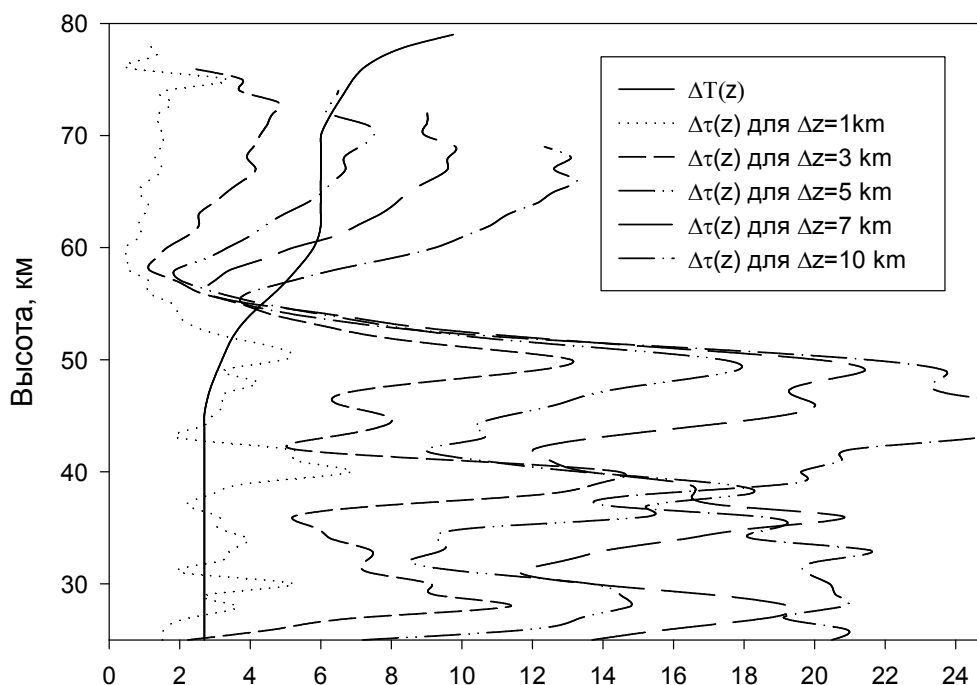
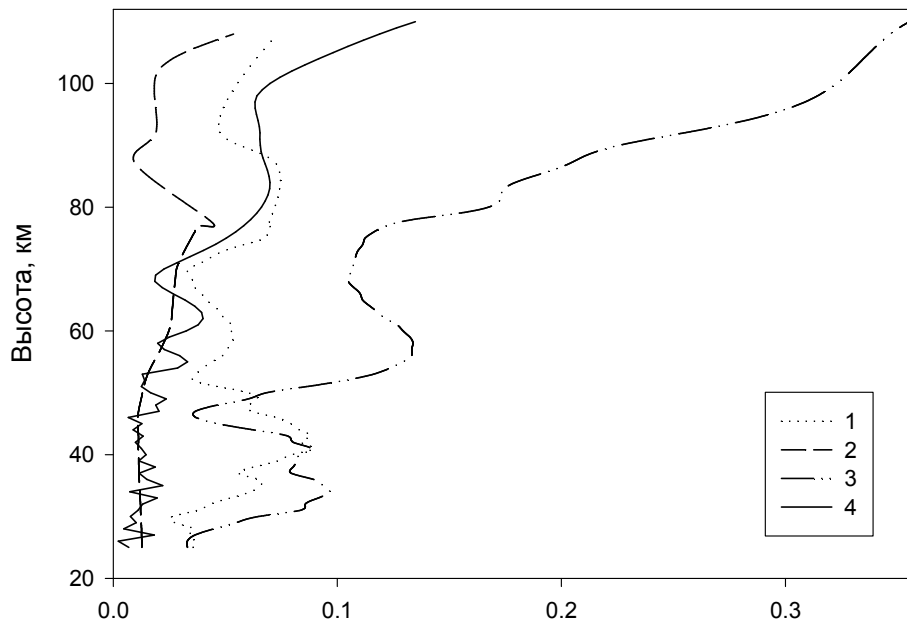


Рис. 3.4.4 [Семенов и др., 2004]. Зависимость стандартного отклонения функции $\tau(z, \Delta z)$, определенная по месячной выборке (декабрь 1985) от величины Δz . Сплошная линия – оценка погрешности измерений.

км) [Евлашин и др., 1999; Starkov et al., 2000]. На высотах 105-110 км температура, определяемая по ионосферным данным [Гивишвили и Лещенко, 2000] определяется с погрешностью $9 \div 13$ К при $r = 3$ км.

Для оценки второго и третьего слагаемых в (3) с помощью генератора случайных чисел, распределенных по гауссову закону, были созданы несколько индивидуальных профилей отклонений температуры $T'(z)$, имитирующих ошибки температуры и удовлетворяющих указанным выше оценкам среднеквадратичной погрешности температуры $\Delta T(z)$ и ее вертикального радиуса корреляции r . После сложения этих профилей со среднемесячным профилем температуры, рассчитаны несколько соответствующих профилей концентрации. Полученное в результате стандартное отклонение натурального логарифма концентрации дает суммарную оценку второго и третьего слагаемых в (3) за счет погрешности измерения температуры. Сведения об относительных разбросах температуры и концентрации в течение месяца и вкладе в них погрешностей измерений суммируются на Рис. 3.4.5 на примере декабря 1985 г. Как видно из рисунка, и для температуры, и для суммарной концентрации погрешности измерений дают незначительный вклад в СМО. Исключение составляет лишь область

высот 70-80 км, где вклад погрешностей измерений температуры существенен и может обеспечивать примерно половину дисперсии температуры.



Отношения стандартных отклонений к средним значениям

Рис. 3.4.5 [Семенов и др., 2004]. Отношение среднеквадратичных отклонений температуры и суммарной концентрации в течение декабря 1985 г. к соответствующим среднемесячным профилям. 1- СМО для температуры; 2- вклад в СМО температуры погрешности измерений; 3- СМО для суммарной концентрации; 4- вклад в СМО суммарной концентрации погрешности измерений $T(z)$.

Оценка погрешности среднемесячных профилей. Среднее число K ракетных пусков, на основании которых построены среднемесячные профили температуры, составляет 5. Примерно такую же величину имеет и среднее количество среденочных или среднесуточных значений температуры, использованных далее для расчета среднемесячных профилей в области выше 80 км. Полуширина доверительного интервала для среднемесячного значения оценивается как $(СМО) \cdot S_{p,K} / \sqrt{K}$, где $S_{p,K}$ - коэффициент Стьюдента, зависящий от K и доверительной вероятности p . При $K = 5$ и $p = 0.91$ полуширина доверительного интервала совпадает со среднеквадратичным отклонением, оценки которого для температуры и концентрации даны выше. Погрешность среднемесячных профилей концентрации включает в себя также ошибку, связанную с упоминавшейся в разделе «Высотные профили суммарной концентрации» нелинейной зависимостью в (2) логарифма концентрации от температуры. Благодаря ней высотный профиль, рассчитанный по усредненной $T(z)$, не будет точно совпадать с профилем, полученным усреднением логарифмов концентраций, рассчитанным по индивидуальным

(не усредненным) $T(z)$. Соответствующая разница в логарифмах концентрации непосредственно рассчитана для пяти индивидуальных профилей декабря 1985 г., которые уже использовались для построения Рис. 3.4.2 и 3.4.3. Она достигает в отдельных точках $4 \cdot 10^{-3}$ до высоты 50 км и 0.015 на больших высотах. Это дает относительную погрешность концентрации соответственно 1% и 3%, что меньше относительной погрешности, связанной с неопределенностью температуры. Таким образом, основной вклад в относительные погрешности среднемесячных профилей температуры и концентрации вносит выборочная ошибка, вызванная сравнительно небольшим числом измерений при довольно больших вариациях температуры в течение месяца. С доверительной вероятностью 0.91 она ограничена значением 7% для температуры и растущим от 3% до 36% с высотой значением для концентрации.

Результаты расчета высотных профилей температуры и концентрации по эмпирической модели [Семенов и др., 2004]. В качестве примера реализации разработанного метода были проведены вычисления высотных профилей температуры и концентрации средней атмосферы для условий максимума и минимума солнечной активности с учетом многолетнего температурного тренда. Изменение температуры и концентраций, полученных для рассматриваемых лет, как показывают приведенные данные, превышают ошибки среднемесячных профилей. Отмечается заметное различие в высотных распределениях температуры для годов минимума и максимума солнечной активности. Оно начинает проявляться на высотах выше 40 км. Наибольшие отклонения наблюдаются на высотах 70- 100 км, и особенно, в области мезопаузы (80-90 км). Распределение температуры, соответствующее модели CIRA-1986, можно рассматривать как некоторую аппроксимацию представленных данных с погрешностью ± 10 К на высотах вблизи 50 км и ± 20 К на высотах вблизи 90 км (Рис. 3.4.6). Необходимо отметить также, что CIRA-1986 не отображает возникновение существенной деформации высотного распределения температуры на высотах мезопаузы, особенно в периоды максимума солнечной активности.

Создание модели высотной структуры плотности с учетом солнечной активности и субвековых трендов. С помощью многомерного регрессионного анализа, примененного к 48 среднемесячным профилям $\lg n(z)$, рассчитаны коэффициенты регрессии по времени (отдельно внутригодовому и номеру года) и индексу солнечной активности $F_{10.7}$. Это позволило создать эмпирическую модель суммарной концентрации, учитывающей высоту, сезон, номер года и уровень солнечной активности [Pertsev et al., 2005]. Модель

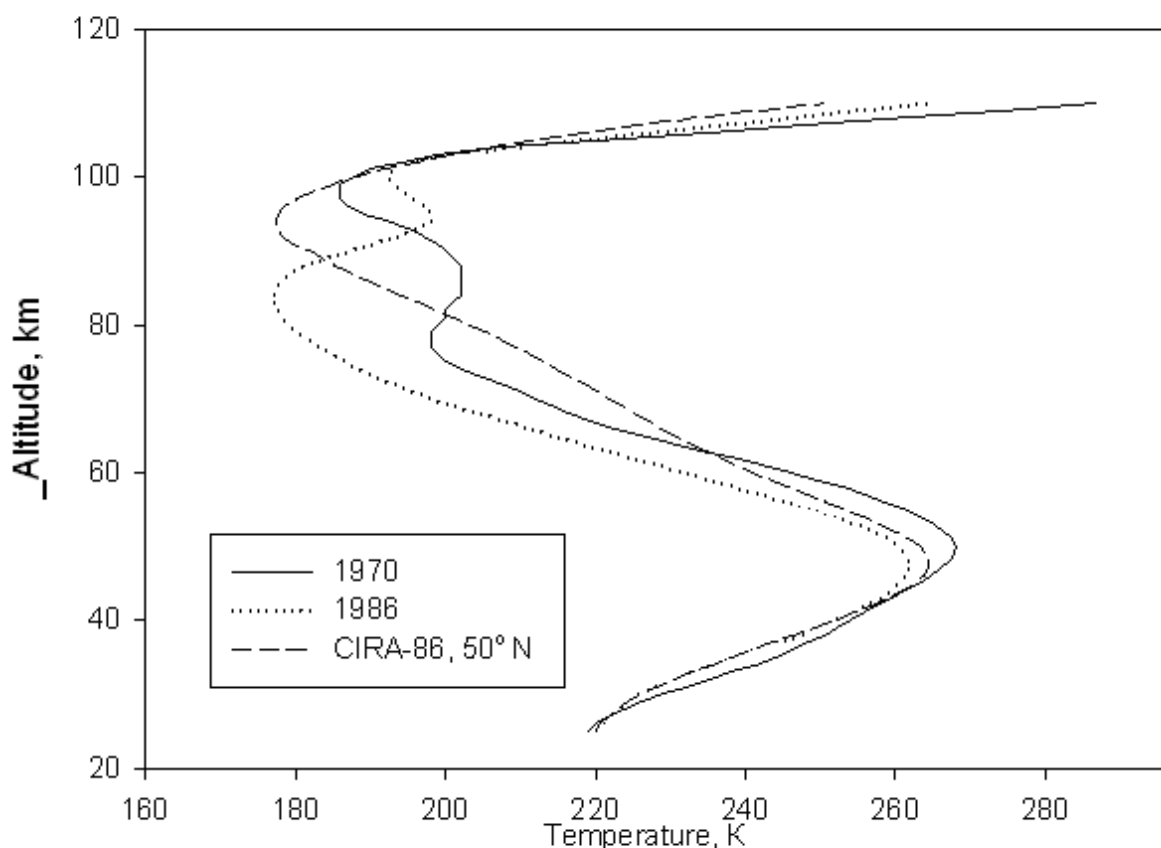


Рис. 3.4.6. [Семенов и др., 2004]. Пример среднегодовых профилей температуры, 1970 (сплошная линия) – год солнечного максимума ($F_{10.7} = 155$ sfu) и 1986 (пунктир) – год минимума ($F_{10.7} = 75$ sfu). Для сравнения показан осредненный за год температурный профиль согласно модели CIRA 1986 на широте 50°N (штриховая линия).

создавалась для высот 25-110 км, широт $45\text{-}60^\circ\text{N}$ и временного интервала 1976-1991 гг. Она выполнена в виде линейной суперпозиции кубических сплайнов по высоте, заданной с шагом 1 км:

$$\begin{aligned} \lg(n) = & c_0(z) + c_1(z) \cdot \cos(2\pi d / 365.25) + s_1(z) \cdot \\ & \cdot \sin(2\pi d / 365.25) + c_2(z) \cdot \cos(2\pi d / 182.62) + \\ & + s_2(z) \cdot \sin(2\pi d / 182.62) + c_3(z) \cdot \cos(2\pi d / \\ & / 121.75) + s_3(z) \cdot \sin(2\pi d / 121.75) + a(z) \cdot t + \\ & + b(z) \cdot (F_{10.7} - 140) \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь n - суммарная концентрация в м^{-3} , d - номер дня в году, начиная с 1 января, $t = N - 1984 + d / 365.25$ - время в годах (начиная с 1 января 1984), N – номер года. Вертикальные профили наиболее значимых сплайновых функций $c_2(z)$, $s_2(z)$, $a(z)$, $b(z)$

приведены в [Pertsev et al., 2005]. Кривая $b(z)$, показывающая существенный рост влияния СА, начиная уже с 70 км, воспроизведена на Рис. 3.4.7. Начиная с 70-75 км происходит

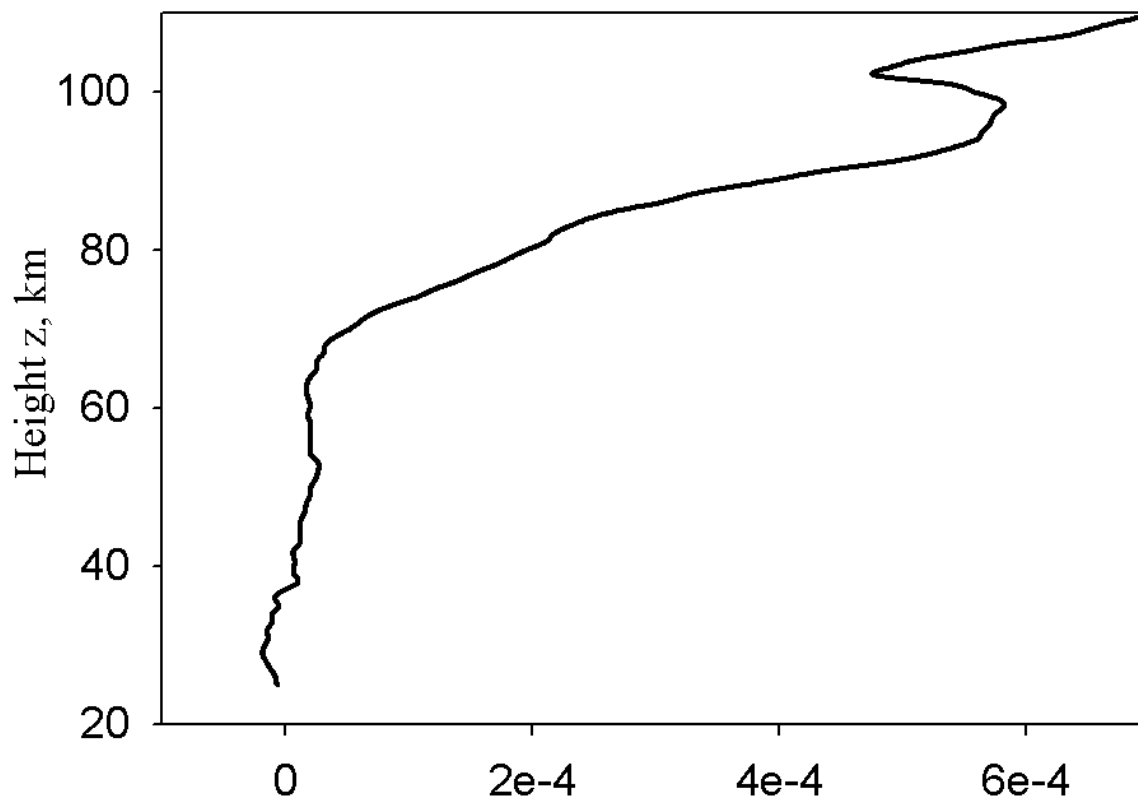


Рис. 3.4.7. [Pertsev et al., 2005]. Сплайновая функция $b(z)$.

заметный рост (по абсолютной величине) и температурных коэффициентов регрессии $dT/dF_{10.7}$ [Семенов и др., 2004; Pertsev et al., 2005]. Именно этот факт составляет главное преимущество рассматриваемой эмпирической модели перед общепринятыми моделями в то время моделями [CIRA-1986, Hedin 1991]. Некоторым недостатком этой эмпирической модели являлась недостаточная определенность широты (привязка к широкому поясу широт 43-57° N). Еще одна важная черта обсуждаемой эмпирической модели - отображение в ней температурного максимума в нижней термосфере с увеличением температуры в этом слое по сравнению с соседними на 10-20 К [Лысенко и др. 1999, Semenov 2000, Fadel et al. 2003]. Другими словами, это - двойная мезопауза,

– особенность ОМ, известная уже полвека [Stroud et al., 1960, Новожилов 1962, Schilling 1965], тем не менее, не всегда учитываемая при создании моделей средней атмосферы. Величина соответствующего температурного максимума коррелирует с СА [Pertsev et al. 2005] (см. высотно-временные разрезы температуры, Рис. 3.5.1 – 3.5.2).

Регрессионное описание влияния СА в эмпирической модели температуры гидроксильного слоя [Перминов и др., 2014] по измерениям на одной широте (ЗНС, 57° N). В этом исследовании для нахождения коэффициентов регрессии, описывающих влияние СА на сезонный ход гидроксильной температуры среднеширотной средней атмосферы (см. Рис. 3.4.8), используются данные только спектрофотометрических измерений на ЗНС с 2000 по 2011 гг., в течение которых методика измерений и обработки не менялись (изложение по [Перминов и др. 2014]). Для исключения влияния сезонной неравномерности количества измерений была использована модель сезонного хода гидроксильной температуры, описанная соотношением (1) раздела 2.1. По этой схеме были построены временные ряды значений $\bar{T}$, B_n , φ_n , с шагом в полгода за период 2000-2011 гг. Эти временные ряды, в свою очередь, проверялись на линейную регрессию со значениями $F_{10.7}$, также осредненными за полгода, с учетом медленного тренда по времени:

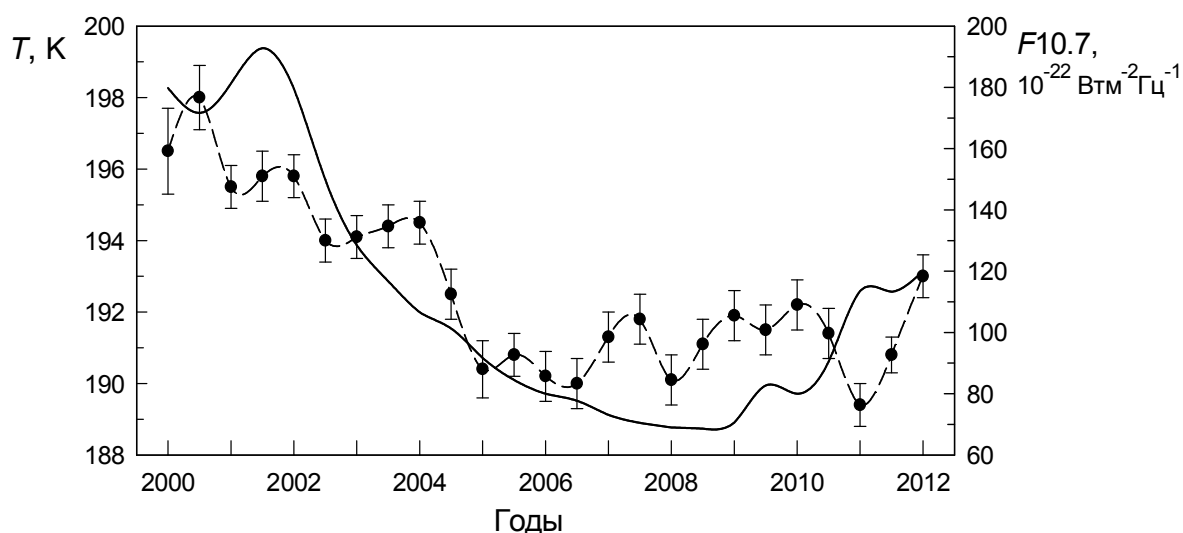


Рис. 3.4.8 [Перминов и др. 2014]. Сглаженные кривые индекса $F_{10.7}$ (сплошная) и гидроксильной температуры (кружки и штриховая линия).

$$Y(F_{10.7}, t) = K_{sol} \frac{F_{10.7}}{100} + K_{trend}(t - 2000) + Y_o, \quad (5)$$

где $Y(F_{10.7}, t)$ – исследуемый параметр, t – номер года, Y_o – константа, K_{sol} и K_{trend} –

коэффициенты регрессии для зависимости от солнечной активности и линейного тренда по времени. Соответствующие регрессионные зависимости оказались значимыми для $\bar{T}$, B_1 , φ_1 , B_2 , φ_2 ; коэффициенты регрессии K_{sol} даны в Таблице 3.4.1, в расчете на 100 sfu (тренды по времени рассмотрены в разделе 3.5).

Таблица 3.4.1. Регрессионные коэффициенты, представляющие собой чувствительность среднегодовой гидроксильной температуры и амплитуд и фаз первых двух гармоник годовой кривой к увеличению среднегодового значения $F_{10.7}$ на 100 sfu по данным за 2000-2011 гг. (по [Перминов и др. 2014]).

Функция	$\bar{T}$, К	B_1 , К	φ_1 , d	B_2 , К	φ_2 , d	B_3 , φ_3
Значение K_{sol}	3,0	4,2	5,5	-0,3	-5,4	не значимы

Как видно из таблицы, наибольшее влияние изменение солнечной активности оказывает на годовую гармонику. Если учесть, что температурный максимум в годовой гармонике приходится на середину декабря (см. раздел 2.1), находим, что зимой температура гидроксильного слоя примерно на 8,5 К больше в годы максимума по сравнению с годами минимума, а летом разница между годами солнечного максимума и солнечного минимума практически не заметна. Следует отметить, что результаты по той же базе данных, подобные приведенным в Табл. 3.4.1, публиковались и раньше [Pertsev, Perminov 2008; Перминов и Перцев, 2009]. Между ними есть некоторые расхождения. Так, например, в [Pertsev, Perminov 2008] K_{sol} для $\bar{T}$ оценивалась как $4,9 \pm 0,7$ К/100 sfu по данным за 2000-2006 гг. Хотя и те, и другие результаты статистически значимы, результаты в Табл. 3.4.1 более надежны, поскольку в отличие от прежних оценок основаны на измерениях, продолжающихся по времени больше чем ~ 11 -летний солнечный цикл.

Интересно сопоставить данные по изменению температуры в солнечном цикле согласно спектрофотометрическим измерениям на ЗНС и согласно лидарным измерениям на широте 54° [Gerding et al 2013]. Хотя температуры, приведенные на Рис.9 в указанной работе, относятся только к летнему сезону и охватывают лишь часть солнечного цикла (2003-2011), хорошо видно, что лидарная температура на высоте 87 км изменяется приблизительно синфазно с индексами $F_{10.7}$ и $Ly-\alpha$ (вопрос об оценке возможного запаздывания не возникает из-за малой длины ряда) и за весь солнечный цикл создает перепад летних температур не менее 8 К. Эта оценка заметно отличается от околонулевого или даже слегка отрицательного коэффициента регрессии для летних температур согласно Таблице 3.4.1 и может быть, по-видимому, объяснена значительной толщиной (~ 10 км) гидроксильного слоя и высотным изменением регрессионной зависимости. По тем же данным, перепад лидарных температур в солнечном цикле

заметно уменьшается от высоты 87 к высоте 83 км (данные для больших и меньших высот, к сожалению, не приведены). Данные об отклике температуры на высоте 85 км на изменение СА для широт $\pm 40^\circ$ по данным спутникового прибора SABER/TIMED [Xu et al. 2007] неплохо согласуются с результатами для зимних и летних температур – зимой перепад температур от минимума СА к максимуму увеличивает температуру на 6-12 К, летом аналогичное изменение - более слабое и неопределенного знака.

Недостатком описываемого регрессионного подхода является отсутствие учета возможного запаздывания атмосферной реакции на изменение солнечной активности. Это запаздывание оказывается действительно пренебрежимо, если данные всех сезонов объединять вместе. Несколько другой результат получается для данных разделенных по сезонам с учетом запаздывания. Оказывается, что в разные сезоны с разным типом среднеатмосферной циркуляции осуществляется разная зависимость от солнечного цикла с разным запаздыванием.

Регрессионные модели температуры ОМ с запаздыванием относительно СА. Первые регрессионные модели влияния СА на температуру ОМ, начиная с [Семенов, Шефов 1996], имели дело с рядами среднегодовых температур, которые не обнаруживали запаздывания относительно солнечной активности. Поэтому традиция построения регрессионных моделей температуры и многих других характеристик ОМ без запаздывания в основном продолжает сохраняться, и для среднегодовых величин она, по-видимому, оправданна. Однако в последнее время оказалось, что некоторые температурные ряды требуют учета запаздывания. Это легко проверяется при помощи взаимных корреляционных функций (см. раздел 3.3). В качестве примера можно привести все тот же звенигородский ряд гидроксильных температур (2000-2011), но только для летнего сезона, построенный с помощью трех гармоник годового цикла для каждого года. На Рис.3.4.9 дана взаимная корреляционная функция этого ряда с рядом $Ly-\alpha$, которая отчетливо показывает положительную ковариацию летних температур с солнечной активностью с запаздыванием на два года относительно $Ly-\alpha$. (в отличие от околонулевой или слабоотрицательной без учета запаздывания). Положительная корреляция с двухлетним запаздыванием для летнего сезона хорошо видна и на Рис. 3.3.1. Для зимнего сезона получается еще более сильная корреляция, но с отрицательным запаздыванием, т.е. опережением цикла СА, на 1.5 года («Опережение» здесь используется как описательный термин. В данном случае опережение равносильно запаздыванию относительно предыдущего цикла СА). В настоящее время нет теоретической модели, которая бы воспроизводила это запаздывание/опережение. Судя по всему, оно может быть не только разным для лета и зимы, но и постепенно меняться, что обсуждается ниже в связи с

данными о С.О. Так или иначе, существование запаздывания/опережения означает преобладание непрямого воздействия СА на характеристики области мезопаузы. Вероятно, воздействие солнечной активности на ОМ проводится в основном через механизмы, регулирующие циркуляцию средней атмосферы.

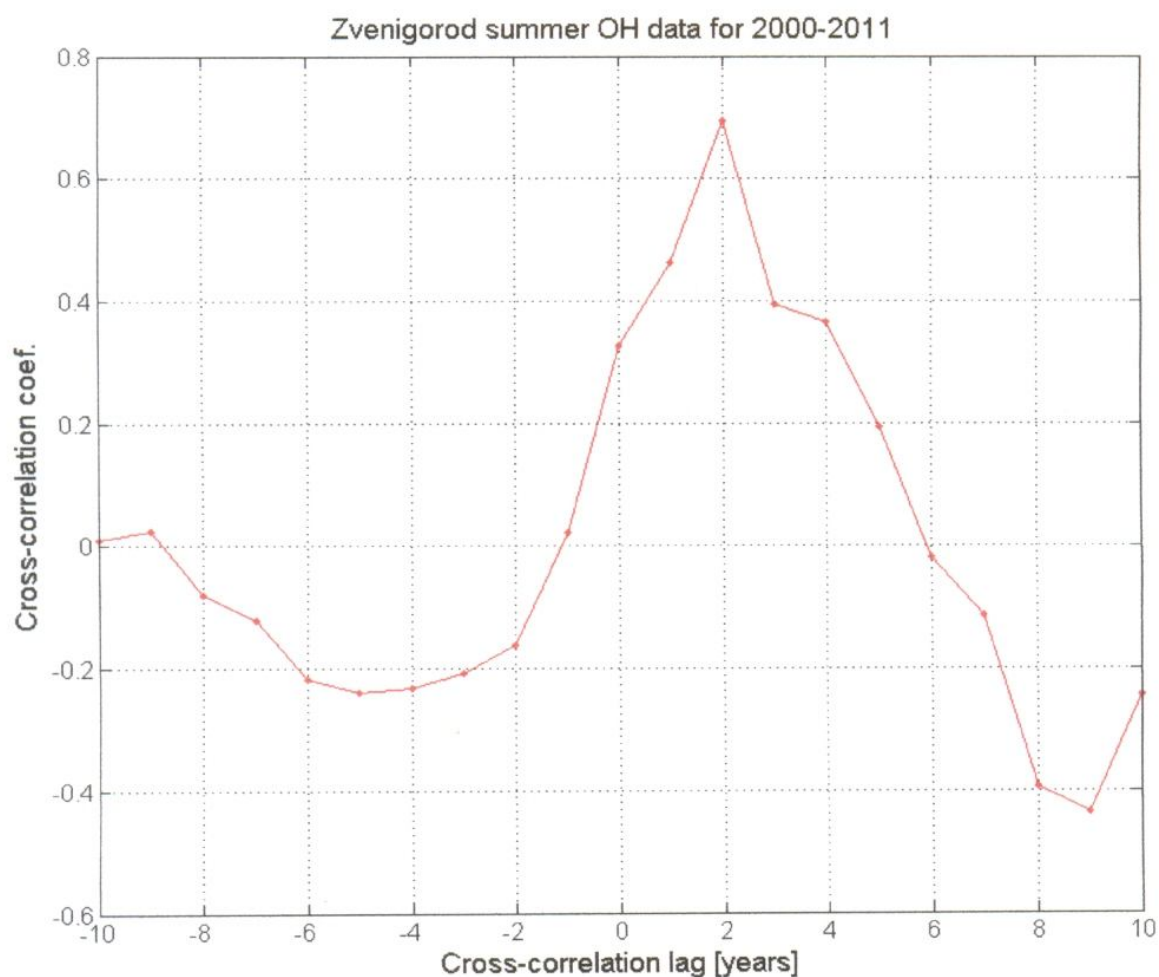


Рис. 3.4.9. Взаимная корреляционная функция звенигородских летних температур ОН*-слоя (2000-2011), взятых с годовым шагом и излучения Солнца в линии Ly- α , показывает положительную корреляцию с 2-х годовым запаздыванием гидроксильной температуры от СА (взаимная корреляционная функция рассчитана П.А.Далиным).

Поведение фотонных эмиссий области мезопаузы в солнечном цикле. К настоящему времени созданы регрессионные модели отклика интенсивности наиболее хорошо измеряемых линий и полос излучения ОМ на изменения СА. Это - многие полосы ОН, полоса $O_2 A(0-1)$ 864.5 нм, зеленая линия O (558 нм), дублет Na 590 нм, континуум NO_2 и др. [Семенов, Шефов 1996; Shefov et al. 2000, Шефов и др. 2006, Семенов и др., 2014]. Коэффициенты регрессии для двух первых из них показаны в Таблице 3.4.2.

Таблица 3.4.2. [Перминов и Перцев 2009]. Отклик интенсивности эмиссий и температуры мезопаузы на изменения солнечной активности для различных сезонов года. По данным измерений на ЗНС в 2000-2007 гг.

Характеристики мезопаузы и размерность их отклика	Средний отклик по всем сезонам	Зима	Лето	Весна	Осень
$I_{O_2(0-1)}$, рэлей/100 sfu	190 ± 20	310 ± 40	90 ± 40	130 ± 30	180 ± 40
$I_{OH(6-2)}$, рэлей/100 sfu	330 ± 40	530 ± 50	330 ± 40	270 ± 40	220 ± 60
T_{OH} , K/100 sfu	4.9 ± 0.7	6.5 ± 2.0	2.5 ± 1	5.6 ± 1.0	4.4 ± 1.0
$I_{OH(7-3)}/I_{OH(9-4)}$, 1/100 sfu	0.4 ± 0.1	0.2 ± 0.2	0.5 ± 0.4	0.5 ± 0.2	0.4 ± 0.2

Знание регрессионных зависимостей с СА, а также фотохимических реакций возбуждения изучаемых эмиссий позволяет рассчитать вертикальные профили некоторых малых составляющих атмосферы с учетом СА. В качестве примера на Рис. 3.4.10 приводится результат расчета профилей [O] для высокой и низкой солнечной активности по известным профилям температуры и известным зависимостям поведения интенсивности зеленой линии кислорода от СА [Shefov et al. 2000].

Серебристые облака и солнечная активность. Исследования зависимости сезонной активности серебристых облаков от солнечной активности [Васильев 1967; Ромейко и др. 2002; Romejko et al. 2003, Pertsev et al. 2014 и др.] показали, что такая взаимосвязь есть, и она показывает приблизительную антиковариацию параметров активности С.О. с солнечной активностью. Более точное описание ковариации шести временных рядов, связанных с С.О., и солнечной активности приведены в Табл. 3.5.1 (следующего раздела).

Четыре из них (частота появлений ПМО и скорректированные на погодный эффект временные ряды сезонных чисел ночей с С.О. в Москве и Литве, и московской среднесезонной яркости С.О.) показали значимую ковариацию (коэффициент b_2 в Табл. 3.5.1) с потоком $Ly-\alpha$. Во всех этих случаях корреляция отрицательна с запаздыванием от нуля до 1 года.

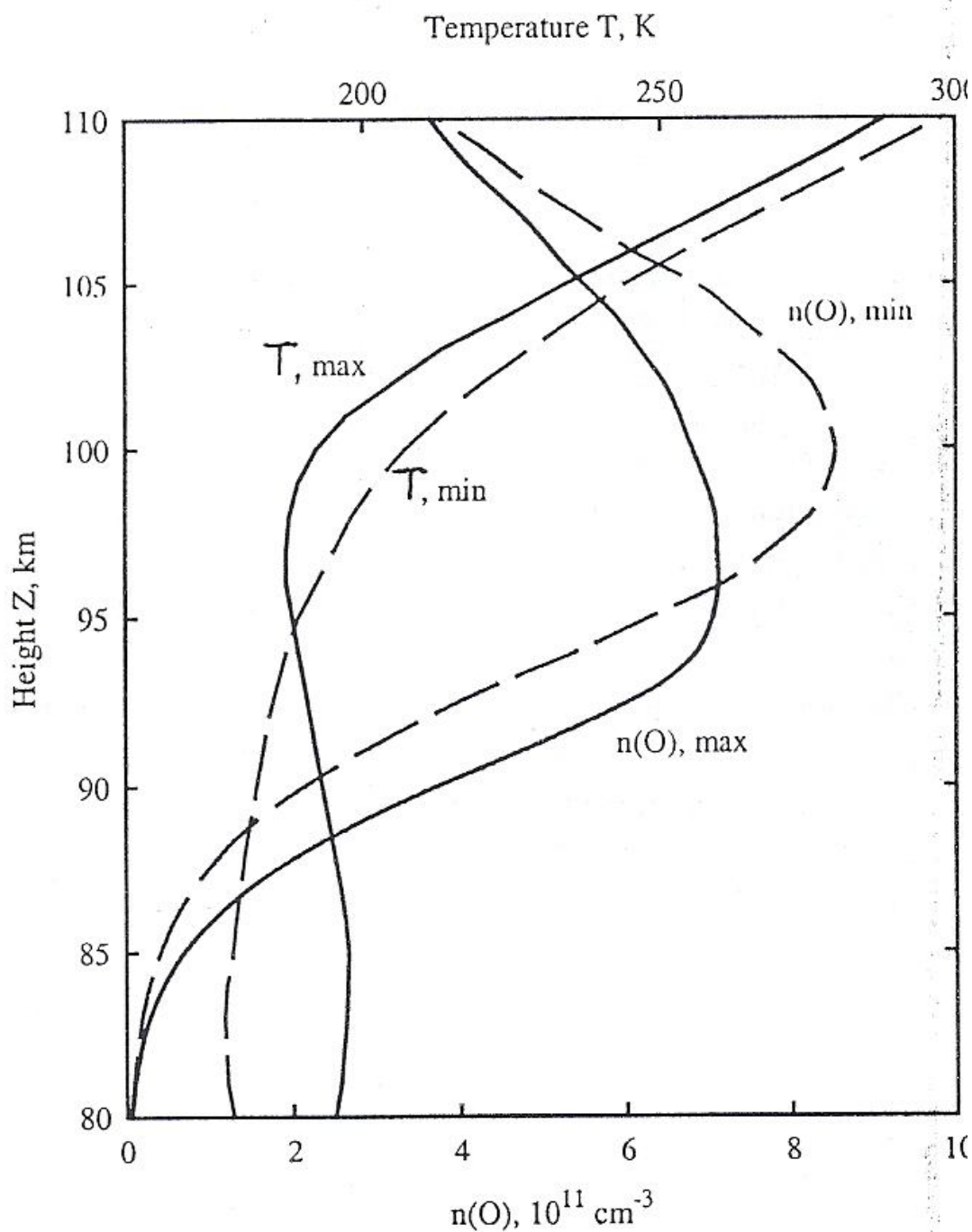


Рис. 3.4.10 [Shefov et al. 2000]. Среднегодовые высотные профили температуры и концентрации атомарного кислорода для условий солнечного максимума (1989, $F_{10.7}=214$ sfu, сплошные линии) и минимума (1995, $F_{10.7}=78$ sfu, штриховые линии)

Можно предложить следующую грубую физическую модель, воспроизводящую такую антиковариацию. Активность С.О. определяется в основном летней температурой и влажностью области мезопаузы [Rong et al. 2012; Pertsev et al. 2014]. Летняя температура ОН*-слоя коррелирует с СА с запаздыванием на 2 года (Рис. 3.4.9).

Влажность должна антикоррелировать с потоком $Ly-\alpha$, т.к. это излучение разрушает молекулы воды. Значит, активность С.О. по этой грубой модели будет антикоррелировать с потоком $Ly-\alpha$ с запаздыванием от 0 до 2 лет, зависящим от субординации между двумя указанными механизмами.

Отметим, что описанное выше исследование ковариации между характеристиками С.О. и солнечной активностью основано на не очень длинных временных рядах (1990-2013 гг. [Pertsev et al. 2014]). Основываясь на московской базе данных по С.О. с 1962 г., автору и др. [Ромейко и др. 2002; Romejko et al. 2003] удалось найти более тонкие эффекты, связанные с запаздыванием среднеатмосферных процессов по отношению к солнечному циклу. А именно, было показано, что автоспектр рядов 40-летней длины, описывающих среднесезонную частоту появления С.О. s_5 и интегральную за сезон яркость s_6 , имеет статистически достоверную разницу в периоде «декадного» (т.е. примерно десятилетнего) колебания с периодом солнечного цикла, которая хорошо видна на Рис. 3.3.4 и 3.3.6). $9 \div 9.5$ лет для характеристик С.О. вместо 10.5 лет для индекса $F_{10.7}$. То же самое показывают и автокорреляционные функции (Рис. 3.3.4). Недавняя проверка (вычисления П.А.Далина), декадного периода для рядов $s_5, s_6, F_{10.7}$ и $Ly-\alpha$ подтвердила прежний вывод и показала его независимость от замены индексов $F_{10.7}$ на $Ly-\alpha$. Подгонка методом наименьших квадратов этих временных рядов для периода 1962 – 2013 под декадную синусоиду дала следующие результаты для периодов: $Ly-\alpha$ – (10.80 ± 0.28) лет; s_5 – (9.46 ± 0.46) лет; s_6 – 9.45 ± 0.49 лет. Наиболее вероятная интерпретация результата заключается в постепенном изменении сдвига фаз между солнечным циклом и откликом С.О. (уменьшение его на $1 \div 1.5$ года за 10 лет), что должно быть связано с постепенным изменением свойств средней атмосферы. За время с 1964-1967 гг. по 2010-2012 гг. запаздывание отклика С.О. от антикорреляции с СА уменьшилось от 3 до $(-2 \div -1)$ года. В качестве другого возможного объяснения авторами [Ромейко и др. 2002; Romejko et al. 2003] предлагалось существование другого колебательного процесса в средней атмосфере, напрямую не связанного с солнечным циклом и маскирующего последний.

Исследование зависимости изменчивости гидроксильной температуры и других характеристик ОМ от уровня солнечной активности. Представляет большой интерес влияние СА не только на усредненные характеристики области мезопаузы, но также и на их изменчивость. Данные измерений гидроксильной температуры на ЗНС в интервале 2000-2011 гг. позволяют сделать следующие оценки (по [Перминов и др., 2014]):

Стандартное отклонение гидроксильной температуры в области периодов **0.3÷7 часов** при росте среднегодового индекса $F_{10.7}$ на 100 sfu **увеличивается на 1,5%** среднего значения (этого стандартного отклонения), в области периодов **трех первых приливных суточных гармоник - уменьшается на 2%**, в области **межсуточных периодов - уменьшается на 7%**. Результат для короткопериодной области 0.3÷7 часов не является однозначным: аналогичные исследования, проводимые для других типов измерений, давали результат либо одного, либо другого знака. Зависимость активности гравитационных волн от солнечной активности по данным различных измерений получается неоднозначной, по-видимому, это связано с различными пространственно-временными масштабами гравитационных волн, регистрируемых разными методами, разными сезонными и географическими условиями. Кроме того, по-видимому, гравитационно-волновая активность связана с СА посредством многих факторов, через источники волн и условия распространения через среднюю атмосферу [Pertsev 1994]. Антиквариация приливных амплитуд с СА согласуется с результатами [Portnyagin et al., 1977; Greisiger et al. 1987; Kazimirovsky et al., 1991], показывающих антикорреляцию амплитуд приливных компонент, в том числе полусуточного прилива [Greisiger et al. 1987], с солнечной активностью в ~11-летнем цикле.

Все написанное выше в этом разделе касалось достаточно медленных изменений СА, с характерным масштабом осреднения аргументов и функций по времени не менее месяца. Нет никаких оснований применять показанные здесь регрессии к более быстрым изменениям солнечной активности, связанным с вращением Солнца или солнечными вспышками. Шпынев и др. [2014] получили и сопоставили скользящие по времени спектры вариаций температуры на высоте 85км (данные MLS/Aura) и индекса $F_{10.7}$ в диапазоне периодов 1-30 суток и не нашли связи между ними. Аналогично, не обнаруживается связь между спектрами индекса $F_{10.7}$ (в том же диапазоне периодов) и дневной и ночной минимальной частот КВ-диапазона на ионограммах (эта частота определяется поглощением радиоволн в D-области ионосферы). С другой стороны, температурная реакция на возникновение активных областей на Солнце может не обязательно носить колебательный характер; Шефов и др. [2006] описывают реакцию гидроксильной температуры на появление активной области на Солнце как аperiодический всплеск. Что же касается реакции ОМ на солнечные вспышки, то такая реакция определенно есть (см. раздел 3.1), гидроксильная температура совершает

колебательный, медленно затухающий процесс, начинающийся с геомагнитной бурей, вызванной солнечной вспышкой [Шефов и др. 2006].

3.5. Субвековые тренды годовой цикличности

Как показано в разделе 3.4, годовая цикличность температуры и других характеристик ОМ несколько меняется в ходе декадных (10-11 лет) солнечных циклов. В этом разделе речь пойдет о более медленных изменениях, которые не удастся описать как функцию каких-либо индексов солнечной активности. Их характерное время – несколько десятков лет. В англоязычной литературе этот масштаб времени часто обозначают прилагательным *secular*, в русском языке подходящего аналога нет. В настоящей работе дальше для него будет использоваться термин *субвековой*, поскольку нет достоверных данных о том, что обнаруженные изменения сохраняются на больших временах. Более долговременные тренды также имеют право на существование, их можно обсуждать и моделировать, но нельзя проверить достоверными данными по ОМ, поскольку таких данных нет. Причиной субвековых трендов могут быть автоколебания в системе оболочек Земли, вынужденные воздействия космического происхождения и влияние человечества на окружающую среду. Другие оболочки Земли также участвуют в субвековых вариациях, об этом, в частности, свидетельствуют долговременные вариации в магнитном поле Земли, включающие 80-летний цикл Гляйсберга [Bhardwaj and Subba Rao, 2013].

По-видимому, впервые сведения о субвековых изменениях в ОМ на базе многолетних наблюдений были опубликованы Гадсденом [Gadsden, 1986]. Согласно его данным на 1984-й год, наблюдался субвековой положительный тренд в некоторых временных рядах, описывающих активность С.О. В последние 10-12 лет XX века было опубликовано уже несколько разных свидетельств о трендах в ОМ, полученных разными методами, и число исследований на эту тему непрерывно растет. Результаты анализа многолетних данных измерений температуры атмосферы на различных высотах средних широт различными методами позволили сделать вывод [Гивишвили и др., 1996; Golitsyn et al., 1996] о существовании статистически значимых субвековых температурных трендов на высотах от стратосферы до нижней термосферы. В этой работе были использованы многолетние однородные ряды результатов измерений температуры в течение нескольких десятков лет. В них вошли данные исследований, начиная с Международного Геофизического Года (1957-1959 гг.), проводившихся в Советском Союзе и России различными методами. Исследователи трендов средней атмосферы довольно быстро пришли к выводу, что субвековые тренды носят сезонный характер [Семенов и др., 2000] (т.е. в разные сезоны года тренды могут сильно различаться). Обнаружены также региональные особенности трендов [Гивишвили и Лещенко, 2000]. Кроме того, следует отметить, что для аккуратной оценки трендов необходим одновременный учет других заметных (по вкладу в дисперсию)

процессов, - суточного цикла и декадного цикла солнечной активности. Одним из способов исключения этих процессов является использование измерений, выполненных при одинаковой гелиогеофизической обстановке в одинаковые сезоны и в одно и то же время суток [Гивишвили и Лещенко, 1993].

Автор диссертации принимал участие в исследовании трендов в ОМ и вообще средней атмосфере в части, касающейся построения эмпирической модели вертикальной структуры температуры и плотности с учетом СА и многолетних трендов [Семенов и др., 2004; Pertsev et al., 2005; Pertsev et al., 2006], а также трендов по данным спекрофотометрических измерений эмиссий ОМ [Perminov et al. 2014] и данным о серебристых облаках [Dalin et al., 2006 b; Dalin et al., 2011 b; Pertsev et al., 2014]. Эти вопросы излагаются в настоящем разделе более подробно.

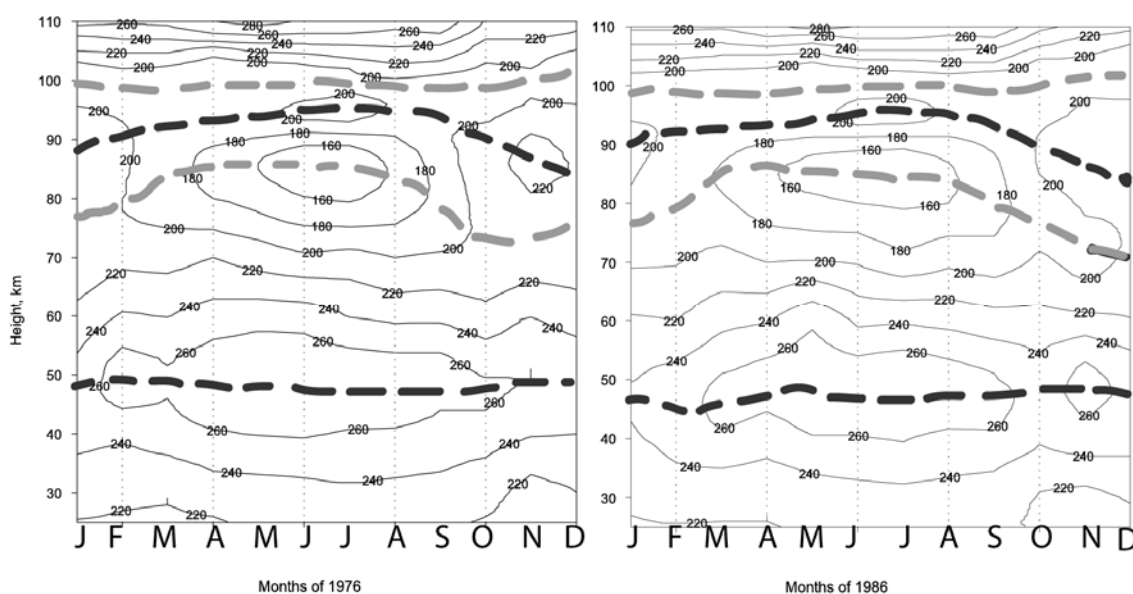


Рис. 3.5.1. [Pertsev et al., 2006]. Высотно-временные разрезы температуры для двух солнечных минимумов 1976 и 1986 гг. Штриховые черные и серые линии указывают высоту максимумов и минимумов температуры в районе 50 и 90 км.

Уже на высотно-временных разрезах температуры, построенных по данным эмпирической модели температуры среднеширотной средней мезосферы с учетом СА и

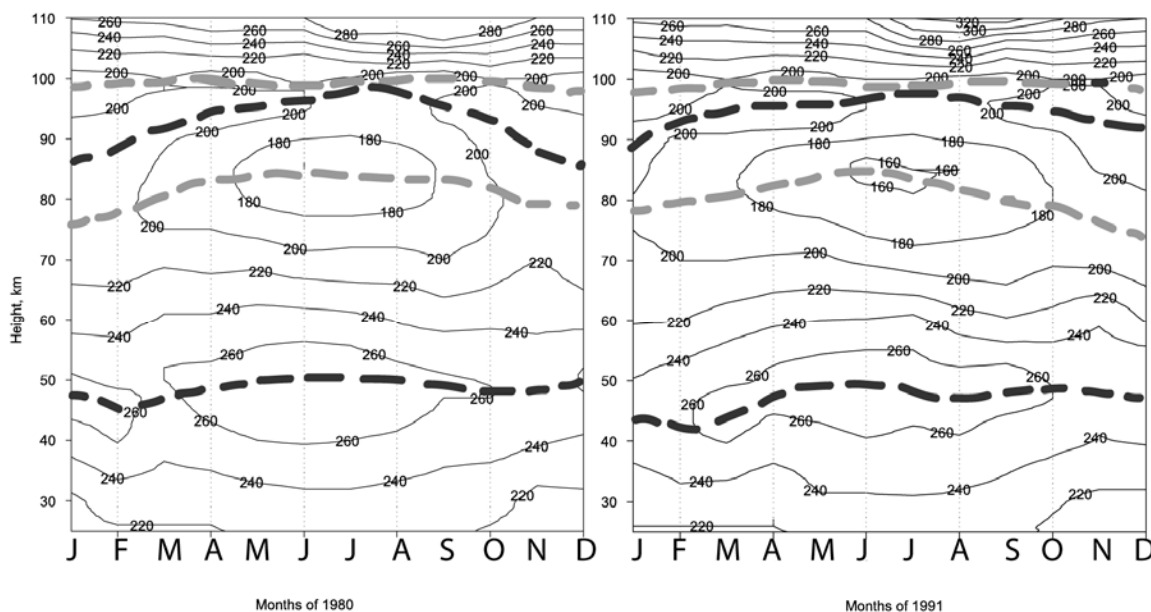


Рис. 3.5.2. [Pertsev et al., 2006]. То же, что и на Рис. 3.5.1., но для лет солнечного максимума, 1980 и 1991.

субвековых трендов (см. раздел 3.4), для двух лет, соответствующих соседним солнечным минимумам, 1976 и 1986 (Рис. 3.5.1), и для двух лет солнечных максимумов, 1980 и 1991 (Рис. 3.5.2), можно заметить сползание некоторых изолиний вниз за 10-11 лет. Это же видно на высотно-временной структуре суммарной концентрации, полученной из профилей температуры при помощи соотношения (2) раздела 3.4 (Рис. 3.5.3).

На Рис. 3.5.4. те же данные представлены как отклонение в процентах от плотности атмосферы согласно модели NRLMSISE-00 [Picone et al., 2002]. Для обоих лет преобладают отрицательные отклонения, и в области мезопаузы с 1976 по 1986 они усиливаются до 20-40%.

После получения вертикальных разрезов температуры и плотности для некоторых задач удобно выразить температуру как функцию давления и времени. Пример таких высотно – временных разрезов показан на Рис. 3.5.5. В летнее время постепенное смещение изотерм лучше заметно относительно барических высот [Pertsev et al., 2005]. Постепенное уменьшение со временем плотности или суммарной концентрации на заданной высоте заметно как для лет последовательных солнечных минимумов, так и для лет солнечных максимумов. Соответствующие высотно-временные разрезы относительного разрежения средней атмосферы за декадный цикл солнечной активности в конце XX века показаны на Рис. 3.5.6. Эти относительные разрежения несколько меняются от месяца к месяцу,

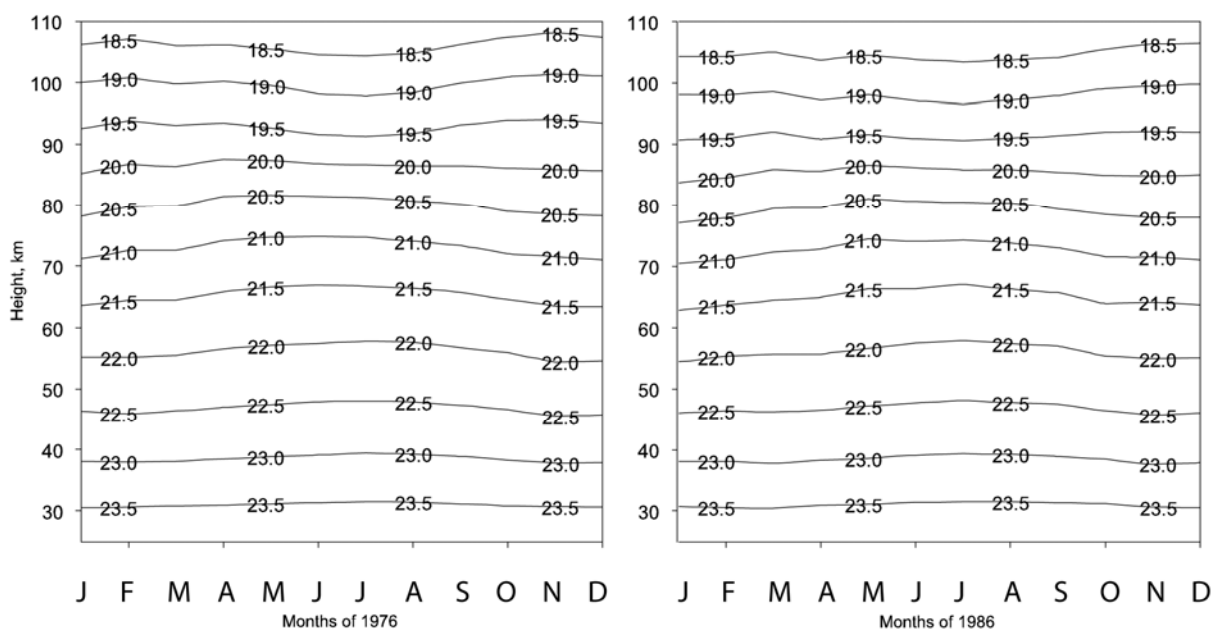


Рис. 3.5.3. [Pertsev et al., 2006]. Высотно-временные разрезы среднемесячных десятичных логарифмов суммарной концентрации (м^{-3}), соответствующие полю температуры, изображенному на Рис. 3.5.1, для 1976 и 1986 гг.

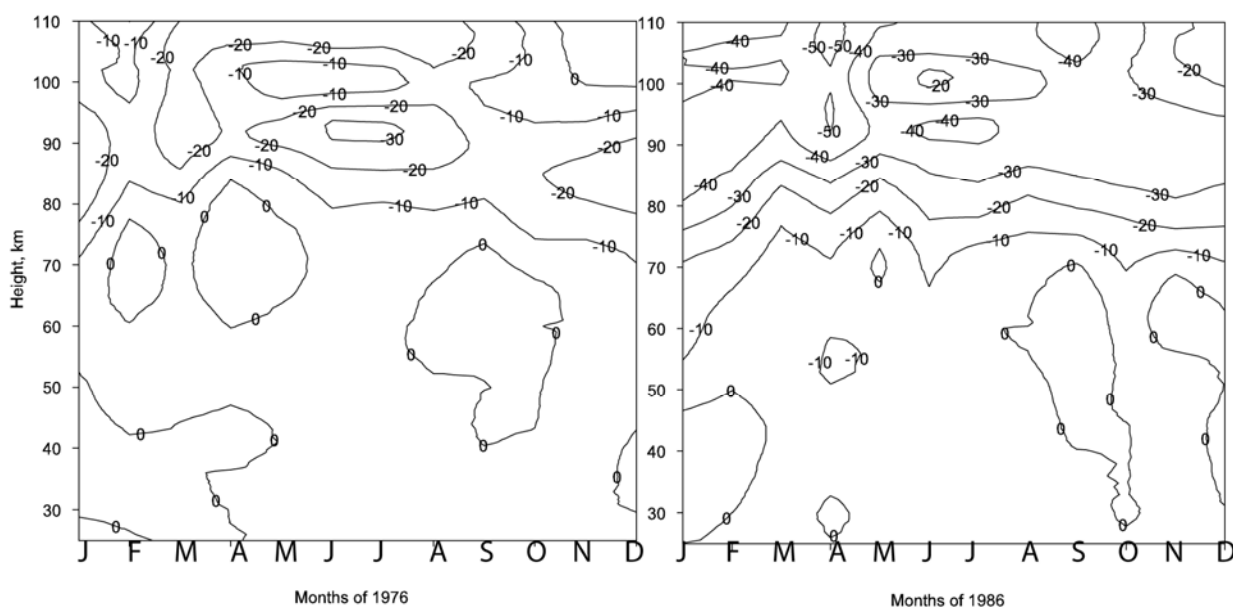


Рис. 3.5.4. [Pertsev et al., 2006]. То же что на Рис. 3.5.3, но суммарная концентрация согласно нашей модели дана в виде отклонения в процентах от модели NRLMSISE-00 [Picone et al., 2002]. Для расчетов по NRLMSISE-00 использованы входные: один срединный день для каждого месяца, среднемесячные значения индексов $F_{10.7}$ and A_p ; широта 49°N , $LT = 0$.

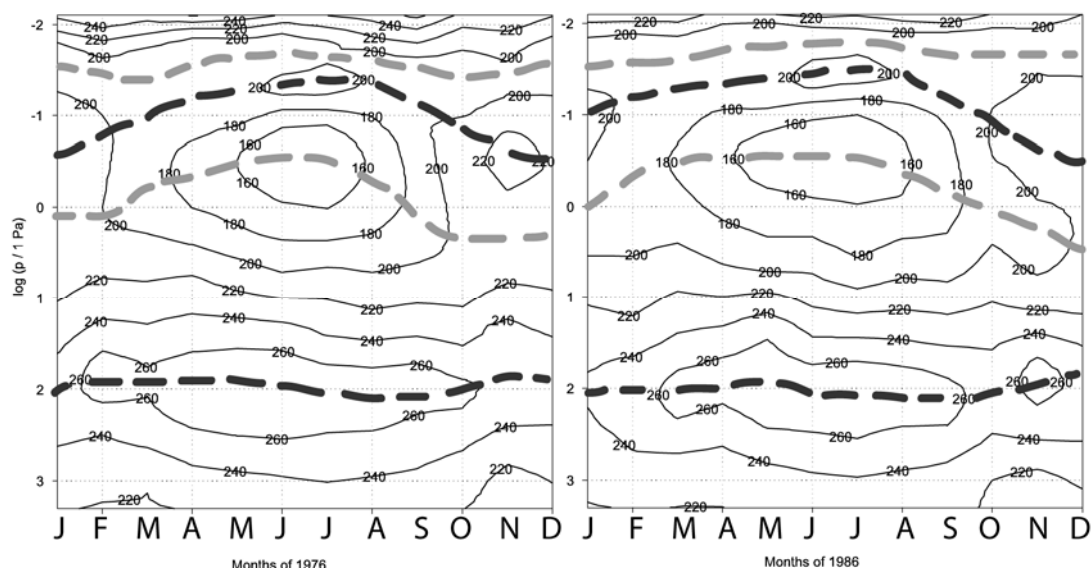


Рис. 3.5.5. [Pertsev et al., 2006]. То же, что на рис. 3.5.1, но вертикальная координата пересчитана на барические высоты.

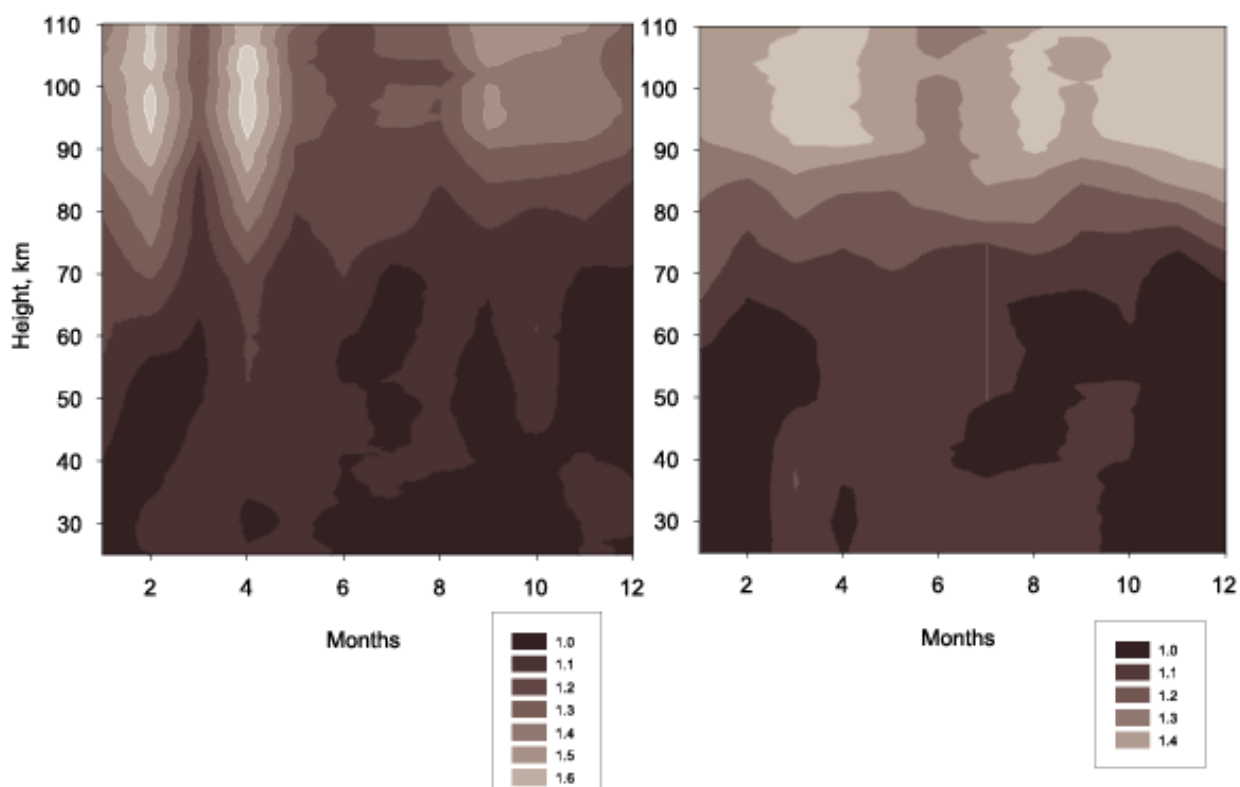


Рис. 3.5.6. [Pertsev et al., 2005]. Относительное уменьшение (т.е. отношение среднемесячных значений для двух лет) плотности атмосферы для двух лет солнечного минимума (1976 / 1986, слева) и двух лет солнечного максимума (1980 / 1991, справа).

но в среднем составляют для области мезопаузы 1.2 – 1.3. Это значит, что в конце XX века ОМ становилась на 20-30% более разреженной за декадный солнечный цикл. При этом

смещение изотерм по высоте заметно и относительно геометрических, и относительно барических высот.

В результате рассмотрения долговременного поведения среднемесячных полей температуры, плотности и давления в среднеширотной средней атмосфере [Семенов и др., 2004; Pertsev et al., 2005; Pertsev et al., 2006] был получен важный вывод: в 1976-1991 гг. имело место сжатие средней атмосферы. Давление и плотность на заданной высоте постепенно уменьшались; изолинии суммарной концентрации понижались со средней скоростью 1-4 км за 10 лет.

Околонулевой тренд в температуре гидроксильного слоя за период 2000-2013. По данным звенигородских спектрофотометрических измерений (см. Рис. 3.3.1) при двумерной регрессионной подгонке по уровню солнечной активности и линейному тренду по времени межгодовые отклонения температуры для зимы и лета показывают слабо положительный, статистически **не** значимый (при уровне значимости, соответствующем вероятности 90 %) тренд, как при учете возможного запаздывания отклика на уровень СА (см. раздел 3.4), так и без него. Этот вывод [Перминов и др., 2014] подтверждает факт изменения линейного тренда по сравнению с 1976-1991 гг. и находится в согласии с результатом Мохова и Семенова [2014], построивших нелинейный температурный тренд температуры гидроксильного слоя по данным звенигородских спектрофотометрических измерений в 1960 – 2012 гг. (см. Рис. 3.5.7).

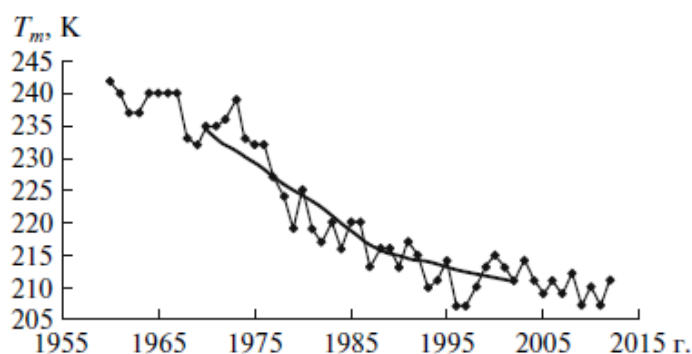


Рис. 3.5.7. © Мохов, Семенов. Межгодовые вариации зимней температуры в ОМ по измерениям на ЗНС в 1960-2012 гг. без учета вариаций солнечной активности. Для построения кривой использовано 21-летнее осредняющее окно [Мохов, Семенов 2014].

Подтверждающие данные о субвековых трендах в ОМ. Похожие на приведенные выше результаты по постепенному понижению изолиний плотности во второй половине XX века были получены примерно в те же годы также по результатам измерений высоты отражения радиоволн от верхней мезосферы [Bremer and Berger, 2002; Bremer and Peters,

2008]. В летнее время высота отражения понизилась за 50 лет примерно на 1.5 км, что соответствует охлаждению мезосферы до 4-5 К за 10 лет¹. Других надежных данных о температуре и плотности ОМ, относящихся к тем же широтам (45-60° N) и временному интервалу 1976-1991 гг., по-видимому, не существует. Близкие по широте и анализируемой эпохе лидарные данные Обсерватории Верхнего Прованса (44°N, 7°E, 1979-1997 [Keckhut et al. 2011]), хотя и дают большие погрешности для температурных трендов в этой области высот, не противоречат результатам [Семенова и др., 2000; Bremer and Peters, 2008] (сопоставление данных российской эмпирической модели с германскими радиоионосферными и французскими лидарными данными для летнего сезона приводится ниже). Концепция оседания мезосферы – нижней термосферы во второй половине XX века [Шефов и др. 2006] хорошо согласуется и с ионосферными данными [Laštovička and Bremer 2004, Laštovička et al. 2008].

Моделирование трендов. Начало моделированию температурных трендов в ОМ положила работа [Roble and Dickinson 1989], в которой было показано, что рост парниковых газов приводит к охлаждению средней атмосферы. Эта деятельность постоянно совершенствуется и доведена до моделей, которые в общих чертах воспроизводят качественно и количественно наблюдаемые температурные тренды в ОМ. Такие результаты уже получены несколькими коллективами на разных моделях, что дает необходимую независимую проверку. Модели позволяют подключать и отключать, а также усиливать и ослаблять роль отдельных влияний и таким образом исследовать относительный вклад разных факторов в получающиеся тренды. Так, в [Gruzdev and Brasseur, 2005] по результатам моделирования на численной модели SOCRATES в качестве основного вкладчика в мезосферные тренды указывают удвоение CO₂. Несколько меньший, но также заметный вклад в сторону усиления охлаждения верхней мезосферы дают другие парниковые газы, а также усиление гравитационно-волновой активности. Gruzdev и Brasseur [2005] получили также согласующееся с наблюдениями заметное преобладание зимних трендов над летними. Berger and Lübken [2011] с помощью модели LIMA общей циркуляции средней атмосферы Института атмосферной физики им. Лейбница (Кюльонгсборн, Германия), на вход которой вводятся наблюдаемые среднемесячные концентрации CO₂, профили O₃ и некоторые другие данные измерений, получили для периода 1979 – 1997 гг. довольно сильное охлаждение мезосферы 3 – 5 К за 10 лет. Их модельные эксперименты показали, что получаемые тренды вызваны в основном изменениями верхнестратосферного озона и увеличением отношения смеси

¹ Пересчет от скорости понижения высоты отражения в скорость охлаждения выполнен на основе результатов модели LIMA [Berger and Lübken 2011], в предположении пропорциональной зависимости

CO₂. Таким образом, существуют физические механизмы, обеспечивающие наблюдаемые нами субвековые тренды, и существуют модели, способные их в общих чертах воспроизводить.

Особенности летних трендов температуры и тренды в характеристиках мезосферных облаков. Приведенные выше результаты подтверждают вывод Семенова и др., [2000], согласно которому в летнее время многолетние тренды второй половины XX века в области высот 87-97 км значительно меньше, чем зимой или в среднем за год. Так, в зимнее время тренд температуры на высоте ~ 87 км составлял примерно -1 К/год, а в летнее время - на порядок меньше [Семенов и др., 2000]. Вместе с тем летом тренды заметно изменялись по высоте, принимая на высотах 88-94 км положительные значения (< 0.5 К/год), а вниз уменьшались от нулевых значений на 87 км до -1 К/год на 80 км [Semenov et al., 2002]. Эти оценки хорошо согласуются с приведенными выше оценками по радиоионосферным данным [Bremer and Peters, 2008], согласно которым в интервале 1960 – 1995 гг. летом скорость охлаждения области высот ~ 82 км составляет $0.4 \div 0.5$ К/год. Лидар рэлеевского рассеяния (обсерватория Haute-Provence, 43.9°N, 5.7°E) дает для примерно такого же диапазона лет положительный температурный тренд в летнее время, однако выше 80 км погрешности температуры и температурных трендов сильно растут, эта оценка не является статистически значимой, и доверительный интервал для тренда простирается примерно от -0.4 до $+1.0$ К/год (Рис. 10 в [Keckhut et al. 2011]). Таким образом, из значимых оценок трендов в области 82 - 84 км в конце 20 века - имеем только охлаждение на $0.2 - 0.4$ К/год.

Летняя сезонная особенность проявляется и в плотности воздуха на высотах ОМ. Так, на Рис. 3.5.6, начиная с высоты 85 км, хорошо заметны вертикальные темные столбы в центре рисунков, которые соответствуют меньшему изменению плотности в летнее время.

Для уточнения наших представлений о трендах было весьма желательно сопоставить данные о трендах в температуре и плотности летней области мезосферы с трендами в характеристиках серебристых облаков. Еще на заре исследований серебристых облаков отмечалось, что многолетние интервалы активности серебристых облаков чередовались с периодами, когда они наблюдались значительно меньше. Так, Астапович [1939] привел график активности С.О., на котором виден провал активности в период примерно 1900-1920 гг. Однако для аккуратных выводов были нужны достоверные временные ряды, которые можно исследовать статистическими методами. Первое время вместо достоверных временных рядов использовались весьма неоднородные каталоги появлений

серебристых облаков, и влияние погодного фактора на появление С.О. никак не учитывалось. Тем не менее, благодаря этим пионерским исследованиям, прежде всего в уже упоминавшейся в начале раздела 3.5. публикации [Gadsden, 1986], исследователи обратили внимание на это важное направление работы и начали работать над более аккуратными выводами.

Впервые такие выводы удалось получить нашей московской группе исследователей С.О. (Далин, Перцев, Ромейко и др.). Для этого использовалась однородная по методике наблюдений московская база данных по С.О. (она описана в разделе 1.2.). Одним из важных преимуществ этой базы данных была систематическая фиксация не только появления С.О., но и состояния погоды. Это позволило предложить использование двух переменных s_5 и s_6 , (см. раздел 3.3), являющихся по сути: среднесезонной вероятностью появления С.О. в ясную ночь и сезонным интегралом от яркости С.О., нормированным на число ночей, пригодных к наблюдению С.О. по погодным условиям [Ромейко и др., 2002; Romejko et al., 2003]. Таким образом удалось учесть погодный эффект в статистике появлений С.О.

Приблизительно такая же организация, как методики наблюдений, так и представления данных использовалась для некоторых других, также методически-однородных баз данных: датской (несколько пунктов, $\sim 56^\circ\text{N}$; 09°E), литовской (Vilnius, 55°N ; 26°E) и канадской (La Ronge, 55°N ; 105°W). Единый подход к анализу трендов для московской и датской баз данных был предпринят в [Dalin et al., 2006b], а московской, канадской и литовской – в [Pertsev et al., 2014]. Смысл таких комбинаций заключался в едином подходе и одном и том же интервале времени для анализа. Фактически анализировались временные ряды с интервалом опроса 1 год; каждая из точек означала либо число ночей с С.О. с корректировкой за счет погодного фактора, либо накопленную за сезон яркость С.О., также погодно-скорректированную. Для поговой коррекции использовалось число ясных и полужасных ночей.

Рис. 3.5.8. демонстрирует число появлений С.О., с поговой коррекцией и без, по наблюдениям в Москве в 1990-2013 гг. Поскольку активность С.О. зависит от солнечного цикла (см. раздел 3.4), мы разделяем многолетний временной тренд и влияние солнечной активности в рамках двумерной линейной регрессионной модели:

$$Y = b_1 \cdot (time - T_s) + b_2 \cdot Ly_\alpha + b_3, \quad (1)$$

где b_1 и b_2 коэффициенты регрессии, соответственно, для временного тренда и для потока Ly_α солнечного происхождения (для каждого года осредненного за июнь+июль), b_3 и T_s –

константы. В регрессионной модели поток $Ly-\alpha$ содержит явным образом не прописанный в (1) возможный сдвиг фазы цикла С.О. по отношению к солнечному циклу, который определяется заранее стандартным взаимно - корреляционным анализом. Результат регрессионной модели показан на Рис. 3.5.8 синей кривой, а только временной тренд после исключения солнечной составляющей – толстой черной линией. Красными кривыми показан 95% доверительный интервал временного тренда. Все регрессионные коэффициенты для московской и других баз данных вместе с их статистическими погрешностями с доверительной вероятностью 95% даны в Таблице 3.5.1 [Pertsev et al. 2014].

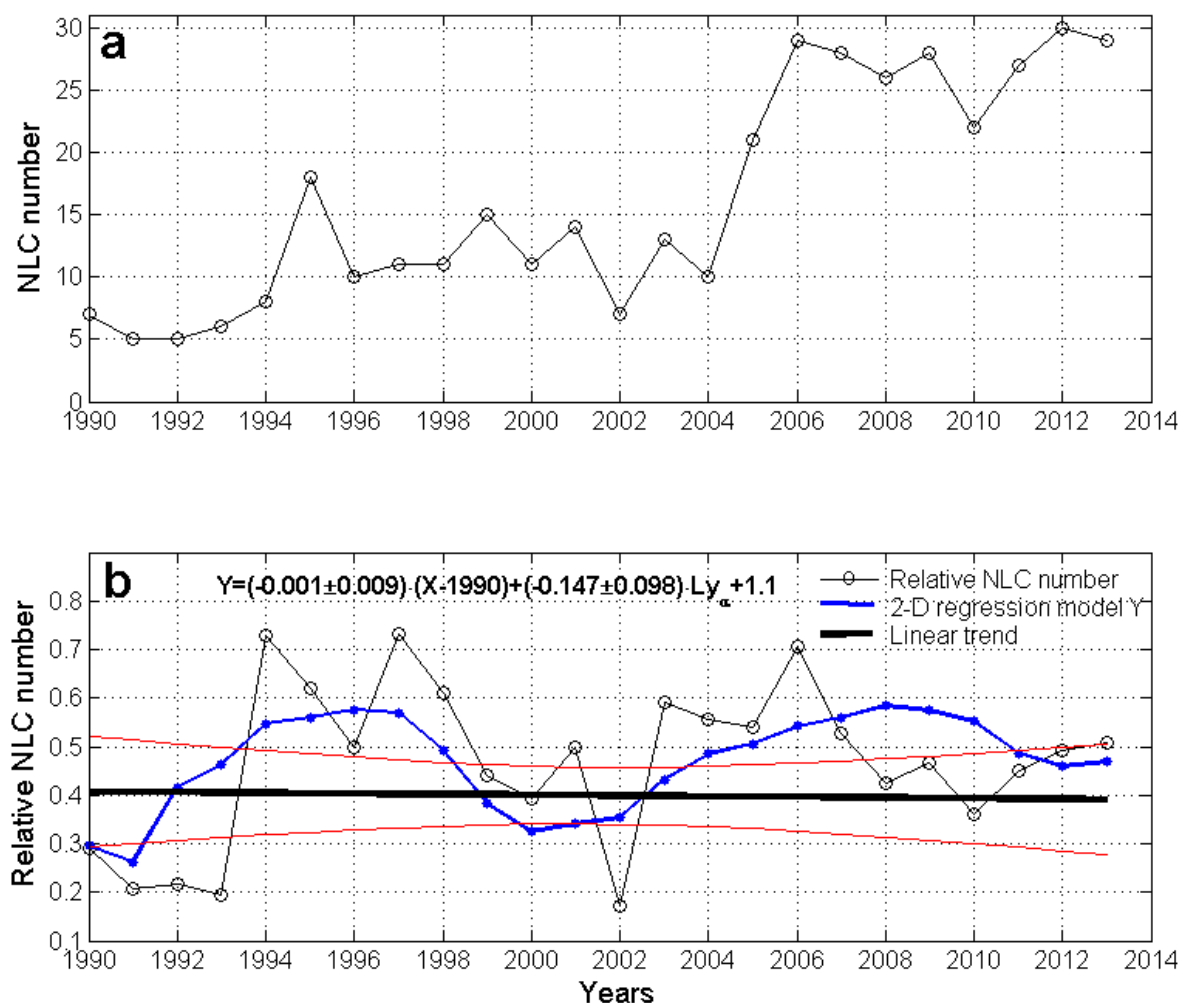


Рис. 3.5.8. [Pertsev et al., 2014]. (a) - число ночей с С.О. по данным московской базы без погодной коррекции; (b) - вероятность появления С.О. в ясную ночь (серая ломаная). Надпись в левом верхнем углу дает 2-D линейную регрессионную модель по времени и потоку $Ly \alpha$. Вклад обоих аргументов показан синей кривой, а вклад только временного тренда – черной прямой. Тонкие красные линии означают 95% доверительный интервал для временного тренда.

Нужно отметить, что Рис. 3.5.8 (a) показывает существенный скачок вверх числа появлений С.О. в 2005 - 2006 гг., обязанный переходу к автоматическим цифровым

фотокамерам в наблюдениях С.О. Это позволило растянуть наблюдательные кампании до 2.5 месяцев, тогда как в среднем до 2005 г. продолжительность наблюдательной кампании составляла около 1 месяца. Однако при делении числа ночей с С.О. на число ясных и полужасных ночей (т.е. переходе к переменной s_5) указанный скачок исчезает (Рис. 3.5.8, b). Для этой переменной получается небольшой отрицательный (статистически не значимый) тренд.

Временной ряд накопленной за сезон яркости С.О. (переменная s_2 , описанная в разделе 1.2) за 1990-2013 гг. показан на Рис. 3.5.9 (a). Здесь виден тот же скачок 2005-2006, что и на Рис. 3.5.9 (a), связанный с переходом на автоматическую цифровую съемку.

Нормированный на число ясных и полужасных ночей показатель яркости s_6 дает временной ряд, показанный на Рис. 3.5.9 (b). Здесь, как и в случае с нормированным числом ночей с С.О., нет статистически- значимого тренда в течение 23 лет. Отметим, что

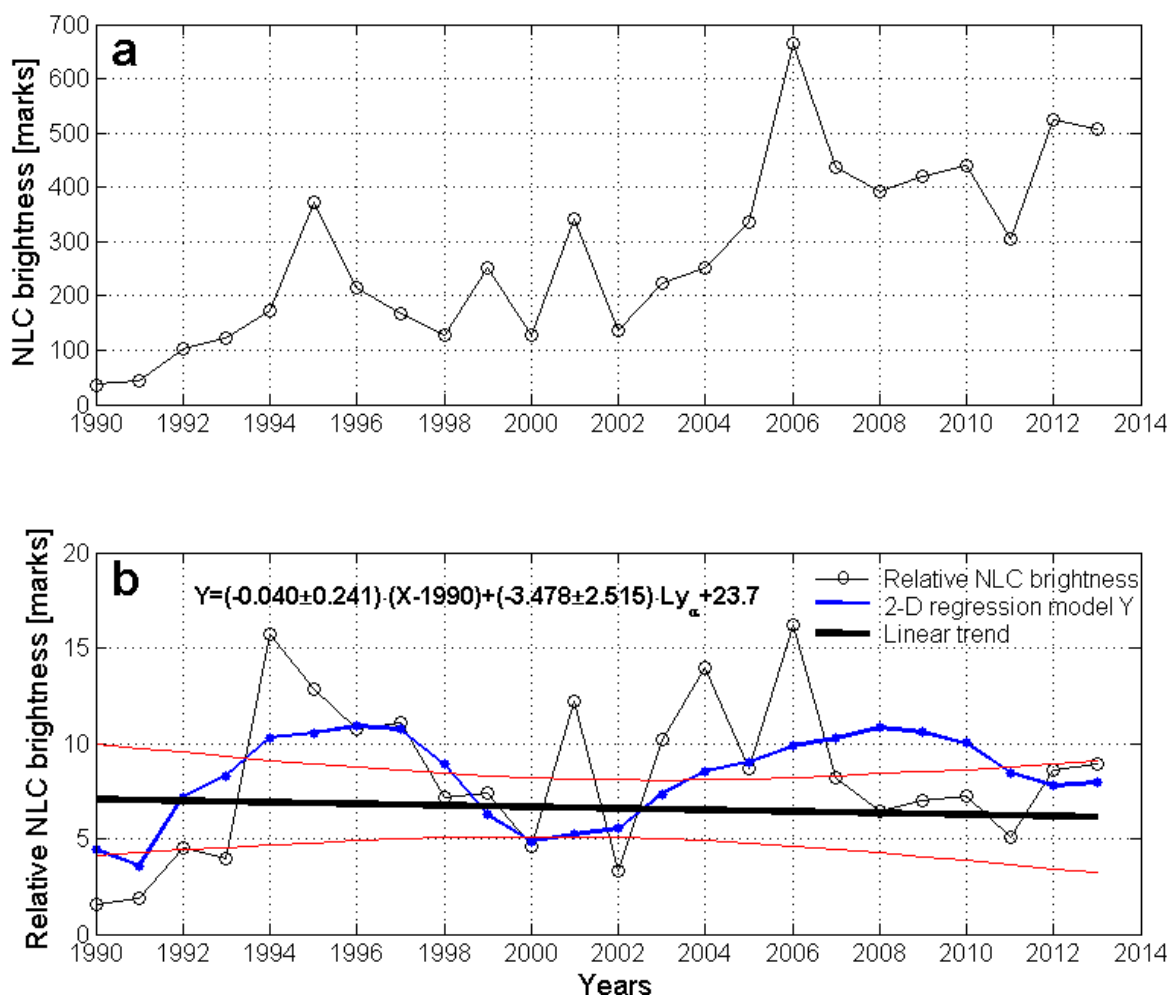


Рис. 3.5.9. [Pertsev et al., 2014]. (a) - накопленная за сезон яркость С.О. (переменная s_2) по московским данным, без погодной коррекции, в интервале лет 1990-2013; (b) s_6 (та же переменная, но нормированная на число ясных и полужасных ночей). Остальные обозначения – как на Рис. 3.5.8.

Таблица 3.5.1. Параметры 2-D линейной регрессионной модели и взаимно - корреляционного анализа (см. (1)). Сдвиг фаз, равный 1 году, означает опережение солнечным циклом цикла активности С.О. на 1 год (если $b_2 > 0$) или противофазы к циклу активности С.О. (если $b_2 < 0$). Для всех анализируемых временных рядов С.О. проведена погодная корректировка. Нижние две строки подготовлены на основе данных спутниковых измерений ПМО, любезно присланных М.ДеЛандом

Временной ряд	Временной интервал	Коэф-т b_1	Коэф-т b_2	Коэф-т b_3	Сдвиг фаз (годы)
Московское число ночей с С.О.	1990-2013	-0.001 ± 0.009	-0.15 ± 0.10	1.1 ± 0.5	0
Московская среднесезонная яркость	1990-2013	-0.040 ± 0.241	-3.48 ± 2.52	23.7 ± 12.4	0
Литовское число ночей с С.О.	1992-2013	0.216 ± 0.317	-5.27 ± 3.15	50.3 ± 15.0	1
Канадское число ночей с С.О.	1990-2013	0.048 ± 0.310	0.66 ± 3.13	10.9 ± 15.5	2
Частота появ-я РМС	1990-2013	-0.030 ± 0.035	-0.68 ± 0.36	5.0 ± 1.8	0
Альбедо РМС	1990-2013	-0.009 ± 0.031	-0.13 ± 0.28	5.9 ± 1.5	2

здесь эта нормировка, а также исключение зависимости от солнечной активности, приводят к качественному изменению результата: кривая на Рис. 3.5.9 (а), построенная для сравнения без их учета, показывает заметный положительный тренд. Основываясь только

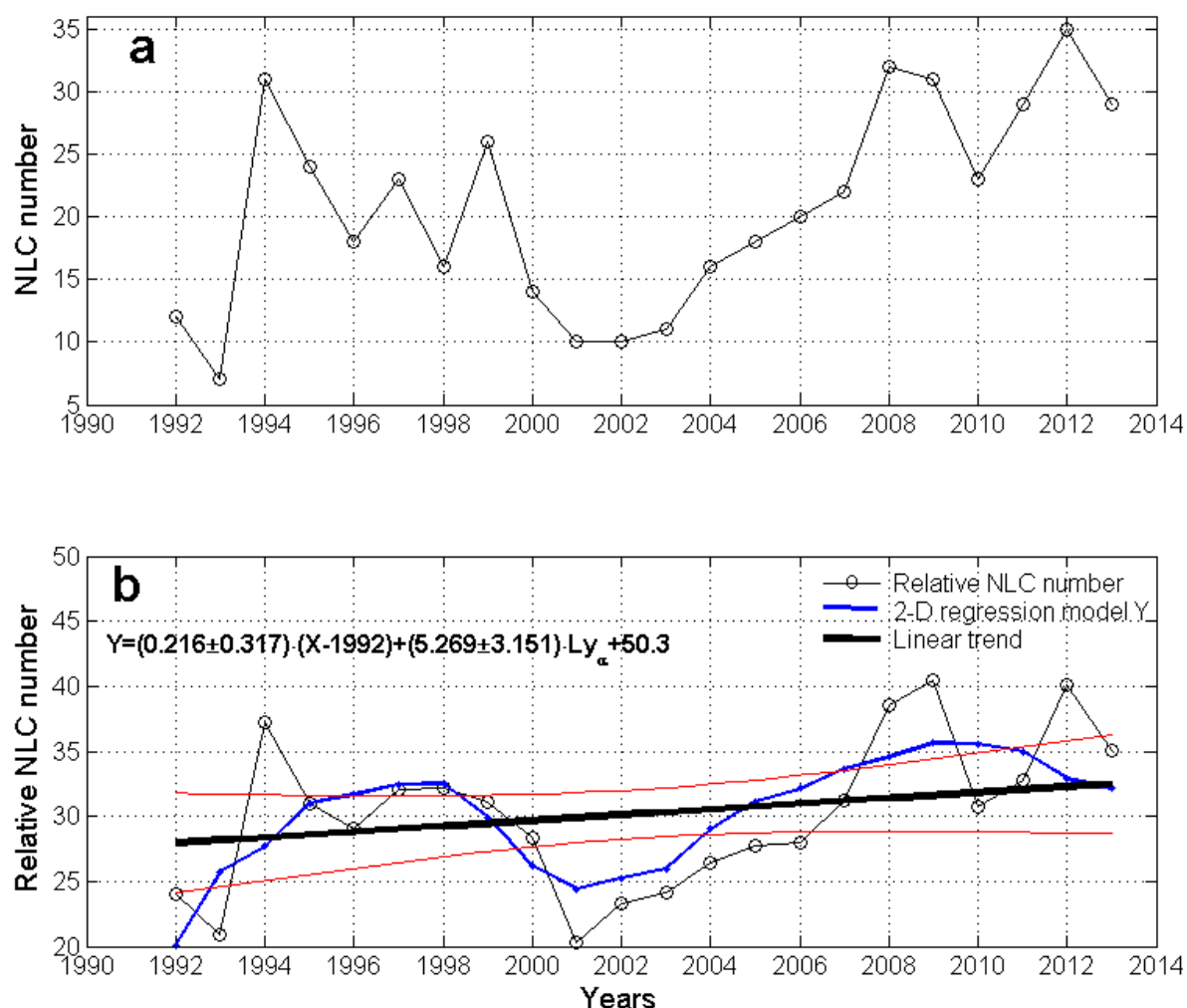


Рис. 3.5.10. [Pertsev et al., 2014]. (a) - число ночей с С.О. по данным литовской базы без погодной коррекции; (b) – то же – с погодной коррекцией (серая ломаная). Остальные обозначения – как на Рис. 3.5.8.

на кривой (a) и объявляя о положительном тренде яркости, мы неизбежно допустили бы ошибку. Фактически, такая ошибка допущена в [Rong et al. 2012]. Авторы этой работы, ссылаясь на данные московской группы исследователей С.О. [Romejko et al. 2003], сделали ошибочный вывод о положительном тренде яркости С.О. в течение нескольких десятилетий по московским данным. По-видимому, они использовали показанный на Рис. 1 [Romejko et al. 2003] временной ряд s_2 , (т.е. накопленной за сезон яркости без погодной коррекции) и не учли приведенные в той же статье сезонные количества ясных и полужасных ночей, в течение которых производились наблюдения.

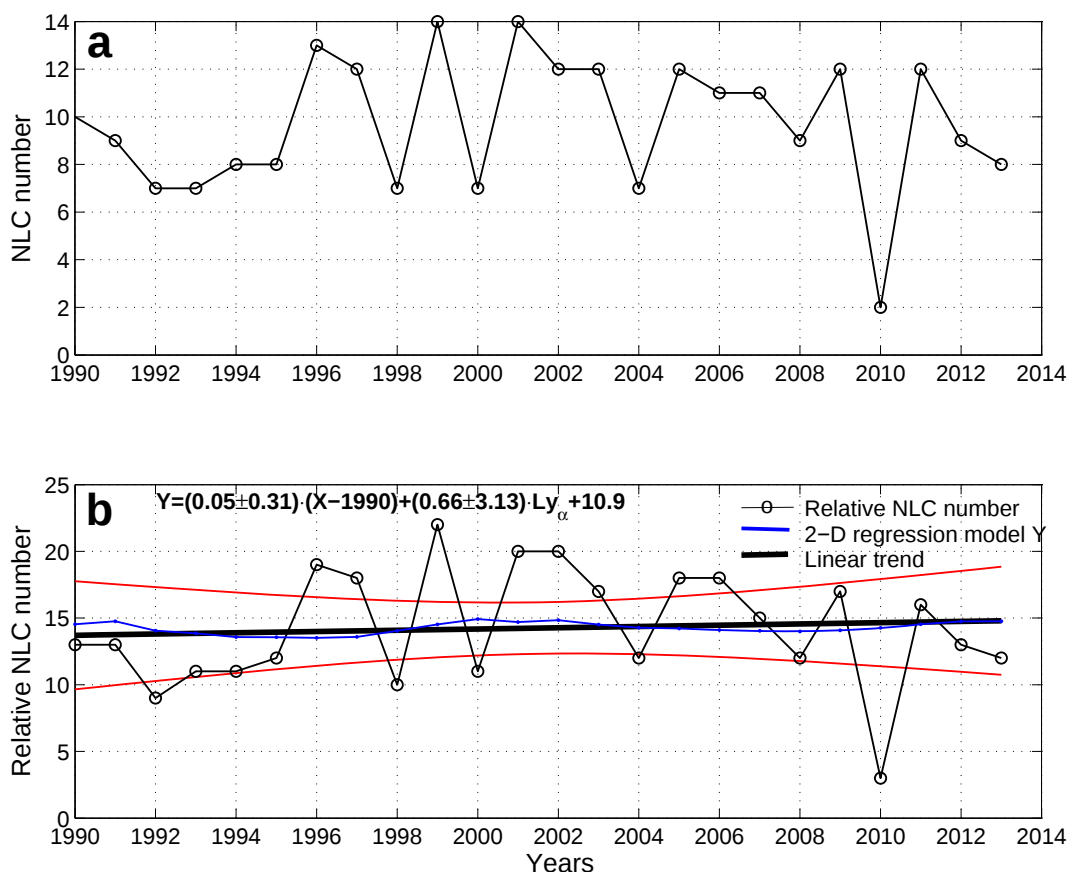


Рис. 3.5.11. [Pertsev et al., 2014]. То же, что на Рис. 3.5.9, но по данным наблюдений в Канаде.

Весьма похожие результаты получены в [Pertsev et al., 2014] также на основе литовских и канадских данных. Рисунки (3.5.10 b и 3.5.11 b) демонстрируют весьма похожее поведение чисел ночей с С.О. после погодной коррекции. Для литовских данных получен слабый положительный, не значимый тренд, для канадских – близкий к нулю. Отличие масштабов для относительных (т.е. погодно-скорректированных) чисел ночей с С.О. на Рис. 3.5.8 b, 10 b, 11 b вызван разными методиками погодной коррекции, принятой в московской, литовской и канадской группах. Они описаны в [Ромейко и др., 2002; Romejko et al., 2003] для московской базы данных, [Dubietis et al., 2010] – для литовской и в [Zalcik et al., 2014] – для канадской. Так или иначе, в течение рассмотренного периода (1990-2013 гг.) нет статистически-значимого тренда ни в числе ночей с С.О., ни в интегральной за сезон яркости, если провести коррекцию данных с учетом погодного фактора ни в одном из пунктов (Москва (56°N; 36°E); Vilnius, Lithuania (55°N; 26°E); La Ronge, Canada (55°N; 105°W)). Подобное заключение было сформулировано в [Dalin et al., 2006] для другого интервала наблюдений в Москве (1962-2005) и датской базы данных (1983-2005). Соответствующее поведение числа ночей с С.О. после погодной коррекции показано на

Рис. 3.5.12. Рисунок показывает зависимость величины тренда от временного интервала, а также неплохое совпадение трендов в Москве и Дании.

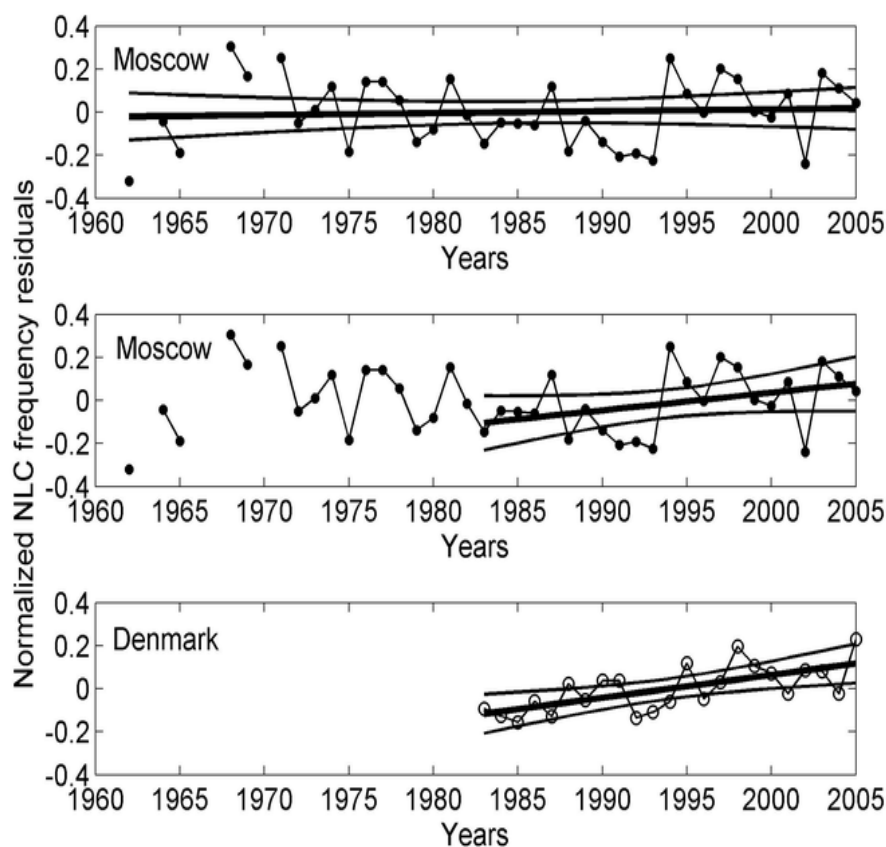


Рис. 3.5.12. [Dalin et al. 2006]. Нормированное на погодный фактор отклонение сезонного числа ночей с С.О. от среднего для наблюдений в Москве и Дании. На среднем и верхнем рисунке тренды проведены для одного пункта и разных интервалов времени, на среднем и нижнем – для разных пунктов и одного интервала времени.

Итак, на рассмотренном интервале времени во второй половине XX века нет значимого тренда числа «серебристых ночей» за сезон (по данным в нескольких пунктах) и интегральной яркости С.О. (по московским данным). Но так было не всегда; указанные характеристики существенно менялись в конце XIX века (см. раздел 3.6).

Тренды в характеристиках ПМО и С.О. В 2009 г. исследователи полярных мезосферных облаков (ПМО) опубликовали, как тогда казалось, убедительные данные [DeLand et al., 2007; Shettle et al., 2009] о заметном положительном тренде в частоте появления ПМО. На Рис. 3.5.13 приведен наиболее информативный график из [Shettle et al., 2009]. Он показывает положительный тренд для ПМО разных широтных диапазонов, проявляющийся наиболее ярко для самого высокоширотного диапазона. Поскольку, как было отмечено выше, ПМО и С.О. – по сути одно явление, отличающееся в основном

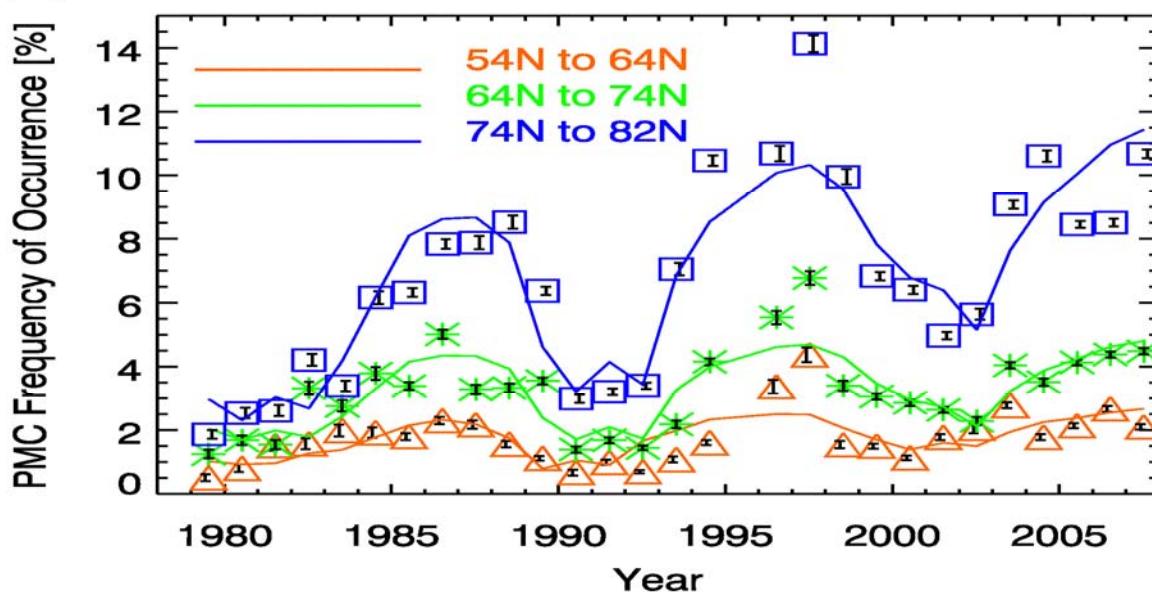


Рис. 3.5.13. [Shettle et al. 2009, доступен на сайте http://www.cawses.org/wiki/index.php/Project_3_PMC/NLC_altitude_frequency_and_brightness_changes_related_to_changes_in_dynamics_and_chemical_composition]

методами исследования и в какой-то степени широтой, возникло широко распространенное мнение (см., напр., [Laštovička et al. 2008]) о серьезном противоречии между трендовыми результатами по данным ПМО и С.О. Однако, это противоречие в большой степени снимается [Dalin, Pertsev 2011b], если рассматривать одинаковые интервалы времени и наиболее низкоширотную часть (54-64° N) результатов [Shettle et al. 2009] (сравните Рис. 3.5.12 и 3.5.13). Более того, впоследствии выяснилось, что полученные тренды в ПМО весьма чувствительны к пороговому критерию, который выбирается для автоматического распознавания ПМО на общем фоне. Так, недавняя версия временных рядов с модифицированным пороговым критерием ПМО, подготовленная той же группой исследователей ПМО [DeLand and Thomas 2015] демонстрирует не значимые (скорее, отрицательные, чем положительные) тренды для того же диапазона лет (Рис. 3.5.14). Таким образом [Pertsev et al. 2014], тезис о расхождении трендов по данным ПМО и С.О. оказался несостоятельным.

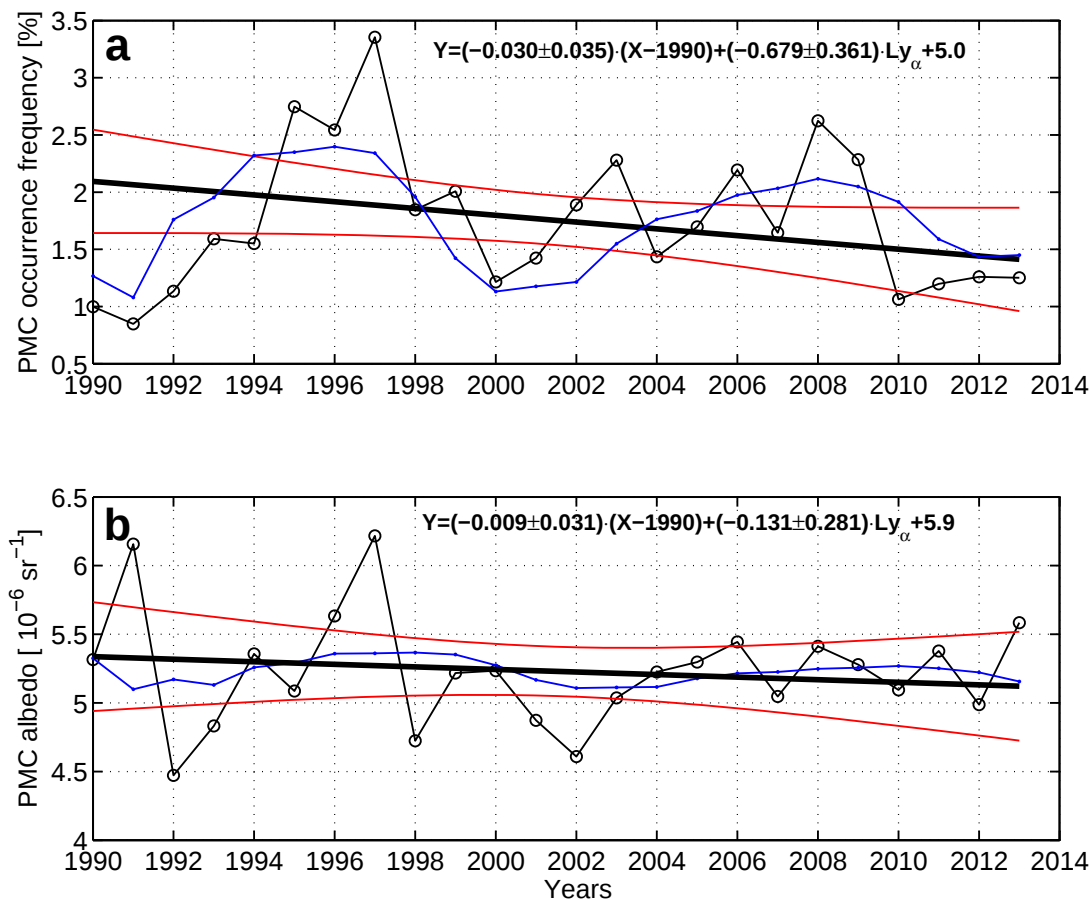


Рис. 3.5.14. ([Pertsev et al. 2014]; данные, соответствующие [DeLand and Thomas 2015], любезно присланы М.ДеЛандом). Тренды в частоте наблюдений ПМО (а) и в среднесезонном альбедо ПМО (b) для широт $50\text{--}64^{\circ} \text{ N}$ и примерно того же интервала лет, что на Рис. 3.5.8 – 11. Обозначения - как на Рис. 3.5.8 (b).

Физическое содержание выводов о нулевом тренде в активности С.О. Проведенное сопоставление спутниковых измерений температуры и влажности с наземными наблюдениями серебристых облаков (см. разделы 1.2, 2.1) позволяет утверждать, что появление С.О. сильно зависит от относительной влажности окружающего воздуха и в подавляющем большинстве случаев требует насыщенного или пересыщенного водяного пара. Это дает возможность с некоторыми оговорками принять гипотезу («локальную гипотезу») о том, что появление/отсутствие С.О. на широте около 60° контролируется в основном температурно-влажностным режимом в районе их наблюдения. Тогда из этой гипотезы и результатов сопоставления наземных наблюдений и спутниковых измерений должно следовать, что для обеспечения нулевого тренда в числе ночей с С.О. за летний сезон требуется нулевой тренд в числе летних ночей с относительной влажностью $\geq 100\%$, т.е. с насыщенным или пересыщенным водяным паром, на нужных широте и высоте

[Pertsev et al. 2014]. Полное отсутствие серебристых облаков до 1885 г. (см. раздел 3.6) соответствует другому режиму летней мезосферы с относительной влажностью, заметно меньшей 100%. Это могло быть либо при заметно больших температурах летней мезосферы, либо при заметно меньшем отношении смеси водяного пара, так что линия температура – относительная влажность проходила существенно ниже. Таким образом, подход, основанный на чувствительности серебристых облаков к относительной влажности, находится в согласии с идеей [Thomas et al., 1989]: "... до 1885 года в мезопаузе не было достаточного количества водяного пара, чтобы образовать видимые глазу серебристые облака...".

Дальше необходимо согласовать вывод об охлаждении летней ОМ во второй половине XX века и вывод о приблизительном постоянстве числа летних ночей с насыщенным водяным паром. Действительно, согласно приводимым в подразделе «Особенности летних трендов температуры...» результатам, в интервале 1960 – 1995 гг. на высотах 82-84 км, где наблюдаются С.О., происходило охлаждение летней ОМ со средней скоростью $0.2 \div 0.4$ К/год, что должно было понизить среднюю летнюю температуру этой области высот за указанный период времени на $6 \div 13$ К. Если предположить, что отношение смеси водяного пара при этом оставалось постоянным, то следует ожидать, в соответствии с Рис. 1.2.2, что относительная влажность воздуха на интересующих нас высотах выросла в это время по меньшей мере на полпорядка, однако это не находит подтверждения в тренде частоты появления и яркости С.О. Одним из разумных логических выходов является заключение об одинаковом знаке тренда в температуре и отношении смеси водяного пара в ОМ [Pertsev 2014]. Тогда понижение температуры летней ОМ и нулевой тренд в сезонных показателях активности С.О. приводят к выводу о понижении отношения смеси водяного пара в ОМ. Вторым возможным выходом является отказ от сформулированной выше «локальной гипотезы». Именно эта гипотеза позволила в [Pertsev et al., 2014] совершить логический переход от нулевого тренда в сезонной активности С.О. к нулевому тренду в числе летних ночей с насыщенным водяным паром. Как уже отмечалось в разделе 2.1, данные о сезонном ходе С.О. не вполне соответствуют «локальной гипотезе» и свидетельствуют важности физических условий на более северных широтах (в СП) для появления/ отсутствия С.О. на широтах около 60° . Какая из этих двух возможностей в действительности осуществляется, покажут будущие исследования.

3.6. Серебристые облака - индикатор возможных качественных климатических изменений в области мезопаузы

Летом 1885 г. в течение короткого периода (с 8 до 23 июня по новому стилю и затем с многократными повторениями до конца июня и в июле) наблюдатели средних широт разных стран Европы (Германия, Россия, Чехия, Польша, Эстония) независимо друг от друга впервые наблюдали новое небесное явление – ночные серебристые облака (С.О.). При самых первых наблюдениях не использовалась никакая аппаратура, и первооткрывателям, среди которых были астрономы и фотометристы, было совершенно очевидно, что это новое явление, и что ничего похожего прежде ими не наблюдалось (соответствующие цитаты приведены в [Далин и др., 2005, 2013; Dalin et al. 2012]). Но, может быть, серебристые облака наблюдались в более ранние века? Людям некоторых профессий (монахи, астрономы,) было свойственно подробно описывать все необычные происходившие природные явления. Поиском таких свидетельств целенаправленно занимались многие исследователи С.О., в частности, В.А.Бронштэн. Были найдены отдельные наблюдения светящихся облаков в разное время, но описаний, которые однозначно указывали на типичные для серебристых облаков свойства и морфологию, до 1885 г. найти не удалось [Астапович 1939; Броштэн и Гришин 1970]. Для сравнения можно взять другое ночное явление, вполне сопоставимое с С.О. по яркости и частоте появления на средних широтах, — полярные сияния, каталоги которых насчитывают более десяти достаточно подробных описаний, сделанных еще до нашей эры, и сотни — в средние века [Далин и др., 2005].

С самого начала обсуждения нового явления (см., напр., [Покровский 1897]) была высказана гипотеза, что его причиной стало извержение вулкана Кракатау в середине 1883 г., забросившее в атмосферу множество аэрозольных частиц, которые к 1885 г. достигли верхней мезосферы, где и произошло формирование С.О. Несмотря на то, что против этой гипотезы еще в начале XX века были выдвинуты серьезные возражения (см., напр., [Астапович 1939]), а Jardtetzky [1926] еще тогда назвал ее продержавшейся непристойно долго, гипотеза оказалась удивительно живучей и до сих пор приводится в научной литературе как одно из возможных объяснений внезапного возникновения С.О. Более того, в последнее время в ряде зарубежных публикаций, посвященных С.О. [Taylor et al., 2002; Hartquist et al., 2009; Pautet et al., 2011], прошел незаметный и совершенно неоправданный сдвиг первого наблюдения С.О. с 1885 на 1884 г., т.е. ближе к извержению Кракатау. Этот сдвиг был основан на описании одного наблюдения художника Р.Лесли летом 1884 г. Предпринятый нашей группой тщательный анализ [Dalin et al. 2012; Далин и др., 2013] ситуации, описанной Лесли и фактов, связанных с его публикацией, показал, что нет

достаточных оснований считать описанное явление серебристыми облаками. Таким образом, годом первого достоверного наблюдения С.О. по сегодняшним достоверным данным является все-таки 1885 г. Попутно в тех же наших статьях был проанализирован и развенчан еще один миф – о том, что извержение Кракатау было уникальным по своей мощности. Хотя Vestine [1934] провел статистические исследования, показавшие отсутствие связи между извержениями вулканов и появлениями С.О., в частности, отсутствие реакции С.О. на весьма сильное извержение Катмаи в 1912 г., у вулканической гипотезы оставалось последнее прибежище – сохранялось неявно признанное убеждение о необычайной силе извержения Кракатау 1883 г., которое объясняло, почему именно после этого извержения область мезопаузы перешла, по образному выражению С.П.Перова, в другое «квантовое состояние», допуская образование С.О.

Однако предпринятый нашей группой [Dalin et al. 2012; Далин и др., 2013] анализ различных характеристик извержений последних веков, оцененных сообществом вулканологов [Siebert et al., 2010], показал, что извержение Кракатау не было самым сильным ни по одной из характеристик. Даже если предположить, что эффект извержения Кракатау значительно усиливался еще одним мощным извержением, - вулкана Августин, - в том же году, все же необходимо признать, что одного разового заброса вулканического вещества в ОМ не достаточно для объяснения сохранения благоприятных для образования С.О. условий в течение 130 лет. В результате проведенного анализа вулканическая гипотеза образования серебристых облаков оказалась доведенной до своего логического конца: доказано, что извержение Кракатау и Августина не было причиной, или, по крайней мере, единственной причиной возникновения С.О. в 1885 г. как нового природного объекта.

Таким образом, в 1885 г. в области мезопаузы произошли качественные климатические изменения, которые не имели в качестве единственной причины такие мощные внешние воздействия как извержения вулканов. События 1885 г. показали, что в средней атмосфере нет раз навсегда установившегося среднего состояния, вокруг которого происходят флуктуации, и что в области мезопаузы возможны не только медленные тренды (см. раздел 3.5), но и качественные климатические изменения, хотя тренды и качественные изменения должны быть взаимосвязаны. Отсюда ясна ограниченность подхода, связанного с выделением регулярной части в вариациях характеристик ОМ, - они могут оставаться регулярными лишь внутри интервалов времени, не содержащих явных качественных изменений.

Что касается причин происшедших в 1885 г. изменений в ОМ, - единственное более или менее последовательное опубликованное предположение на этот счет [Thomas et al.

1989] связало появление С.О. с постепенным долговременным увеличением абсолютной влажности ОМ, которое, в свою очередь, вызвано поступлением метана из нижней атмосферы. По схеме [Thomas et al. 1989], появление С.О. произошло бы, возможно несколько позже, и без извержения Кракатау, но последнее, быстро подняв отношение смеси водяного пара в ОМ на 1-2 ppmV, сделало это появление ярким и повсеместным. Концепция [Thomas et al. 1989] хорошо объясняет, почему извержения до 1885 г. не приводили к образованию С.О., но плохо согласуется с фактом отсутствия ковариации между С.О. и последующими извержениями, отмеченным Vestine [1934]. Последнее соображение также понижает оценку роли извержения Кракатау в появлении С.О.

Выводы по главе 3

1. Дан обзор источников нерегулярной изменчивости характеристик области мезопаузы.
2. Получены оценки внутрисуточной, внутрисезонной и межгодовой нерегулярной изменчивости температуры области мезопаузы по данным гидроксильных спектрофотометрических измерений.
3. Предложена и отработана методика построения многолетних временных рядов, характеризующих среднесезонную активность серебристых облаков по данным систематических наземных наблюдений с корректировкой на погодный фактор. По этой методике удалось построить наиболее длинные в мире (с погодной корректировкой) временные ряды вероятности появления серебристых облаков в ясную ночь и накопленную за сезон суммарную яркость, - с 1962 г. по настоящее время, - по базе данных московской группы наблюдателей С.О. Статистический анализ этих рядов дал новые результаты об отсутствии значимых временных трендов и о декадной (~ 10 лет) периодичности в сезонной активности серебристых облаков, значимо отличающейся (меньшей) по периоду, чем солнечный цикл Швабе.
4. С помощью линейно-регрессионного анализа даны оценки вклада солнечного цикла в среднегодовую температуру области мезопаузы, амплитуды и фазы низших годовых гармоник температуры, изменчивость температуры в области периодов $0.3 \div 7$ часов, в области периодов трех первых гармоник суточного прилива, межсуточную и межгодовую изменчивость. Из всего перечисленного наиболее явный и весомый вклад солнечного цикла (30-60%) происходит в межгодовой дисперсии температуры.
5. На основе среднемесячных профилей температуры, полученных путем объединения разных типов измерений в среднеширотной средней атмосфере, создана эмпирическая модель температуры и суммарной концентрации молекул для высот 25-110 км, широт $45\text{--}60^\circ \text{ N}$ и временного интервала 1976-1991 гг., учитывающая высоту, сезон, номер года и уровень солнечной активности.
6. В течение последней четверти XX века имело место сжатие средней атмосферы. Давление и плотность на заданной высоте постепенно уменьшались; изолинии суммарной концентрации понижались со средней скоростью 1- 4 км за 10 лет.
7. Для интервала 1990 – 2013 гг. предпринято вычисление линейных временных трендов в сезонных характеристиках активности серебристых облаков по московской, датской, литовской и канадской локальным базам данных с учетом погодной коррекции и одновременным вычитанием вклада солнечной активности. Все они показали статистически не значимый околонулевой тренд. Построена новая концепция об

околонулевых трендах в серебристых облаках в современную эпоху, на смену предыдущей концепции Гадсдена о постепенном росте активности серебристых облаков.

Пересмотрен тезис ДеЛанда и др. о заметном росте частоты появления полярных мезосферных облаков по спутниковым данным. Показано, что данным ДеЛанда для широт $50-64^{\circ}$ N в 1990 – 2013 гг. соответствует слабоотрицательный не значимый тренд в частоте наблюдения и альбедо полярных мезосферных облаков.

8. Отсутствие значимых трендов в вероятности появления серебристых облаков в ясную ночь и их интегральной яркости за сезон означает приблизительное сохранение числа ночей с насыщенным водяным паром в верхней мезосфере, что возможно при трендах температуры и отношения смеси водяного пара, - либо околонулевых, либо одного знака.

9. Появление серебристых облаков как нового явления природы в 1885 г. является убедительным свидетельством возможности качественных изменений в области мезопаузы.

ГЛАВА 4. Возмущение области мезопаузы гидродинамическими волнами

4.1. Масштабная иерархия и взаимозависимость гидродинамических волн в средней атмосфере

В этой главе рассматривается круг вопросов, связанных с проникновением область мезопаузы гидродинамических волн и их распространением в ней. Более подробно описываются планетарные и атмосферные гравитационные волны, поскольку в основном именно они отвечают за обмен импульсом и энергией с другими слоями атмосферы; им посвящены отдельные разделы главы. В результате получается довольно сложная картина взаимодействующих между собой и со средним течением волн, возмущающих область мезопаузы, построенная на основе анализа данных измерений и моделирования.

Еще в 19 веке из наблюдений серебристых облаков было известно, что рассматриваемая в диссертации область высот практически всегда охвачена волнообразными движениями. Существует несколько физических механизмов типа возвращающей силы или гироскопической силы, которые позволяют гидродинамическим возмущениям распространяться от места возникновения в другие области, т.е. обеспечивают распространение гидродинамических волн. Такие механизмы обеспечиваются силой Кориолиса, действующей на частицу, обладающую скоростью относительно вращающейся земной атмосферы (это дает инерционные волны); ее меридиональным градиентом: частица, отклоненная в сторону экватора, получает усиление циклонической завихренности, благодаря которой она стремится сместиться в сторону полюса (планетарные волны, называемые также волнами Россби); архимедовой силой, возвращающей объем воздуха, отклоненный по вертикали в устойчиво-стратифицированной атмосфере (гравитационные волны); сжимаемостью воздуха (звуковые волны). В сдвиговом потоке ветровая стратификация действует аналогично термической устойчивой или неустойчивой, в зависимости от знака второй производной по вертикали от скорости ветра (сдвиговые волны) [Госсард и Хук, 1978; Бреховских и Гончаров 1982; Гилл 1986]. Для возмущений с разными пространственными и временными масштабами эффективными становятся разные из этих механизмов; в некоторых случаях действует сразу два или больше механизмов; так возникают понятия инерционно-гравитационных, акустико-гравитационных, гравитационно-сдвиговых волн и т.д. ОМ является не только средой распространения гидродинамических волн, но и средой их генерации и диссипации; генерация осуществляется, в частности, сдвиговыми течениями; для диссипации существует несколько механизмов, относительная эффективность которых зависит от параметров волн и от высоты [Госсард и Хук, 1978].

Наиболее продуктивным с точки зрения упорядочивания совокупности атмосферных

гидродинамических волн, по-видимому, является разделение по признаку частоты волны в системе отсчета, связанной с фоновым ветром. Так возникают три типа волн (а, б, в), круговые частоты которых разделяются двумя масштабами, инерционной частотой (или, что то же самое), параметром Кориолиса $l = 1.46 \cdot 10^{-4} \text{ рад/с} \cdot \sin \varphi$ (φ – широта) и частотой Брента-Вайсяля

$N = \left[g T_o^{-1} \left(\frac{\partial T_o}{\partial z} + \frac{2 \cdot g \mu}{7 R} \right) \right]^{1/2}$, в ОМ обычно лежащей в диапазоне [Перцев 1993]:

$1.8 \cdot 10^{-2} < N < 3.3 \cdot 10^{-2} \text{ рад/с}$ (Рис. 4.1.1). Здесь T_o , $\frac{\partial T_o}{\partial z}$ – фоновая температура и ее вертикальный градиент, g – ускорение свободного падения, μ – молярная масса воздуха, R – универсальная газовая постоянная.

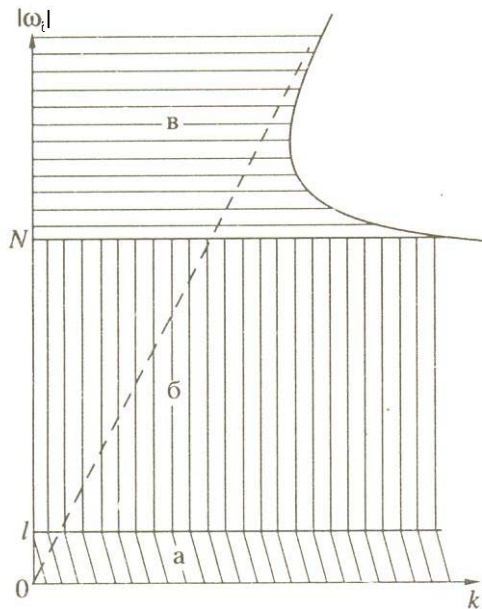


Рис. 4.1.1. [Перцев 1993]. Типы гидродинамических волн в координатах: горизонтальное волновое число k и абсолютная величина круговой частоты ω_i в системе отсчета, связанной с ветром. Штриховая линия на рисунке соответствует волнам с горизонтальной фазовой скоростью, равной скорости звука.

Тип (а) охватывает колебания с круговыми частотами, меньшими параметра l . Отбрасывая колебания с большими значениями мнимой части вертикального волнового числа (что соответствует сильному затуханию волн по вертикали), можно получить из соответствующего дисперсионного соотношения (напр., [Госсард и Хук, 1978]) следующее выражение для фазовой скорости колебаний типа (а):

$$\frac{\omega_i}{k} = -\beta \cdot k^{-2} \sin A \quad (1)$$

Здесь k – горизонтальное волновое число, ω_i – круговая частота, A – азимут «вектора»

фазовой скорости волны (отсчитываемый от севера по часовой стрелке), β - меридиональный градиент параметра Кориолиса, равный $1.31 \cdot 10^{-11} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ для широты 55° . Минус в правой части (1) показывает, что восточная фазовая скорость относительно ветрового потока у волн типа (а) отрицательна. При малых значениях k , соответствующих волнам с длиной планетарного масштаба, соотношение (1) может давать заметные фазовые скорости. Эти волны принято называть планетарными, или волнами Россби. С уменьшением длины волны фазовые скорости колебаний относительно воздушного потока, в котором они распространяются, становятся пренебрежимо малыми. Эти флуктуации просто сносятся ветровым потоком и их можно рассматривать как турбулентные флуктуации [Перцев 1993]. Разделение метеополей на регулярную (волновую) компоненту и турбулентность условно [Обухов 1967].

К типу (б) относятся волны с круговыми частотами $l < |\omega_i| < N$. Волны этого типа относят к атмосферным гравитационным (АГВ). Их называют также волнами плавучести, или внутренними гравитационными волнами. Последний термин¹ не очень удачен. «Внутренние» волны могут просачиваться через не очень толстые слои, в которых эти волны должны считаться уже не внутренними, а захваченными. Кроме того, благодаря диссипации, которую обязательно нужно учитывать в ОМ, и внутренние, и захваченные волны должны иметь как реальную, так и мнимую часть вертикального волнового вектора, при этом само разграничение на «внутренние» и «захваченные» волны теряет смысл. В диссертации используется наиболее общий для этих волн термин «атмосферные гравитационные волны». Во-первых, это помогает избежать путаницы, связанной с гравитационными волнами общей теории относительности, во-вторых, это указывает на среду распространения, кроме того, подразумевается, что в отличие от классической гидродинамики (напр., [Ландау и Лифшиц, 1986]) на структуру волн влияет не только плотностная стратификация, но и ветровой сдвиг. Понятие АГВ включает в себя инерционно-гравитационные и гравитационно-сдвиговые волны. К ним же относятся приливные волны, точнее, те из приливных вариаций, которые имеют частоты, кратные (суткам)⁻¹.

¹ Термин «внутренние» служит для упрощенных моделей гравитационных волн, когда масштаб изменений свойств среды гораздо больше длины волны. Слово «внутренние» соответствует в этом приближении действительным компонентам волнового вектора. Фаза волны в этой ситуации меняется колебательно и по вертикали, и по горизонтали. Если же, скажем, вертикальная компонента волнового вектора становится мнимой, это соответствует «захваченной» («поверхностной») волне, затухающей в сторону от поверхности, к которой эта волна становится привязанной. В достаточно сложных моделях, учитывающих реалистические фоновые вертикальные профили и диссипацию, вертикальная компонента волнового вектора имеет и действительную, и мнимую компоненту. При этом разделение волн на «внутренние» и «захваченные» теряет смысл.

В полях серебристых облаков АГВ с поверхности Земли представляются в виде последовательности коротких или длинных гребней (“bands” или “crests”) плоских волн с различной горизонтальной длиной волны от нескольких километров до нескольких сотен километров. Самые короткие из них (несколько километров по длине волны и длине вдоль гребня, они называются «гребешки», «billows», «ripples») имеют короткое время жизни, часто всего несколько минут, – представляют собой волны неустойчивости, связанные со сдвигом ветра либо разрушающиеся АГВ [Fritts et al. 1993]. Более длинные плоские волны с длиной волны, составляющей десятки и сотни километров, видны иногда всю ночь. Идентификация длинных плоских волн как АГВ подтверждается обратным лучевым трассированием, основанном на математическом моделировании, которое позволяет в некоторых случаях проследить путь волны до тропосферных источников [Hines, 1968; Dalin et al. 2015]. В плоских волнах могут наблюдаться изгибы (см. Фото 1.2.1), которые, по-видимому, свидетельствуют о неоднородностях вдоль фронта волны. Следует иметь в виду также, что волны, видимые на небольшом участке неба как плоские, могут оказаться частью концентрических волн большого радиуса ($\sim 200\text{--}300$ км), которые наблюдаемы в слое С.О. и в слоях линии кислорода 558 нм и гидроксила из космоса или камерами всего неба с поверхности Земли [Suzuki et al. 2007, Yue et al. 2014].

Волны типа (в) с круговыми частотами $|\omega_i| > N$ относятся к акустическим. В верхней части Рис. 4.1.1 изображена также область, не занятая ни одним из трех типов колебаний. Соответствующие ей волны относятся по частоте к акустическому диапазону, но являются ненаблюдаемыми в эмиссионных слоях ОМ из-за быстрого затухания возмущений по вертикали. Относятся ли к акустическим волны с круговыми частотами, большими частоты Брента-Вяйсяля, но меньшими “предельной акустической” частоты [Монин, Обухов 1958] – вопрос терминологии. Как показано в [Монин, Обухов 1958], эти волны имеют чисто мнимую вертикальную компоненту волнового вектора (т.е. бесконечно большую вертикальную длину волны). Это свойство, однако, еще не дает оснований считать волны несуществующими или ненаблюдаемыми и, по-видимому, является следствием грубой модели, не учитывающей возможную неоднородность температурно-ветровой стратификации и диссипативные процессы. То же можно сказать и об акустических волнах с горизонтальными фазовыми скоростями, несколько меньшими скорости звука. С этими оговорками условимся считать волны, относящиеся к типу (в), акустическими.

Как и планетарные волны и АГВ, акустические волны могут в ОМ генерироваться (например, с помощью метеоров), проникать сверху и снизу, распространяться и

отражаться от ее тонких слоев, а также диссипировать [Голицын 1965, Tahira 1988, Куличков 1999, Bittner et al. 2010, Куличков и др. 2013]. Они с успехом используются как инструмент исследования атмосферы (см. раздел 1.2), однако на сегодняшний момент нет никаких свидетельств того, что они вносят заметный вклад в баланс энергии и импульса области мезопаузы.

Что касается величин l и N , то их роль как границ между типами (а, б, в) гидродинамических движений не следует абсолютизировать [Перцев 1993]: уточнение дисперсионных соотношений (см., напр., [Курганский 1980; Вьялшин, Черкесов, 1988]) приводит к величинам, которые несколько отличаются от l и N . Наиболее значимыми из такого ряда поправок представляются те, которые связаны с учетом изменения по высоте фоновой скорости ветра (точнее, ее проекции u_k на горизонтальную фазовую скорость волны). Так, учет только первой производной функции u_k по высоте добавляет к N^2 величину $\frac{3}{7}H^{-1}\frac{\omega_i}{k}\frac{du_k}{dz}$, где H – высота однородной атмосферы. Даже с учетом осреднения по толщине достаточно толстых излучающих слоев типа гидроксильного, эта поправка к N^2 может достигать 10%. Для тонких слоев с заметным сдвигом по высоте поправка может иметь порядок самой величины N^2 . Таким образом, при идентификации типа гидродинамических движений величины l и N следует рассматривать просто как характерные масштабы частоты [Перцев 1993].

Переход в систему отсчета, связанную с землей (в которой работают наземные измерительные инструменты), искажает диаграмму типов волн, изображенную на Рис. 4.1.1, поскольку круговая частота ω в этой системе отсчета имеет доплеровский сдвиг по отношению к частоте ω_i :

$$\omega = \omega_i + u_k k \quad (2)$$

В [Перцев 1993] диаграмма типов волн для наземной системы отсчета построена для случая, когда информация о ветре на высоте существования волны отсутствует за исключением типичного для ОМ ограничения²: $|u_k| \leq U = 40$ м/с. Эта диаграмма приведена на Рис. 4.1.2. Неопределенность величины u_k приводит к возможному размазыванию областей, занятых каждым из типов волн, на большую площадь. Области на Рис. 4.1.2, обозначенные двумя или тремя буквами (а, б, в) соответствуют движениям, которые нельзя однозначно отнести к одному из трех перечисленных типов. Значения $N_{\min}$ и $N_{\max}$ показанные на Рис. 4.1.2, относятся к предельным значениям диапазона

² В [Перцев 1993] это ограничение обосновывается статистикой данных радиометеорных измерений на средних широтах [Portnyagin 1984; Portnyagin, Kajdalov 1986].

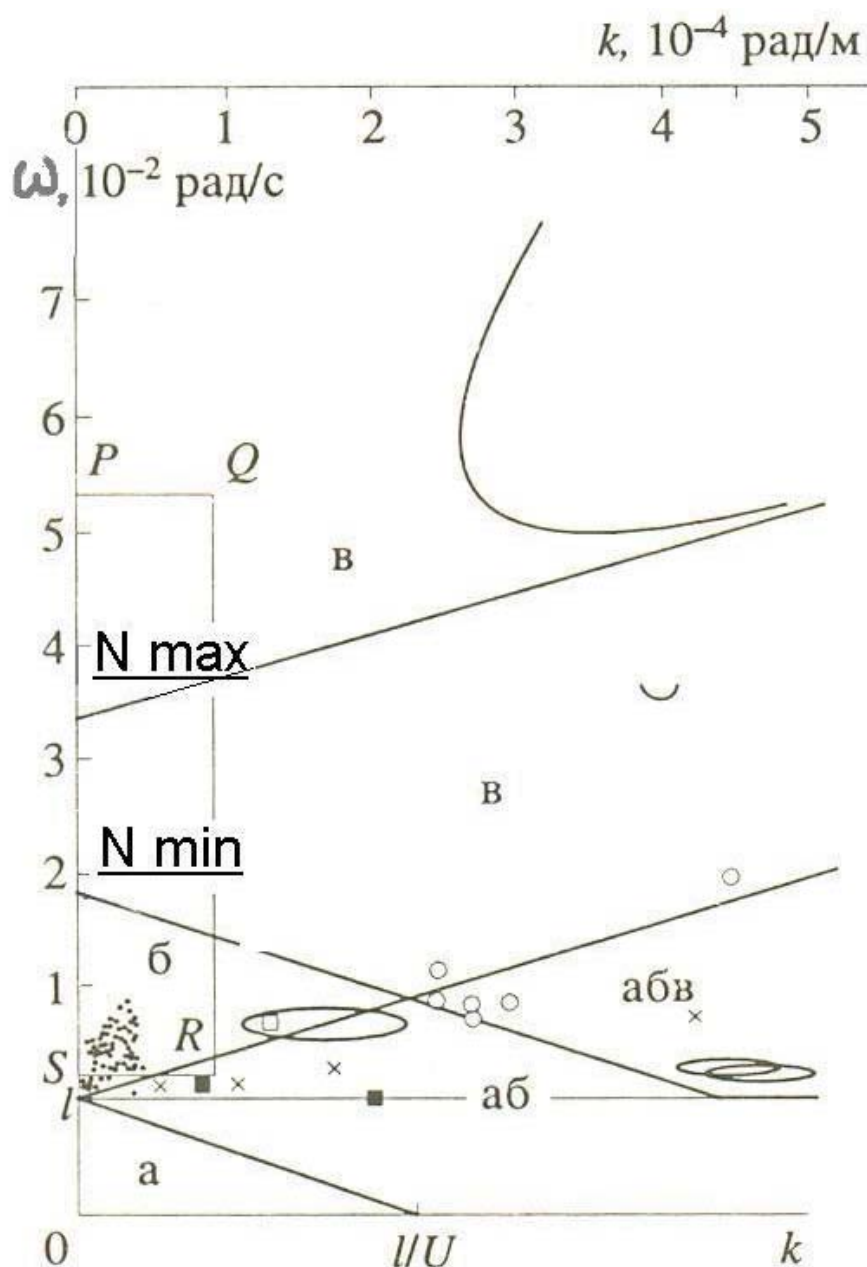


Рис. 4.1.2. [Перцев 1993]. Диаграмма типов волн (а, б, в) в координатах (k, ω) . Низкочастотная область $\omega < 1$ дана в искаженном более крупном масштабе. Остальная часть диаграммы дана в линейном масштабе в предположении $|u_k| \leq U = 40$ м/с. Буквами М, Р, Q, R, S обозначены характерные точки, служащие масштабными ориентирами. На диаграмме нанесены данные о гидродинамических колебаниях, полученные при наблюдениях свечения ночного неба: точки [Торошелидзе 1991; Новиков 1981], белый квадратик [Krassovsky et al. 1977], черные квадратики [Moreels, Hersé 1977], крестики [Clairemidi et al. 1985], вытянутые овалы [Cogger et al. 1988], белые кружки [Taylor, Hill 1991; Taylor et al. 1987; 1991], горизонтальная скобка [Peterson 1979].

изменения частоты Брента-Вайсяля.

Анализируя схему областей (Рис. 4.1.2), можно сделать следующие выводы. Движения типа (а) могут быть безошибочно идентифицированы по данным k и ω (и

отсутствии информации о ветре) только в области $\omega < l - U \cdot k$, что возможно лишь для периодов > 14 ч 40 мин и длин волн $> 2\ 100$ км. Волны типа (б), т.е. АГВ, могут быть безошибочно идентифицированы лишь в треугольнике значений (ω, k) с вершинами в точках: $(\omega = N_{min}, k = 0)$; $(\omega = l, k = 0)$; $(\omega = N_{min}/2, k = N_{min}/2U)$. Для выбранных значений $N_{min} = 1,8 \cdot 10^{-2}$ рад/с и $U = 40$ м/с последняя точка соответствует периоду 11.6 мин и горизонтальной длине волны 27.9 км. На Рисунке она обозначена буквой М. Движения с фазовыми скоростями $\omega_g / k < U$ не могут однозначно интерпретироваться как АГВ. Наконец, акустические волны могут быть однозначно идентифицированы для волн с круговыми частотами $\omega > N_{max}$ и субзвуковыми или сверхзвуковыми горизонтальными фазовыми скоростями.

Гидродинамические волны взаимодействуют друг с другом и со средним течением. Описанное выше частотное разграничение волн на планетарные, атмосферные гравитационные и акустические дает упрощенную иерархическую схему с точки зрения пространственно-временных масштабов волн. Волны с большими периодами, как правило, обладают и большими длинами волн. При распространении меньших по длине и периоду волн через атмосферу с волнами большего масштаба последние создают для меньших волн пространственно-временную модуляцию фоновых профилей температуры и ветра. Это может приводить к чередованию благоприятных и неблагоприятных областей распространения меньших по масштабу волн. Так, планетарные волны стратосферы и мезосферы могут создавать долготные зоны проникновения АГВ снизу в область мезопаузы [Dunkerton, Butchart 1984; Smith 1996]. Благодаря суточным и полусуточным приливам может меняться проникновение АГВ с определенными частотами и скоростями в область мезопаузы в течение суток. Изменения в высотных профилях температуры, зонального и меридионального ветра приводят к изменениям генерации, распространения и диссипации АГВ и планетарных волн. Скорость и направление ветра являются эффективным фильтром для АГВ и планетарных волн на всех высотах, а диссипация АГВ оказывается особенно чувствительной к профилям скорости ветра на высотах начиная с 90 км [Pogoreltsev, Pertsev 1994]. Есть и механизмы обратного влияния более мелких по масштабу волн на генерацию и дальнейшую судьбу более крупных волн. Во-первых, вследствие неоднородности размещения источников или среды распространения, зоны диссипации маломасштабных волн, которые имеют больший масштаб, чем сами диссипирующие волны, могут генерировать большие по масштабу волны [Smith 1996]. Во-вторых, маломасштабные волны могут эффективно ускорять или замедлять среднее течение [Lindzen 1967], создавая, снимая или смещая

критические уровни³, не пропускающие волны большего масштаба или понижая статическую устойчивость через турбулизацию среды (что может приводить к отражению части крупномасштабных АГВ). В третьих, мелкомасштабные волны являются эффективным посредником для перекачивания энергии более крупных масштабов в более мелкие (что можно параметризовать увеличением коэффициентов турбулентной диффузии и теплопроводности [Lindzen 1981]), ускоряющим диссипацию крупномасштабных волн.

³ Этот механизм действует на сравнительно медленные волны, горизонтальные фазовые скорости которых относительно Земли сопоставимы со скоростью среднего течения

4.2. Возмущение области мезопаузы планетарными волнами

Заметным источником возмущений планетарного масштаба, в том числе и в летней мезосфере [Espy, Witt 1996], и основной причиной внутрисезонной (и в какой-то степени межгодовой) изменчивости области мезопаузы являются планетарные волны. В диссертации используется обычное понимание планетарных волн как совокупности волн планетарного масштаба, возникающих либо на резонансных периодах («НАМ, нормальные атмосферные моды» [Longuet-Higgins, 1968; Дикий, 1969]), либо как вынужденное колебание при взаимодействии тропосферы с подстилающей поверхностью или термосферы с авроральным овалом [Mukhtarov et al. 2010] («СПВ, стационарные планетарные волны»), либо как результат их нелинейного взаимодействия между собой или с приливными волнами — вторичные планетарные волны¹ (при этом сами приливные волны традиционно не включаются в понятие планетарных волн). Основные источники планетарных волн в нижней атмосфере и термосфере перечислены в разделе 3.1. Горизонтальные длины планетарных волн составляют тысячи километров, вертикальные — обычно десятки километров [Salby, 1984], периоды ограничены с меньшей стороны временем 1 сутки, с большей стороны могут быть не менее срока жизни волны (а это может быть почти полгода в случае квазистационарных планетарных волн, - см. временные графики амплитуд СПВ [Mukhtarov et al. 2010]). Амплитуды планетарных волн в ОМ достигают 8 К [Pogoreltsev, 1999], а для случая ВСП даже бóльших значений (см. раздел 4.5). Как показано в [Charney, Drazin 1961] и более общей работе [Dickinson, 1968], вертикальное распространение планетарных волн возможно лишь в определенном коридоре фоновых скоростей среднезонального ветра, что должно определять сезонный ход планетарно-волновой активности в ОМ. Гармоники НАМ имеют меридиональную структуру функций Хафа. Моделирование и измерения дают следующие значения периодов наиболее заметных НАМ и соответствующих безразмерных зональных чисел m (равных числу максимумов волны на широтном круге):

Таблица 4.2.1 (по Погорельцеву [2003], Погорельцеву и др. [2014]). Периоды и зональные волновые числа для наиболее заметных НАМ. Обозначения мод даны согласно [Longuet-Higgins, 1968].

мода ²	(1,1)	(1,2)	(1,3)	(2,1)	(2,2)	(3,0)
τ , ч	120	220	360	90	168	48-52
m	1	1	1	2	2	3

Как уже указывалось в разделе 3.3, ансамбль планетарных волн в средней атмосфере

¹ вторичные планетарные волны в области мезопаузы не обязательно должны быть слабее, чем НАМ, так как условия их распространения по вертикали различны.

² первая цифра в скобке указывает на зональное волновое число m , вторая дает разность между меридиональным и зональным волновыми числами.

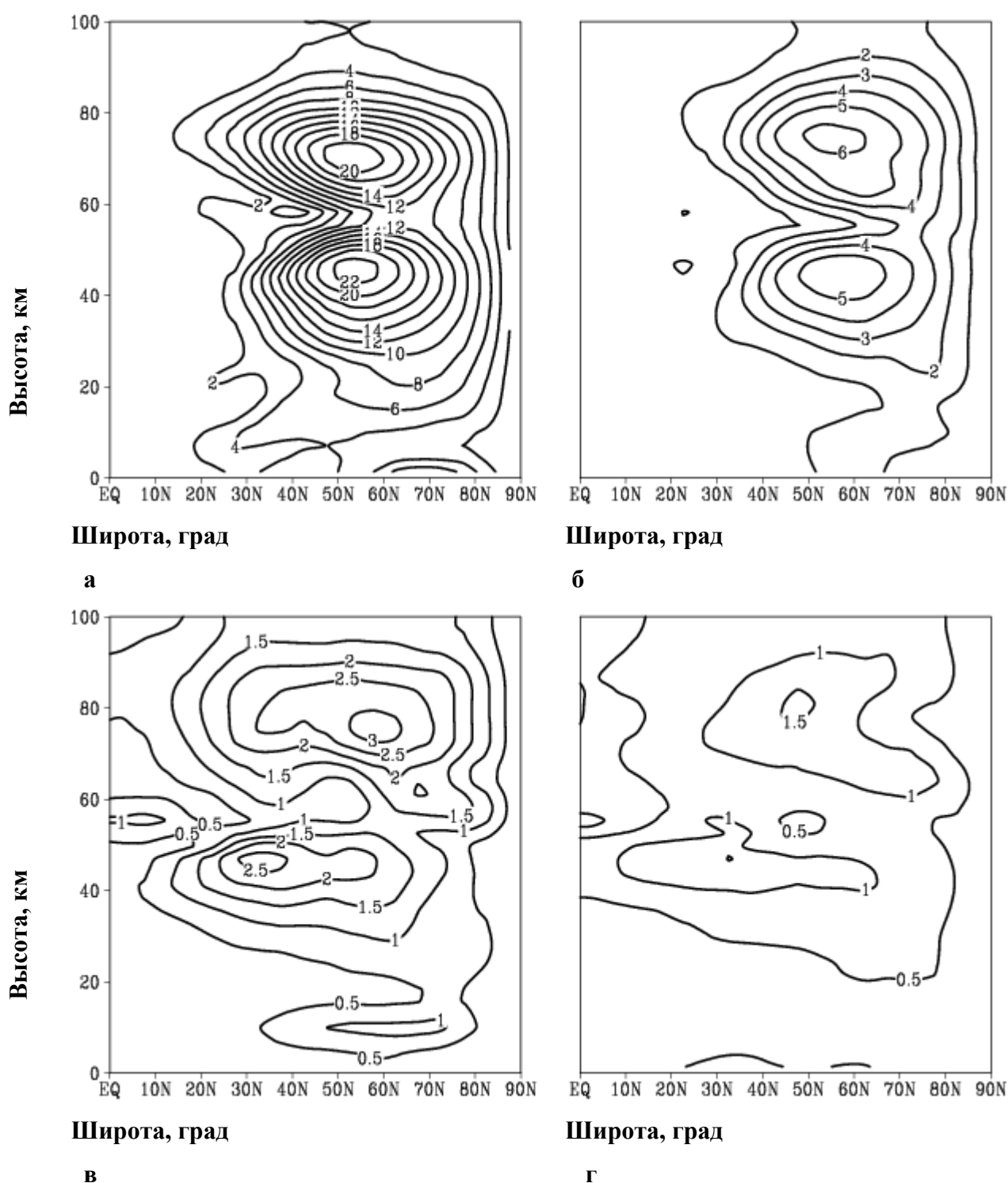


Рис. 4.2.1 [Погорельцев и др. 2014]. Амплитуды планетарных волн с зональным волновым числом $m=1$ в температуре для января, рассчитанные при западной фазе КДК: СПВ (а); 16-дневная волна (б); 10-дневная волна (в) и 5-дневная волна (г).

зависит от фазы КДК. Соответствующий расчет с помощью модели МСВА [Погорельцев и др. 2014] для условий января и планетарных волн с $m=1$ приведен на Рис. 4.2.1 и 4.2.2. В среднеширотной области мезопазузы на этих рисунках особенно заметно уменьшение амплитуд СПВ и 10-дневной волны при изменении фазы КДК с западной на восточную. Разумеется, Рис. 4.2.1 и 4.2.2 дают лишь некоторую осредненную картину амплитуд

планетарных волн. И в реальной атмосфере, и на численных моделях эти амплитуды меняются. Пример таких изменений показан на рисунке результатов вейвлет-анализа в разделе 4.5.

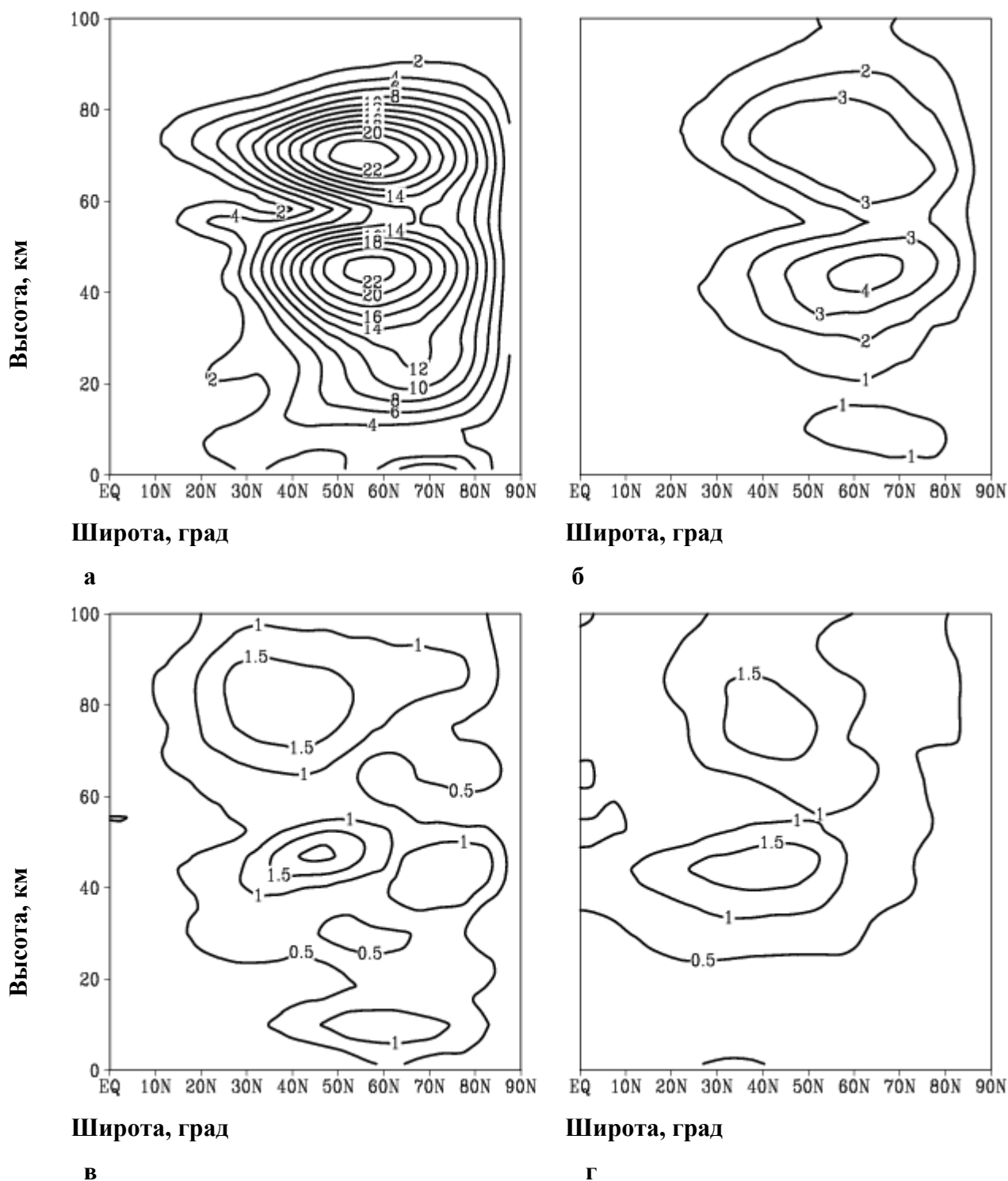


Рис. 4.2.2 [Погорельцев и др. 2014]. То же, что на Рис. 4.2.1, но для восточной фазы КДК.

Существование СПВ в области среднеширотной мезопаузы впервые продемонстрировано в [Barnett, Corney 1985] по данным спутниковых глобальных измерений температуры и Глазковым и др. [1986] по данным сети ракетных измерений,

затем их выделили Shepherd et al., [1993] по данным прибора WINDII (спутник UARS) в концентрации атомов кислорода, Smith [1997] в ветровых измерениях (прибор HRDI, UARS). Далее Perminov и др. [1999] нашли квазистационарные структуры планетарного масштаба в интенсивности и высоте максимума излучения гидроксильного слоя (прибор WINDII, UARS) и интерпретировали их как СПВ. Вслед за этими публикациями начался целый каскад работ, посвященных выявлению СПВ по спутниковым данным в области мезопаузы.

В исследовании [Perminov et al. 1999] анализировалась зенитная яркость и пиковая высота (высота максимума излучения) линии P1(3) 734,6 нм полосы OH(8-3), измеряемой на лимбе интерферометром WINDII в течение 1993 г. Данные осреднялись по пространственно-временным ячейкам с размерами 10° по широте и долготе и 2 месяца по времени. В каждый из двухмесячных интервалов прибор WINDII проводил измерения обычно 8-15 ночей. Из широтных ячеек для дальнейшего анализа были взяты две: $40 \pm 5^\circ$ N и S. Таким образом, для шести двухмесячных интервалов и двух широтных полос было построено по 12 графиков зенитной яркости и пиковой высоты от долготы, которые далее были сглажены трехточечным фильтром 1:2:1 (Рис. 4.2.3 и 4.2.4). Полученные кривые демонстрируют заметные колебания по долготе, постепенно изменяющиеся в течение года. Орбита UARS обеспечивала однородность данных по ночным значениям локального времени и по долготе. Это подавляло влияние приливов на стационарные долготные зависимости. Бегущие планетарные волны с периодами 2 – 30 суток должны были подавляться 2-месячным осреднением. Таким образом, представленные кривые должны быть в основном стационарными планетарными волнами.

Относительные амплитуды яркости для первой долготной гармоникой составляют $7 \pm 2\%$ в северном полушарии (СП) и $5 \pm 3\%$ в южном (ЮП). Фазы (положение гребня яркости)

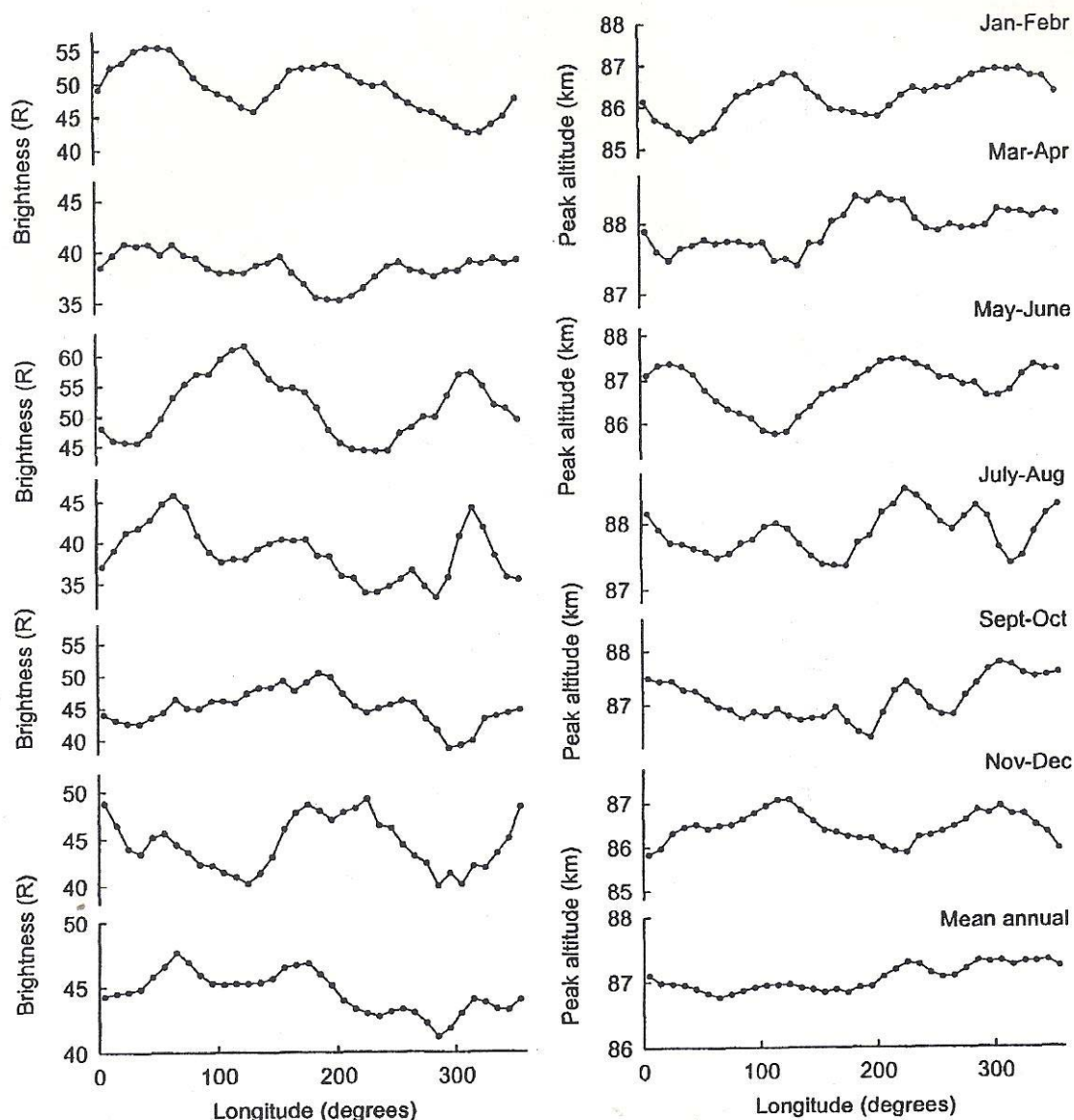


Рис. 4.2.3 [Perminov et al. 1999]. Годовое и двухмесячные осреднения долготного хода зенитной яркости и пиковой высоты ОН* излучения по данным WINDII для широтной полосы $40 \pm 5^\circ$ N, 1993 г.

меняются от $\sim 85^\circ$ (летом) до $\sim 155^\circ$ (зимой) в СП и от $\sim 225^\circ$ (зимой) до $\sim 310^\circ$ (летом) в ЮП. Амплитуда второй долготной гармоники яркости в СП составляет $9 \pm 3\%$ летом и зимой и около 2% вблизи равноденствий. Сезонный ход ее южного аналога такой же, но значение амплитуды летом и зимой меньше ($5 \pm 2\%$). Фаза второй гармоники гораздо более изменчива в СП ($\sim 30^\circ$ зимой и $\sim 125^\circ$ летом). В ЮП изменение фазы в течение года всего 15° : она меняется от $\sim 5^\circ$ летом до $\sim 20^\circ$ зимой.

СПВ с номерами 1 и 2 в пиковой высоте характеризуются примерно одинаковыми амплитудами $0,3 \pm 0,2$ км в СП и $0,2 \pm 0,1$ км в ЮП; фазы сдвинуты примерно на 180° относительно фаз в яркости. Это соответствует известной антикорреляции между яркостью (интенсивностью) излучения и пиковой высотой [Семенов и Шефов, 1996; Yee et al. 1997]. Таким образом, фазы СПВ в кривых яркости и пиковой высоты ОН* -

излучения оказываются согласованными [Perminov et al. 1999].

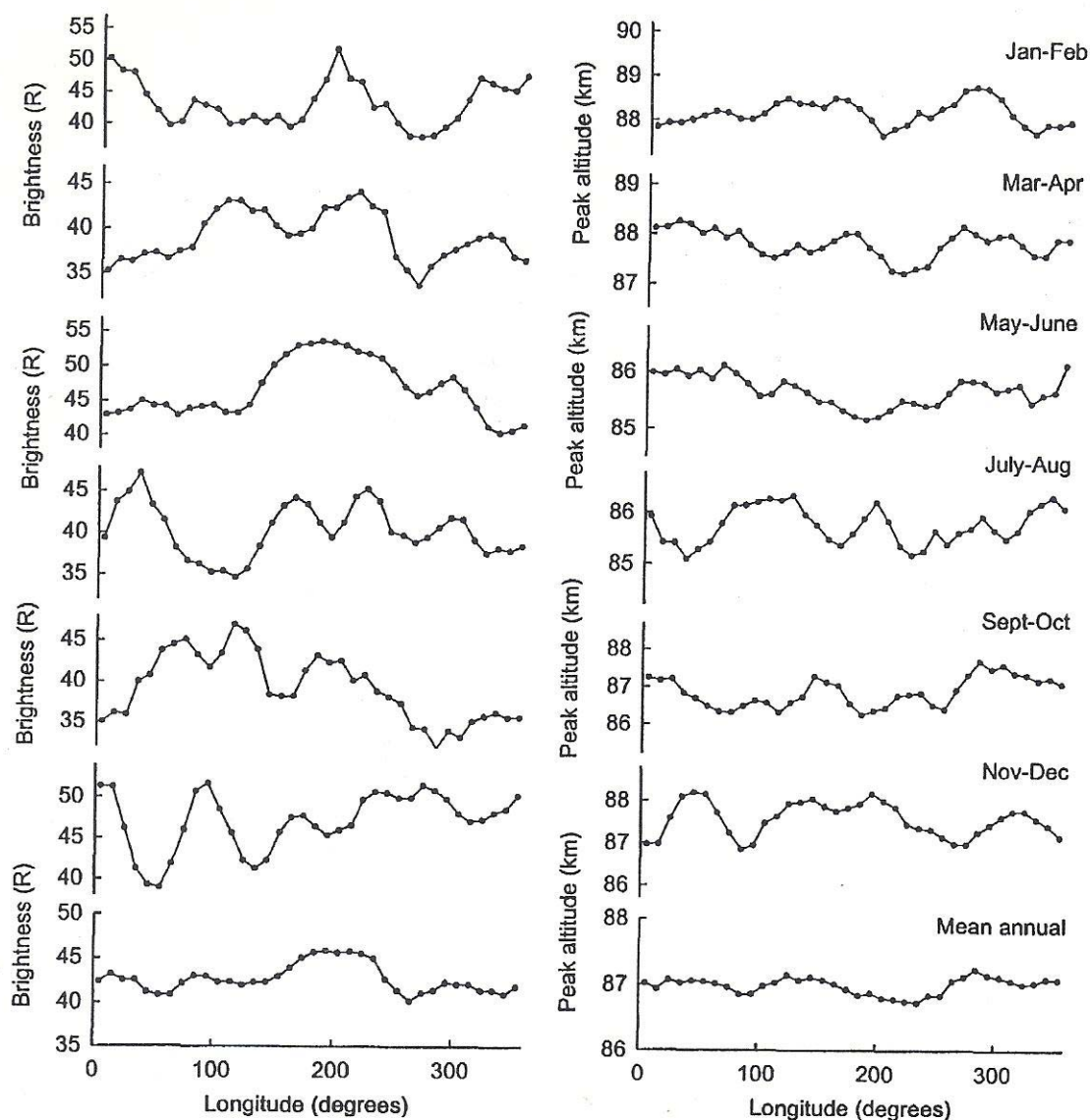


Рис. 4.2.4 [Perminov et al. 1999]. То же, что на Рис. 4.2.3, но для широт $40 \pm 5^\circ$ S.

Работа [Perminov et al. 1999] выявила некоторое несоответствие между теорией СПВ и полученными зональными разрезами характеристик гидроксильного излучения. Согласно основанному на дисперсионном соотношении критерию Чарни-Дрэйзина, СПВ могут распространяться из тропосферы в более высокие слои лишь в среде с ветром, направленным к востоку, причем только волны с наибольшими возможными горизонтальными длинами [Charney, Drazin 1961]. Это неплохо подтверждается стратосферными измерениями: в зимней стратосфере Северного полушария, где ветер направлен к востоку, наблюдаются только СПВ1 и 2, а в летней стратосфере с сильными ветрами к западу СПВ отсутствуют [Andrews 2010; Mukhtarov et al. 2010]. Однако из данных Рис. 4.2.3 и 4.2.4 хорошо видно, что амплитуды первой и второй гармоник СПВ

области мезопаузы летом и зимой сопоставимы, более того, есть определенное сходство между волновой картиной в СП и ЮП в одни и те же двухмесячные интервалы (кроме марта-апреля и мая-июня). Полученные результаты потребовали проверки возможности распространения СПВ из зимнего полушария в летнее. Для этого начатое исследование было продолжено [Перминов и др. 2002]: объем взятых данных WINDII увеличен на всю экваториальную область (между $\pm 45^\circ$ широты) и по времени за счет конца 1992 г., и в результате построены высотно-широтно-долготные распределения меры OH^* -эмиссии (высотные разрезы «меры», т.е. объемной плотности эмиссии $[\text{фотон} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}]$ содержат в себе информацию и о зенитной яркости, и о пиковой высоте), а также широтно-высотные карты амплитуд и фаз СПВ, вычисленных из этих распределений (Рис.4.2.5 и 4.2.6). В результате было подтверждено, что на широтах $\sim \pm 40^\circ$ амплитуды первой гармоники СПВ летом и зимой близки по величине, а для второй гармоники во время северного лета северная летняя амплитуда превосходит зимнюю южную. Признаки проникновения СПВ из одного полушария в другое действительно есть, лучше всего это прослеживается для второй гармоники в периоды равноденствий. Об этом свидетельствует уменьшение фазы волны от 80 км на южных широтах к 88 км на северных широтах. Подобные случаи были рассмотрены теоретически [Pogoreltsev, Sukhanova, 1993; Pogoreltsev, 1996] и выявлены также в анализе СПВ по ветру на высотах 90-120 км [Wang et al., 2000].

В качестве других механизмов для объяснения существования термосферных СПВ высказывались идеи генерации in-situ планетарных волн в ОМ и нижней термосфере заряженной составляющей термосферы с помощью силы Лоренца и зонально-асимметричного геомагнитного поля [Wang et al., 2000; Mukhtarov et al. 2010], а также зонально-асимметричным ускорением, вызванным приходящими снизу АГВ [Holton, 1984]. Как детализированный вариант последнего механизма Smith [2003] предложила и подтвердила на численной модели двухступенчатый процесс возникновения СПВ в ОМ, который состоит из модуляции глобального ансамбля АГВ тропосферными планетарными волнами на первом шаге (закрывающейся в фильтрации направлений АГВ критическими уровнями, см. подробнее в разделе 4.3) и генерации планетарных волн в ОМ зонально-асимметричным ансамблем АГВ на втором шаге. Такой двухступенчатый механизм не только позволяет идущим снизу планетарным волнам преодолевать стратосферный барьер, но и усиливает планетарную волну по сравнению со случаями прямого ее распространения в мезосферу и термосферу [Smith 2003].

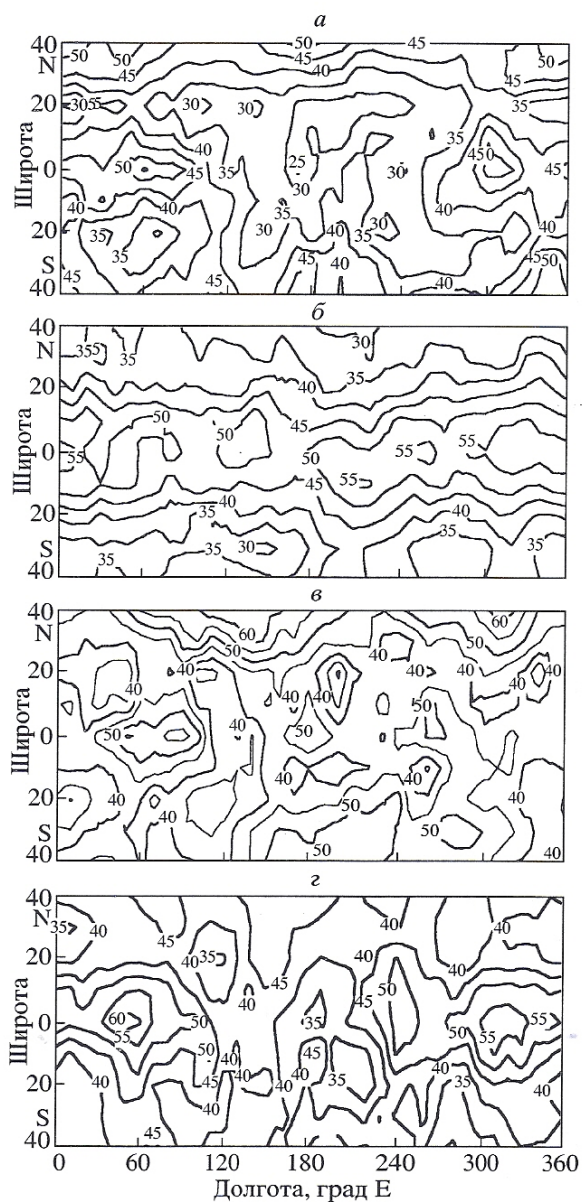


Рис. 4.2.5. [Перминов и др. 2002]. Карты стационарных распределений объемной плотности гидроксильной эмиссии на высоте 86 км по данным WINDII/UARS:

а) с 7 ноября 1992 по 5 февраля 1993 г.;

б) с 6 февраля по 6 мая 1993 г.;

в) с 7 мая по 6 августа 1993 г.;

г) с 7 августа по 6 ноября 1993 г.

;

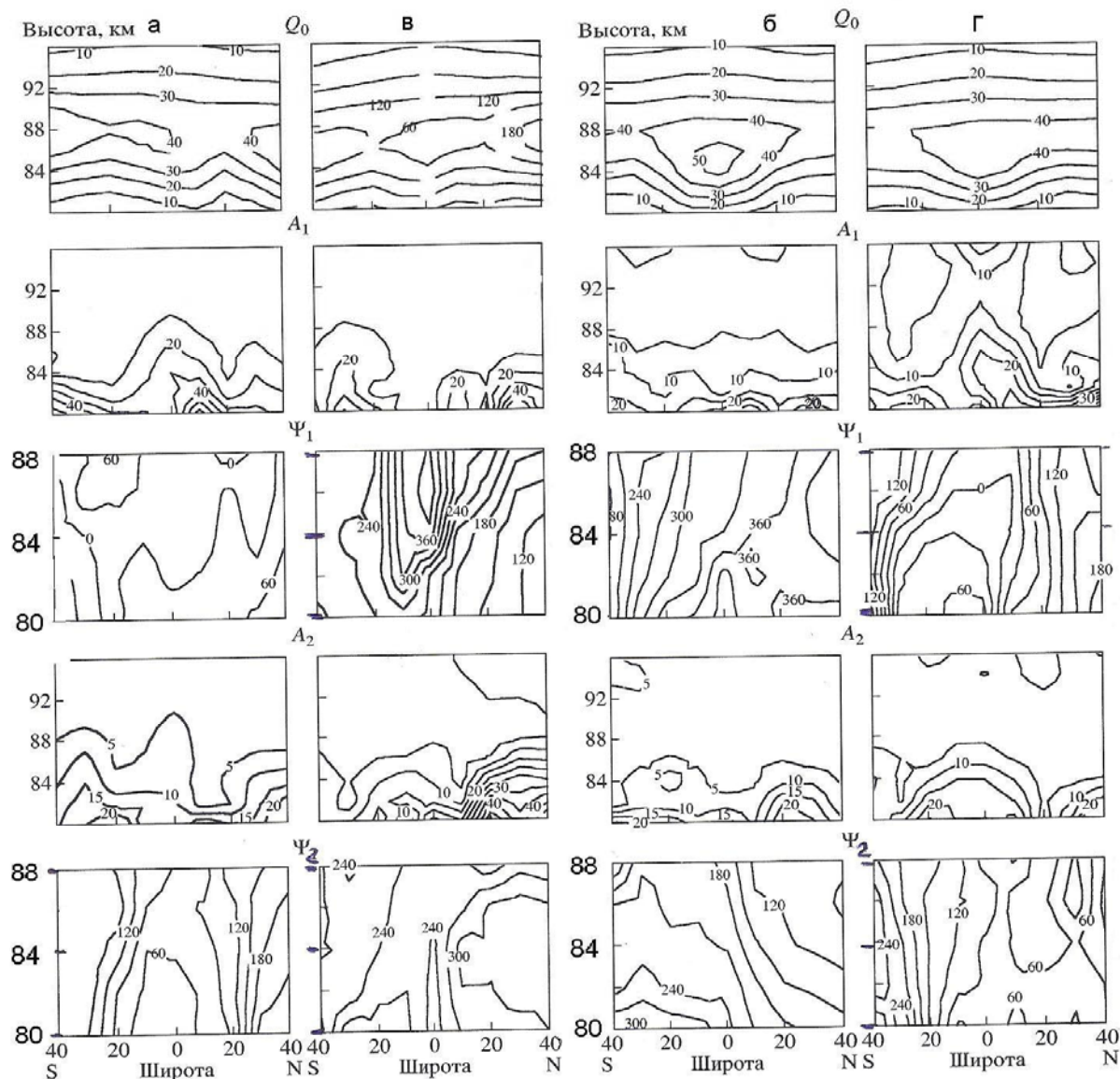


Рис. 4.2.6. [Перминов и др. 2002]³. Широтно-высотные карты среднезональной меры гидроксильной эмиссии Q_0 , амплитуд A_1 , A_2 и фаз Ψ_1 , Ψ_2 первых двух гармоник СПВ по данным WINDII/UARS для тех же периодов (а-г), что на Рис. 4.2.5. Для удобства сравнения двух полушарий два периода вблизи солнцестояний приведены рядом слева, а два периода вблизи равноденствий – рядом справа. Амплитуды волн даны в процентах от соответствующих значений Q_0 . Фазы указывают долготу максимума волны, отсчитываемую на восток от Гринвичского меридиана.

В большинстве случаев распространение СПВ происходит вверх⁴ из стратосферы в термосферу (изолинии фаз наклонены к западу с увеличением высоты). Однако в некоторые сезоны и в отдельных широтных диапазонах групповые скорости СПВ могут быть направлены вниз, или же вовсе может отсутствовать отчетливый знак вертикального градиента фазы [Перминов и др. 2002]. Таким образом, реальная картина распространения

³ Здесь исправлены опечатки, допущенные в Рис.2 [Перминов и др. 2002] (вертикальные шкалы для фаз и обозначения Ψ_2 вместо Ψ_1).

⁴ Речь идет о направлении распространения энергии. Вертикальные компоненты групповой и фазовой скоростей планетарных волн имеют противоположные знаки. Стационарность СПВ не мешает им иметь ненулевую групповую скорость (см., напр., [Andrews, 2010]).

стационарных волн является более сложной, чем при СПВ, распространяющихся только вверх.

Начатое нашей неформальной группой (Перминов, Lowe, Перцев, Шефов) изучение СПВ с помощью стационарных распределений характеристик гидроксильного излучения оказалось весьма перспективным и было продолжено другим международным научным коллективом [Gao et al. 2011; Gao et al. 2012]. В частности, в [Gao et al. 2012] карты стационарных полей яркости гидроксильной и кислородной эмиссий прослеживаются до широт $\pm 50^\circ$. Они хорошо показывают, что вблизи солнцестояний гребни СПВ в обоих полушариях находятся на близких меридианах. Это подтверждает межполушарное сходство, которое отмечалось выше в связи с рисунками 4.2.3 и 4.2.4.

К настоящему времени эмпирическая картина СПВ уже в общих чертах вырисовывается. СПВ области мезопаузы прослеживаются в полях температуры, скорости ветра, характеристиках излучающих слоев. Обнаружены они и в статистике площадей ПМО [Кудабаева, 2015]. Описание СПВ, как правило, заключается в описании амплитуд и фаз первых двух зональных гармоник этих волн (с $m=1$ и 2 , они обозначаются обычно СПВ1 и СПВ2) как функции высоты, широты и плавной функции времени. По данным [Wang et al., 2000] для области высот 90-120 км максимумы амплитуд СПВ в зональной скорости ветра оказались расположенными в области широт $35-40^\circ$ обоих полушарий на высоте ~ 96 км, с заметным усилением летом.

Важную роль в динамике средней атмосферы имеют межгодовая⁵ и внутри-сезонная изменчивость СПВ. Из-за них, СПВ, - на первый взгляд, чисто пространственная структура, - становятся одним из факторов изменчивости области мезопаузы во времени. Насколько устойчива картина амплитуд и фаз СПВ в области мезопаузы? Сезонные изменения хорошо видны на Рис. 4.2.4 и 4.2.6. По данным, приведенным в [Mukhtarov et al. 2010], температуры для СПВ1 на широте 50° N на высотах около 80 км в течение проанализированных лет (2002-2007) менялись от околонулевых летом до 15 К зимой в восточную фазу и 10 К в западную фазу КДК. Летние СПВ2 по этим данным проникают в область мезопаузы из термосферы иногда до высоты ~ 80 км, имеют в ОМ небольшую амплитуду, 1-2 К, зимние СПВ2 проникают снизу и доходят по амплитуде до 7К. В отличие от амплитуд СПВ, их фазы показывают сравнительно небольшие внутрисезонные и межгодовые вариации, и это, по-видимому, определяется, в основном, привязкой долготной сетки к положению континентов. Если брать один и тот же сезон за несколько лет, то основные грубые черты сезонного хода не меняются от года к году, фазам СПВ1 и

⁵ Изменчивость СПВ, как будет ясно из дальнейшего, связана в основном с изменениями амплитуды волны и в меньшей степени – с изменениями фазы

СПВ2 свойственно повторяться в одни и те же месяцы (см. Рис. 2 и 7 [Mukhtarov et al. 2010]). Для летнего периода фаза (т.е. долгота гребня) СПВ1 варьирует на высоте ~60 км и широте 60° N по данным реанализа UK Met. Office за 1979-2000 [Kirkwood and Stebel, 2003] в пределах всего лишь $\pm 50^\circ$ от определенного меридиана. Эти отклонения по долготе коррелируют с декадными изменениями солнечной активности с опозданием на ~1 год [Kirkwood and Stebel, 2003]. Авторы анализа приводят аргументы, согласно которым на высотах области мезопаузы разброс фазы СПВ1 не должен быть существенно больше. Для зимнего периода на высоте 90 км фаза СПВ1 в течение 4-х лет на широтах 50-60°N и высоте около 90 км изменялась также в пределах $\pm 50^\circ$ [Wang et al., 2000]. Приблизительное постоянство фазы СПВ при заметном межгодовом изменении их фазы по данным о меридиональном ветре в ОМ отмечается в [Dowdy et al., 2007; Stray et al., 2014]. Так, в течение 9 лет измерений сетью радаров амплитуда СПВ1 менялась от 5 до 13 м/с (т.е. в 2.5 раза), а положение максимума направленной к югу компоненты ветра СПВ1 практически не менялась (от 46 до 64° W). Изменения широтно-долготной структуры СПВ от года к году в одни и те же двухмесячные периоды были продемонстрированы на картах объемной плотности излучения зеленой линии кислорода (по данным WINDII/UARS) в [Wang et al., 2002]. Существование СПВ приводит к изменению и других составляющих изменчивости, - на разных долготах может осуществляться разный суточный ход (для зеленой линии кислорода это показано в [Wang et al., 2002]). Поэтому благодаря межгодовой изменчивости амплитуд СПВ (при приблизительном постоянстве их фаз) такие вещи как суточный ход различных характеристик ОМ, зависят не только от сезона, но также от долготы и от года. Отсюда, в частности, следует ограниченность понятия регулярной цикличности переменных, описывающих состояние области мезопаузы, которое в будущем, по-видимому, уступит место статистическим распределениям.

В последние десятилетия отмечается рост активности СПВ в стратосфере [Pogoreltsev et al., 2009] и, как следствие, усиление их нелинейного взаимодействия со средним потоком, которое приводит к возрастанию интенсивности нерегулярных колебаний, так называемых стратосферных васцилляций [Holton and Mass, 1976; Погорельцев, 2007]. По-видимому, это должно найти отражение в трендах СПВ области мезопаузы.

Бегущие (относительно земной поверхности) планетарные волны выявляются как наземными, так и спутниковыми измерениями (например, в поле гидроксильного излучения [Zaragoza et al. 2001]; в распределении ПМО [Merkel et al. 2003]). Обнаруживаются они даже в данных наземных наблюдений в одной точке, в частности, по измерениям гидроксильной температуры [Espy, Witt 1996; Espy et al. 1997] и регистрации серебристых облаков [Kirkwood и Stebel 2003]; при этом информация о длине волны

остается недоступной. Из бегущих волн в ОМ выделяются в основном 2-дневные, 5-дневные и 16 –дневные волны. Все они близки по периоду к соответствующим НАМ, показанным в Табл. 4.2.1. В случае сети измерений возможности диагностики картины планетарных волн увеличиваются. В частности, имеются достаточно длинные временные ряды измерений горизонтальных составляющих скорости ветра в мезосфере и нижней термосфере, полученные с помощью сети наземных радарных установок [Vincent, 1984], и сравнительный анализ характеристик планетарных волн в различных пунктах наблюдения позволяет делать оценки зонального волнового числа и определять широтную структуру волновых полей [Clark et al., 2001, Pogoreltsev et al., 2002a,b].

Дальше излагаются результаты, полученные по формированию долготной структуры полей серебристых облаков. По данным САФСО - сети кинокамер для съемки серебристых облаков, расположенных вдоль параллели $\sim 56^\circ \text{N}$ в (см. раздел 1.2) выявлено повышенное число двухдневных интервалов между появлениями серебристых облаков в каждом из пунктов сети за 2006 и 2007 г. [Dalin et al., 2008]. В этой же работе был сделан вывод о существовании глобального механизма, ответственного за одновременное (точнее, в ту же ночь) появление С.О. во всех или почти всех точках сети в широтном поясе $58\text{--}63^\circ$.

Как показано в [Dalin et al., 2008], оба статистических вывода могут быть обеспечены за счет квазидвухдневных планетарных волн с зональными волновыми числами $m=3$ [Muller and Nelson, 1978; Salby, 1981] и/или 4^6 [Meek et al., 1996]. Именно квазидвухдневные волны оказываются наиболее заметным объектом среди планетарных возмущений в зональной и меридиональной компонентах ветра вблизи летней мезопаузы [Jacobi et al., 1998]. Эти волны могут создавать значительные возмущения температуры (до 8 К, [Pogoreltsev, 1999]) и скорости ветра (до 10-20 м/с, [Jacobi et al., 1998; Pogoreltsev, 1999]) одного знака в нескольких областях широтного круга в одну и ту же ночь (разумеется, сдвинутую по UT от одного пункта сети к другому. Сдвиг по UT достигает 13 ч между пунктами Новосибирск и Атабаска). Расположение пунктов сети показано на Рис. 4.2.7.

Предположим [Dalin et al., 2008], что один из температурных минимумов двухдневной волны с $m=4$ располагается вблизи полуночи над пунктом Новосибирск. Поскольку фаза смещается к западу с угловой скоростью 1.875 град/ч, а полуночный меридиан с угловой скоростью 15 град/ч, каждый следующий температурный минимум будет встречаться при движении полуночного меридиана к западу не через 90° долготы, а через 103° . Вторым минимум получается при разности долгот 206° , что весьма близко к разности долгот 196° от Новосибирска – на запад – к Атабаске. Седьмой минимум приходится на разность долгот 720° ,

⁶ Первая из них распознается как НАМ (см. Табл. 4.2.1). Два конкурирующих механизма возбуждения этих волн рассмотрены Погорельцевым [2003].

что соответствует тому же географическому пункту, но через два оборота полуночного меридиана, то есть через двое суток. Аналогичный расчет для двухдневной волны с $m=3$ дает расстояние по долготе между температурными минимумами при движении полуночного меридиана к западу через каждые 144° долготы. В этом случае Атабаска попадет на температурный максимум, а через двое суток после начала в Новосибирске снова в Новосибирске оказывается пятый температурный минимум. Фазы обеих волн по отношению к Новосибирску показаны в Табл. 4.2.2.

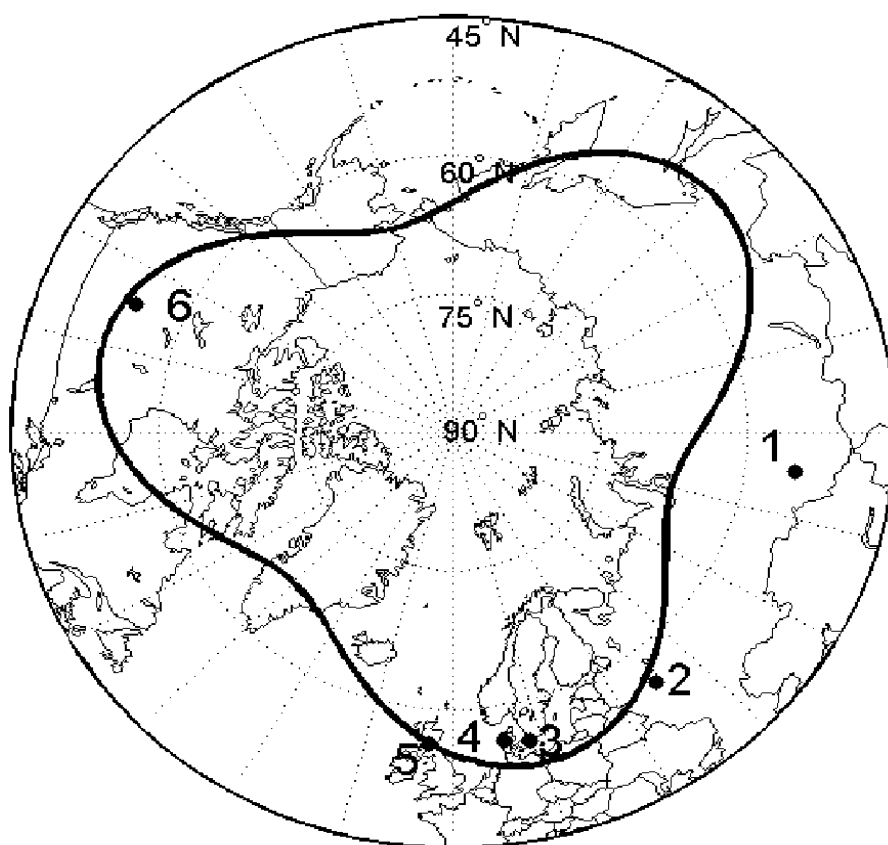


Рис. 4.2.7. [Dalin et al., 2008]. Карта расположения пунктов сети в 2006 and 2007 гг.: 1 – Novosibirsk, Russia ($54^\circ\text{N}52'$; $83^\circ\text{E}06'$); 2 – Moscow, Russia ($56^\circ\text{N}00'$; $37^\circ\text{E}29'$); 3 – Lund, Sweden ($55^\circ\text{N}43'$; $13^\circ\text{E}13'$); 4 – Aarhus, Denmark ($56^\circ\text{N}10'$; $10^\circ\text{E}12'$); 5 – Port Glasgow, Scotland ($55^\circ\text{N}56'$; $04^\circ\text{W}41'$); 6 – Athabasca, Canada ($54^\circ\text{N}44'$; $113^\circ\text{W}19'$). Жирной кривой схематически показано одно из возможных расположений двухдневной планетарной волны с $m=3$ при фиксированном UT (см. текст).

Таблица 4.2.2 [Dalin et al., 2008]. Фазы двухдневной планетарной волны с $m=3$ и 4 по отношению к Новосибирску при фиксированном LT в течение одних UT-суток.

Волна	Новосибирск 83° в.д.	Москва 37° в.д.	Lund/Aarhus $13^\circ/10^\circ$ в.д.	Port Glasgow 5° з.д.	Athabasca 113° з.д.	Новосибирск 83° в.д.
$m=3$	0°	115.5°	$172.5/181.5^\circ$	219°	$360^\circ + 130.5^\circ$	$360^\circ + 180^\circ$
$m=4$	0°	161.5°	$242.5/254.5^\circ$	307°	$360^\circ + 326.5^\circ$	$360^\circ + 180^\circ$

Таблица показывает, что если температурный максимум находился над Новосибирском, то при последовательном движении полуночного меридиана на запад в Москве, Лунде, Аархусе, порту Глазго и Атабаске, и снова в Новосибирске получится фаза, более близкая к минимуму, чем к максимуму. Та же схема объясняет повторяемость С.О. через 2, 4, 6 дней, которая видна на гистограммах (Рис. 3.2.11, 3.2.12). Разумеется, начальная фаза вовсе не обязательно должна быть равна нулю или 180° в Новосибирске. Для другой начальной фазы будет другое распределение минимумов, максимумов и узлов волны по пунктам сети.

Воздействие 5-дневной планетарной волны на С.О. представляется значительно меньшим, чем в случае 2-х дневной волны. Для получения значимой 5-дневной периодичности в свойствах С.О., связанной с 5-дневной планетарной волной, нужно увеличение статистики [Dalin et al., 2008], либо привлечение дополнительных данных.

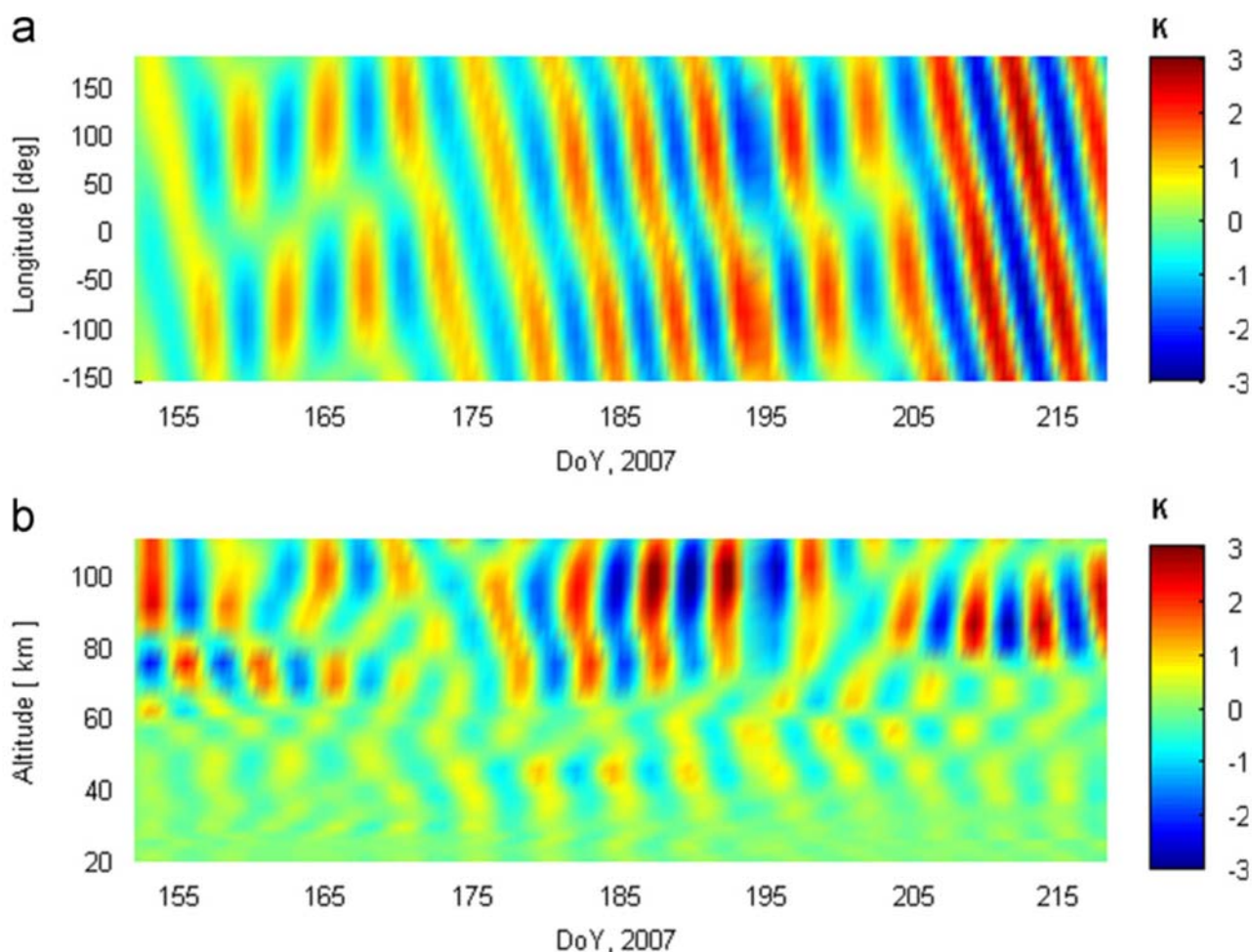


Рис. 4.2.8 [Dalin et al., 2011]. Пятидневные вариации температуры области мезопаузы по данным MLS/Aura для летнего сезона 2007: а) долготно-временной разрез на барической высоте 0.46 Па (~ 85 km); б) высотно-временной разрез на долготе 12°E . Местное время (LT) составляет 02:30 and 12:00, широта 60°N .

Далее, в [Dalin et al., 2011] удалось проследить 2-дневные и 5-дневные планетарные волны одновременно в температуре по данным прибора MLS спутника Aura и в появлении серебристых облаков по данным сети фотокамер. На Рис. 4.2.8 и 4.2.9 продемонстрированы долготно-временные и высотно-временные разрезы температуры области мезопаузы по данным MLS/Aura для летних сезонов 2007 и 2008 гг., пропущенные через фильтр, настроенный на 5-дневные колебания. Хорошо видны волны с периодом 5 дней и $m=1$ (НАМ [Погорельцев 2003]). Аналогичные разрезы, выделяющие двухдневные волны, представлены в [Dalin et al., 2011].

Далее в этой же работе показано, что вариации температуры в планетарной волне достаточны для заметного влияния на появление серебристых облаков. Полученные с помощью сетевой регистрации серебристых облаков результаты по двухдневным и пятидневным планетарным волнам хорошо согласуются с результатами других коллективов исследователей, в частности, по спутниковым наблюдениям полярных мезосферных облаков [Merkel et al., 2003; 2008].

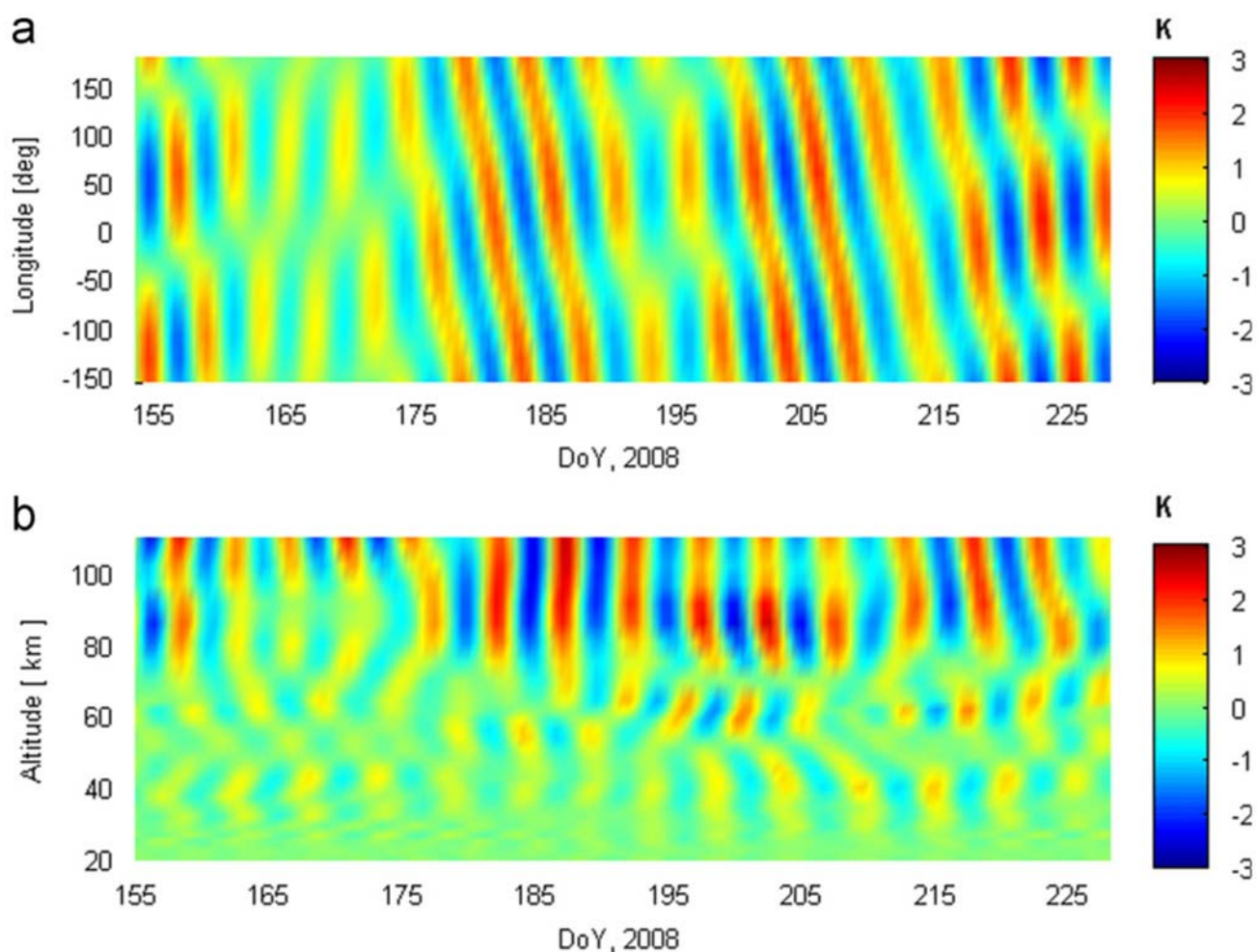


Рис. 4.2.9 [Dalin et al., 2011]. То же, что на Рис. 4.2.8, но для лета 2008 г.

Бегущие планетарные волны обеспечивают напрямую основную часть внутрисезонной межсуточной изменчивости. Кроме того, они косвенно (но сильно) влияют на внутрисуточную изменчивость, создавая благоприятные или неблагоприятные условия для распространения гравитационных волн в область мезопаузы и на межгодовую изменчивость посредством передачи среднему течению энергии и импульса гравитационных волн. Диссипация планетарных волн также участвует в ускорении/замедлении среднего зонального течения и через нарушение радиационного баланса в создании меридиональной циркуляции, но их роль в этих процессах в ОМ менее заметна, чем роль диссипирующих АГВ [Salby, 1996]. В свою очередь, среднее течение, управляемое, в частности, фазой КДК и ансамблем АГВ, регулирует возбуждение и распространение планетарных волн [Перцев и др., 2013].

Дальнейший прогресс при исследовании планетарных волн области мезопаузы может быть достигнут с использованием данных глобальных распределений метеорологических полей, ассимилированных в моделях общей циркуляции атмосферы [Погорельцев и др. 2014]. Наиболее перспективными в этом плане являются данные, ассимилированные в модели UK Met Office [Swinbank, O'Neill, 1994], поскольку в последние годы верхняя граница этой модели была поднята до уровня 1 Па, что позволяет анализировать характеристики планетарных волн на различных высотах, включая верхнюю мезосферу. Альтернативой являются данные, ассимилированные в системе NOGAPS-ALPHA (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System – Advanced Level Physics High-Altitude), которые охватывают даже больший диапазон высот (0-92 км); они были успешно использованы для изучения характеристик НАМ в течение нескольких зим [Sassi et al., 2012].

4.3. Распространение гравитационных волн в область мезопаузы из нижних слоев

Атмосферные гравитационные волны могут иметь как положительные, так и отрицательные компоненты вертикальной групповой скорости. Падение плотности воздуха с высотой приводит к тому, что волны, распространяющиеся вверх¹, увеличивают свою амплитуду и передают импульс и энергию от более богатых ими нижних слоев более бедным верхним. Напротив, волны, приходящие сверху, довольно быстро теряют амплитуду и при диссипации передают среде гораздо меньшие импульс и энергию. Таково грубо-упрощенное обоснование того, что в ОМ заметную роль играют АГВ, пришедшие снизу, и значительно меньшую роль – пришедшие сверху. Поэтому особое внимание при изучении АГВ в ОМ уделяется исследованию их нижнеатмосферных источников и распространению из нижних слоев. Импульс, передаваемый диссипирующими АГВ среднему течению настолько существен, что обязательно учитывается в моделях циркуляции средней атмосферы (см. напр., [Гаврилов и др., 2013]).

Существует несколько механизмов диссипации, благодаря которым амплитуды АГВ не растут катастрофически при распространении волн вверх, а ограничиваются на некотором уровне («уровне насыщения», см., напр., [Перцев, 1989a]). Из-за этого мощные и слабые нижнеатмосферные источники АГВ с одинаковыми пространственно-временными характеристиками дают примерно одинаковое возмущение области мезопаузы. При анализе измерений это значительно затрудняет поиск источников – часто заметно выделяется на общем фоне не волна от наиболее мощного источника, а волна, которая благодаря хаотично меняющемуся температурно-ветровому фону получила на какое-то время благоприятный режим распространения. Большинство наблюдаемых в области мезопаузы АГВ имеют характер очень коротких волновых пакетов. Об этом свидетельствуют фотоснимки волновых движений в серебристых облаках и результаты вейвлет – анализа волновых пакетов [Перцев и др. 2009], наблюдаемых в расположенных по соседству излучающих слоях гидроксила (~87 км) и атомарного кислорода (~ 94 км). С методической точки зрения на первом этапе более оправданно изучать АГВ от хорошо установленных и постоянно работающих источников, таких как горные хребты, взаимодействующие с обтекающим их ветром.

Распространение квазистационарных АГВ и мезомасштабные орографические возмущения области мезопаузы. Значительную роль в средней атмосфере играют стационарные и квазистационарные (относительно поверхности земли) источники – горные препятствия, обтекаемые ветром, а также атмосферные фронты, которые могут

¹ Речь идет о направлении распространения энергии

генерировать АГВ подобно медленно перемещающимся горным препятствиям [Hines 1968, Перцев 1984б]. Поскольку существующие технологии измерений не позволяют непрерывно проследивать эти волны от источника до ОМ, на помощь приходит сопоставление измерений в тропосфере и ОМ [Шефов и др., 1983; Shefov and Pertsev 1984, Перцев 1984а,б; Суходоев и др. 1988], а также математическое моделирование.

На начальном этапе совершенствующегося математического моделирования было показано, что в случае однородной термически-ветровой стратификации атмосферы обтекание ветром двумерного (не изменяющего форму вдоль длины) горного хребта [Бланк, 1980], длинного хребта, модулированного вдоль его длины по высоте [Перцев 1987] и изолированной осесимметричной горы [Перцев 1983] создает стационарные гравитационные волны, проникающие в область мезопаузы и имеющие там вполне измеримые или даже большие амплитуды (диссипация волн на этом этапе не учитывалась). Была исследована также роль угла между горным хребтом и направлением обтекающего его ветра и показано, что при углах $90 \pm 45^\circ$ волновая картина от неоднородного горного хребта качественно не меняется [Перцев 1987]. Далее необходимо было исследовать возможности распространения стационарных гравитационных волн через толщу средней атмосферы при реалистической температурно-ветровой стратификации.

Распределение азимутальных направлений волнового вектора в спектре горных подветренных волн (т. е. стационарных относительно земли АГВ орографического происхождения) зависит, прежде всего, от формы и ориентации горного препятствия. Так, в двумерной модели бесконечно длинного хребта генерируются волны с волновыми векторами, принадлежащими только перпендикулярной этому хребту плоскости. Осесимметричное препятствие в приближении [Перцев, 1983] генерирует волны с волновыми векторами всех направлений, кроме лежащих в плоскости, перпендикулярной скорости ветра в области генерации. Однако даже если все азимутальные направления волнового вектора были бы равномерно представлены в спектре горных подветренных волн на нижней границе атмосферы, с высотой эта однородность нарушилась бы за счет азимутальной избирательности при захвате волн критическим уровнем, при отражении, обусловленном вертикальной стратификацией, при поглощении волн. Во всех этих случаях азимутальная избирательность определяется зависимостью свойств волны от ее частоты (в системе отсчета, связанной с ветром), пропорциональной косинусу угла между азимутами скорости ветра и волнового вектора. Этот угол, так же как и направление ветра, меняется с высотой. Такое изменение во многом определяет возможность

проникновения горных подветренных волн в ОМ, допустимые азимутальные направления волнового вектора проникающих туда волн, а также поглощение этих волн [Перцев, 1989а].

Рассмотрим распространение горных волн в лучевом приближении для модели атмосферы, не зависящей от времени, однородной по горизонтали и с плавно меняющимися по вертикали скоростью и направлением ветра и частотой Брента - Вайсяля. Стационарность фазы волны относительно земли дает для круговой частоты ω_i волны в системе отсчета, связанной с ветром:

$$\omega_i = -u k \cos(A_u - A_k), \quad (1)$$

где u — скорость ветра, k — горизонтальная составляющая волнового вектора, A_u и A_k — их азимутальные направления, отсчитываемые от любого, но одного и того же начала отсчета. Параметр A_k в дальнейшем будет называться просто азимутом волны. Поскольку изменение всех трех компонент волнового вектора на противоположные не меняет ни траектории, ни других свойств горной подветренной волны, A_k и $A_k \pm \pi$ дают фактически одну и ту же волну. Для определенности будем азимутом волнового вектора называть тот из двух азимутов, который совпадает с азимутом фазовой скорости волны относительно воздушного потока.

Величина $|\omega_i|$ для АГВ вообще (см. раздел 4.1) и для горных подветренных волн, в частности, преодолевающих какой-либо диапазон высот, не может быть больше частоты Брента-Вайсяля N и меньше инерционной частоты l (иначе волна отразится от уровня, где $\omega = \pm N$ [Eliassen, Palm 1961] или будет захвачена критическим уровнем, где $\omega = \pm l$ [Clark, Peltier 1984]). С помощью (1) это условие можно записать в виде:

$$l < |u k \cos(A_u - A_k)| < N. \quad (2)$$

В соотношении (2) величины l , k , A_k — постоянные, N , u , A_u — меняющиеся по высоте. Это неравенство не выполняется для направлений A_k , близких к $A_u \pm \pi/2$, а также при $N/uk < 1$ для A_k , близких к A_u или $A_u \pm \pi$. За счет того, что A_u меняется с высотой, диапазон разрешенных направлений волн сужается. Если на интересующем нас диапазоне высот $\max(A_u) - \min(A_u) \geq \pi$, то никакие k и A_k не удовлетворяют (2). Такая ситуация характерна для лета средних широт, когда ветер от тропосферы к стратосфере меняет направление на противоположное, и никакие квазистационарные АГВ в типичном случае не могут преодолеть этот диапазон высот [Перцев, 1989а].

Дальше с помощью соотношения (2) исследовано прохождение/ непрохождение горных подветренных волн в верхнюю атмосферу в различные сезоны [Перцев, 1989а]. Анализ позволил установить, что наиболее благоприятными периодами для такого проникновения в диапазоне широт $55\text{—}70^\circ$ являются осень и зима. Вертикальные профили N рассчитывались через профили температуры (см. раздел 4.1). Для высот $65\text{—}90$ км последние были взяты из модели [CIRA, 1972], профили ветра — из среднемесячных многолетних широтно-высотных карт зональной и меридиональной компонент скорости ветра [Измерение, 1978]. Для более низких слоев атмосферы вертикальные профили температуры и ветра получены осреднением в пределах одного месяца (для разных лет, но без межгодового осреднения) синоптических и аэрологических данных для широтно-долготного интервала $55\text{—}70^\circ$ N, $10\text{—}40^\circ$ E. По вертикали интервал осреднения составил 5 км. Для нижнеатмосферной части профилей, полученной без межгодового осреднения, межгодовые различия оказались незначительными.

Вся эта работа была выполнена для шести месяцев: января, марта, апреля, июля, сентября и октября. Оказалось, что в марте, апреле и июле волны не могут проникнуть в область мезопаузы из-за сильного поворота ветра с высотой. Непреодолимым препятствием для волн в марте и июле является также зона слабых ветров ($u \approx 0$) в мезосфере.

В январе и сентябре, которые оказались наиболее благоприятными месяцами для проникновения волн в область мезопаузы, разрешены фазовые скорости волн (в системе отсчета, связанной с ветром), направленные приблизительно на запад, причем ширина разрешенного диапазона азимутов составляет $50\text{—}90^\circ$. При переходе от среднемесячных моделей к реальным ситуациям направление ветра будет, как правило, меняться с высотой еще сильнее, поэтому разрешенный диапазон A_k станет еще более узким. В результате проведенного анализа показано, что стационарные АГВ проникают из приземной атмосферы в ОМ в типичном случае не во все сезоны, что более благоприятными периодами являются зима и осень, и что даже в лучшем для прохождения волн случае отражающие и критические уровни заметно сужают возможный диапазон азимутов волн.

Косвенное подтверждение результатов по сезонному ходу стационарных орографических возмущений в ОМ можно найти на рис. 5 и 6 в статье Гаврилова и Коваля [2013], изображающих результаты численного моделирования распространения стационарных АГВ орографического происхождения в область мезопаузы. Моделирование, проведенное для января, показывает хорошее распространение

орографических волн для зимнего северного полушария и значительное худшее проникновение в мезосферу для летнего южного полушария.

Различные диссипативные механизмы приводят к уменьшению плотности вертикального потока волнового действия при распространении волн в верхние слои и также ограничивают спектр стационарных АГВ, пришедших снизу в ОМ. В [Перцев, 1989а] рассмотрено 7 возможных механизмов диссипации и отобрано три наиболее существенных для стационарных АГВ: молекулярные вязкость и теплопроводность (д), нелинейное взаимодействие с другими волновыми модами (е), турбулентные вязкость и теплопроводность (ж). Относительная важность механизмов (д) — (ж) для горных подветренных волн еще плохо изучена и может быть неоднозначной, однако известно, что процессы (е) и (ж) резко усиливаются в тот момент, когда рост амплитуды волны уменьшает в каких-то областях волнового поля локальное число Ричардсона до критических значений [Weinstock 1986]. Вопрос о величине этих критических значений, а также о том, какая неустойчивость возникает при меньших амплитудах: динамическая или конвективная, нельзя считать окончательно решенным [Weinstock 1986], однако в первом приближении можно считать, что процессы (е) и (ж) не позволят амплитуде скорости в волне превысить проекцию скорости ветра на азимут волны [Tanaka 1986], и, следовательно, произойдет «насыщение» - прекращение роста амплитуды волны с высотой. Так как проекция скорости ветра сравнительно велика для азимутов волны, близких к $A_u \pm \pi$ амплитуда волны для этих азимутов может достигать довольно больших величин при слабом проявлении процессов (е), (ж). Наоборот, для $A_k \approx A_u \pm \pi/2$ амплитуда и плотность энергии волны будут сильно ограничены этими процессами. Таким образом, диссипативные процессы усиливают азимутальную анизотропию стационарных АГВ [Перцев, 1989а].

Насыщение волн, кроме того, приводит к более умеренным амплитудам и потокам энергии стационарных АГВ в ОМ над горными районами. В [Перцев, 1989б] показано, что за счет поглощения энергии насыщенных стационарных АГВ в ОМ можно нагреть воздух не более чем на несколько градусов, и сделан вывод, что локальный разогрев на 15-20 К, наблюдавшийся в гидроксильном слое над горами (см. Рис. 3.2.9)² вызван не диссипацией горных подветренных волн.

Дальнейшее расследование потребовало поиска [Перцев, 1991] других механизмов, которые могли бы приводить к локальному увеличению температуры гидроксильного

² На рисунке отмечена довольно большая статистическая погрешность температуры, ± 7 К. Поэтому с большей уверенностью можно говорить о возмущении ~ 10 К. К такой же величине приходят в более современной подборке данных по орографическим возмущениям Semenov et al. [2012].

слоя области мезопаузы над горами. Высказано предположение, что наблюдаемый эффект может реализоваться либо за счет диссипации нестационарных АГВ орографического происхождения³, либо за счет локального изменения высоты гидроксильного слоя (последнее требует локальных нарушений фонового вертикального профиля атомарного кислорода).

В [Перцев, 1997] исследованы прямые и косвенные измерения и наблюдения, позволяющие выявить мезомасштабные орографические возмущения в стратосфере. Анализируются сезонная и высотная зависимости плотности волновой энергии для широт $\sim 40^\circ$, проводится грубая экстраполяция высотной зависимости до высот мезопаузы. Сделан вывод, что орографическая добавка к среднемесячной волновой энергии на единицу массы в верхней мезосфере не превышает 50 Дж/кг даже над высокими горами. Эта оценка неплохо подтверждается недавним численным моделированием стационарных орографических волн [Гаврилов и др., 2013]: рисунки 3 и 4 в этой статье показывают весьма заметное падение максимальных амплитуд орографических волн от 20 м/с на высоте 50 км до 12 м/с на высоте 80 км.

Волновое поле на этих высотах представляет собой совокупность коротких цугов гравитационных волн, проникающих при благоприятных условиях из нижних слоев. Зимой основная часть энергии волн орографического происхождения должна поглощаться еще в тропосфере и стратосфере, а та их часть, которая доходит до мезопаузы, не оказывает заметного влияния на ее термодинамический режим, поскольку зимняя фоновая (неорографическая) плотность волновой энергии довольно велика. В остальные сезоны примерно такая же по величине добавка к плотности волновой энергии становится гораздо заметнее на фоне меньшей фоновой плотности волновой энергии. В изменении термодинамического режима мезопаузы над горами большую роль играет локальное изменение высоты, с неизбежным нагреванием или охлаждением. Анализ данных [Senft et al. 1994] показывает, что наибольшее изменение (понижение) уровня мезопаузы над горами наблюдается в октябре-ноябре и превышает 6 км. Полученный результат говорит о необходимости более детального изучения горизонтальной и вертикальной структуры возмущенного объема в ОМ над горами, включая возможные локальные нисходящие движения и турбулентный поток тепла. Подтверждение большой роли возмущения горизонтальных и, возможно, вертикальных ветров в верхнемезосферной орографически-возмущенной области находим у Гаврилова и Коваля [2013]: их модель расчета орографических АГВ и их воздействия на окружающий воздух показывает весьма

³ Один из возможных механизмов генерации нестационарных орографических АГВ предложен Чунчузовым [1988].

невысокую скорость нагрева при диссипации – до 0.2 К/сут, и в то же время довольно высокое ускорение среднего течения – до 30 м/с/сут на высотах около 80 км.

В [Перцев, 1997] также показано, что единичные измерения орографических возмущений вблизи мезопаузы могут дать значительные отличия от среднесезонных картин, в частности, благодаря изменчивости полей ветра. Здесь играет роль более или менее эффективная генерация орографических возмущений при разных скоростях ветра, а также случайные обстоятельства, создающие более или менее благоприятные условия для распространения орографических АГВ по сравнению с другими гравитационными волнами. Сами же среднесезонные величины, характеризующие поля АГВ, могут в какой-то мере отражать частоту возникновения благоприятных ситуаций для проникновения гравитационных волн в ОМ. Волновое поле в верхней атмосфере и вблизи мезопаузы представляет собой совокупность коротких цугов АГВ, проникающих при благоприятных условиях из нижних слоев. Для самих цугов плотность волновой энергии может быть в несколько раз больше среднемесячной.

Численное моделирование распространения АГВ. Для анализа многих наблюдений и моделирования атмосферных процессов требуется решение стандартной задачи о распространении АГВ в атмосфере с произвольным профилем температуры и скорости ветра, а также учетом диссипации. Причем требуется не только проверка возможности прохождения волной определенного диапазона высот, но расчет вертикальной структуры амплитуд и фаз волны, ее траектории и времени распространения. Эта задача даже в линейном приближении сводится к системе дифференциальных уравнений (см. ниже), которая не имеет аналитического решения. После нескольких десятилетий весьма приближенных и в то же время довольно громоздких аналитических расчетов, связанных с многослойными краевыми задачами для дифференциальных уравнений (см., напр., [Курганский и др. 1989]), модельеры АГВ начали переходить на численные методы, как более точные, обоснованные и универсальные. Одной из первых успешно работающих численных моделей распространения АГВ стала модель AGWWND [Pogoreltsev, Pertsev 1994; Погорельцев, Перцев 1995]. Ниже дается ее описание по [Погорельцев, Перцев 1995].

Модель AGWWND для расчета распространения АГВ в реалистической атмосфере создана на основе более простой модели [Бидлингмайер, Погорельцев 1992], позволяющей проводить численные расчеты вертикальной структуры АГВ в безветренной атмосфере с температурной стратификацией для широкого диапазона частот и фазовых скоростей при учете молекулярной диссипации. В той модели рассматривались АГВ с

большими фазовыми скоростями (~ 100 м/с), для которых в большинстве случаев неучет фонового ветра оправдан (исключение составляют случаи, требующие специального рассмотрения - когда фазовая скорость волны близка к скорости звука и даже слабый фоновый ветер может привести к появлению акустического барьера, а также случай, когда частота волны близка к частоте Брента-Вайсяля). Для среднемасштабных АГВ с малыми (~ 30 м/с) и средними (~ 100 м/с) фазовыми скоростями роль фонового ветра в формировании вертикальной структуры возмущений является определяющей [Гаврилов 1985] (по крайней мере, в тех случаях, когда молекулярная диссипация незначительна). Теперь фоновый ветер включен в модель, что позволяет провести исследование его влияния на эффективность проникновения АГВ из нижних атмосферных слоев в термосферу.

Как и в модели [Бидлингмайер, Погорельцев 1992], возмущения представляются в виде плоских монохроматических волн и вводятся безразмерные переменные – «амплитуды» горизонтальной скорости, вертикальной скорости, температуры и давления $\bar{U}, \bar{W}, \bar{T}, \bar{P}$:

$$u' = \frac{g}{\omega} \bar{U}(\zeta) \exp[i(k_x x - \omega t)]$$

$$w' = \frac{g}{\omega} \bar{W}(\zeta) \exp[i(k_x x - \omega t)]$$

$$T' = T_0 \bar{T}(\zeta) \exp[i(k_x x - \omega t)]$$

$$p' = p_0 \bar{P}(\zeta) \exp[i(k_x x - \omega t)]$$

Система линеаризованных уравнений гидротермодинамики является двумерной, поскольку система координат (x, z) расположена в одной вертикальной плоскости с волновым вектором. Тогда в качестве новых (относительно модели [Бидлингмайер, Погорельцев 1992]) параметров в систему уравнений для возмущений войдет проекция u_k горизонтальной фоновой скорости ветра на плоскость (x, z) и ее производная по высоте. Вертикальной компонентой фонового ветра мы пренебрегаем, а от горизонтальной составляющей ортогональной плоскости (x, z) система уравнений для возмущений оказывается независимой (поперечная структура в источнике волн не предполагается). Безразмерная высота ζ определяется через высоту однородной атмосферы (см. раздел

$$3.4): \zeta = \int_0^z H^{-1} dz.$$

Для фоновых характеристик атмосферы использовались уравнения состояния идеального газа и гидростатики, $p_o = R_1 \rho_o T_o$; $p_o(\zeta) = p_o(0) \exp(-\zeta)$; а коэффициенты молекулярной теплопроводности и вязкости задавались аналогично тому, как это сделано в [Бидлингмайер, Погорельцев 1992]. Профиль $u_k(z)$ представляет собой произвольную гладкую функцию, но полезно помнить, что при больших вертикальных градиентах u_k число Ричардсона может стать меньше критического значения, что указывает на возможность возникновения гидродинамической неустойчивости, приводящей к неучитываемой в данной работе турбулентной диссипации волн.

Учет фонового ветра ведет к следующим изменениям в системе исходных уравнений для возмущений (1)-(5): оператор $\frac{\partial}{\partial t}$ всюду заменяется на оператор $\frac{\partial}{\partial t} + u_k \frac{\partial}{\partial x}$; кроме того, в левой части (1) [Бидлингмайер, Погорельцев 1992] появляется дополнительное слагаемое $\rho_o w' \frac{du_k}{dz}$. Заметим, что мы не учитываем градиент фонового ветра во всех диссипативных членах, поэтому верхние граничные условия модели [Бидлингмайер, Погорельцев 1992] остаются неизменными (оправданием такому упрощению может служить тот факт, что скорость фонового ветра в верхней термосфере перестает зависеть от высоты [Hedin et al. 1991]). Таким образом, система уравнений для возмущений, сведенная к виду, удобному для численного моделирования, запишется в виде

$$\begin{aligned} \varepsilon \frac{d^2 \tilde{U}}{d\zeta^2} = & -i \left[\left(\tilde{\omega} - \frac{\alpha \tilde{k}_x^2}{\tilde{\omega}} \right) \tilde{U} + i \frac{\alpha \tilde{k}_x}{\tilde{\omega}} \left(\frac{d}{d\zeta} + \frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{d\zeta} \right) \tilde{W} - \right. \\ & \left. - \tilde{k}_x \tilde{T} + \tilde{F} \right] - \frac{1}{\tilde{k}_x} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \tilde{W} + \varepsilon \left[2\tilde{k}_x^2 \tilde{U} - i\tilde{k}_x \frac{d\tilde{W}}{d\zeta} + \right. \\ & \left. + \frac{1}{H} \frac{dH}{d\zeta} \frac{d\tilde{U}}{d\zeta} - \frac{1}{\mu_1} \frac{d\mu_1}{d\zeta} \left(\frac{d\tilde{U}}{d\zeta} + i\tilde{k}_x \tilde{W} \right) \right] \\ (2\varepsilon + \frac{i\alpha}{\tilde{\omega}}) \frac{d^2 \tilde{W}}{d\zeta^2} = & -i \left\{ \tilde{\omega} \tilde{W} + \frac{i\alpha \tilde{k}_x}{\tilde{\omega}} \left(\frac{d}{d\zeta} - \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \right) \tilde{U} + \right. \\ & \left. + i \left(\frac{d}{d\zeta} - 1 \right) \tilde{T} - \frac{\alpha}{\tilde{\omega}} \left[\left(\frac{1}{H} \frac{dH}{d\zeta} - \frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{d\zeta} + \right. \right. \right. \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \frac{d\tilde{W}}{d\zeta} - \left(\frac{d}{d\zeta} \left(\frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{d\zeta} \right) - \right. \\
& \left. - \left(\frac{1}{H} \frac{dH}{d\zeta} + \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \right) \frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{d\zeta} \right) \tilde{W} \Big] \} + \\
& + \varepsilon \left[\tilde{k}_x^2 \tilde{W} - i \tilde{k}_x \frac{d\tilde{U}}{d\zeta} - 2 \left(\frac{1}{\mu_1} \frac{d\mu_1}{d\zeta} - \frac{1}{H} \frac{dH}{d\zeta} \right) \frac{d\tilde{W}}{d\zeta} \right]
\end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned}
& \varepsilon \frac{d^2 \tilde{T}}{d\zeta^2} = -i Pr \left\{ \frac{\tilde{\omega}}{\gamma} \tilde{T} - \alpha \frac{\gamma-1}{\gamma} \tilde{k}_x \tilde{U} + \right. \\
& + i \left[\frac{N^2}{\omega^2 \tilde{\omega}^2} + \alpha \frac{\gamma-1}{\gamma} \left(\frac{d}{d\zeta} + \frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{d\zeta} \right) \right] \tilde{W} \Big\} + \\
& + \varepsilon \left[\tilde{k}_x^2 - \left(\frac{2}{T_0} \frac{dT_0}{d\zeta} - \frac{1}{H} \frac{dH}{d\zeta} + \frac{1}{\kappa} \frac{d\kappa}{d\zeta} \right) \frac{d}{d\zeta} - \right. \\
& \left. - \frac{1}{T_0} \frac{d^2 T_0}{d\zeta^2} - \frac{1}{T_0} \frac{dT_0}{d\zeta} \left(\frac{1}{\kappa} \frac{d\kappa}{d\zeta} - \frac{1}{H} \frac{dH}{d\zeta} \right) \right] \tilde{T}
\end{aligned} \quad (3)$$

где использованы обозначения из [Бидлингмайер, Погорельцев 1992]: $\tilde{F}$ – функция источника горизонтального импульса, $\varepsilon = \frac{\mu_1}{\omega \rho_0 H^2}$ – безразмерный коэффициент, экспоненциально растущий с высотой, формирующий классическую (недиссипативную, $\varepsilon \ll 1$), переходную ($\varepsilon \sim 1$) и диссипативную ($\varepsilon \gg 1$) области решения, μ_1 – динамический коэффициент вязкости, κ – коэффициент молекулярной теплопроводности; $\tilde{k}_x = k_x H$, γ – отношение теплоемкостей при постоянном давлении / постоянном объеме, $Pr = 4\gamma / (9\gamma - 5)$, и введены новые обозначения: $\alpha = \frac{g}{\omega^2 H}$ и безразмерная частота $\tilde{\omega} = \omega_i / \omega \equiv (\omega - u_k k_x) / \omega$. В случае безветренной атмосферы $\tilde{\omega} = 1$, и система уравнений (1)-(3) совпадает с системой (6)-(8) [Бидлингмайер, Погорельцев 1992]. Заметим, что в уравнении (8) [Бидлингмайер, Погорельцев 1992] имеется несколько опечаток в знаках.

Коэффициент ε при старших производных в (1-3) экспоненциально растет с высотой. В классической области, т.е. на высотах, где молекулярной диссипацией можно пренебречь, система (1-3) сводится к одному уравнению для $\tilde{W}$:

$$\begin{aligned}
& \left[\frac{d^2}{d\zeta^2} + M(\zeta) \frac{d}{d\zeta} + \mathcal{L}(\zeta) \right] \tilde{W} = i \tilde{F}_H \quad (4) \\
& M(\zeta) = - \left(1 + \frac{1}{H} \frac{dH}{d\zeta} - \beta_1 \right) \\
& \mathcal{L}(\zeta) = \tilde{k}_x^2 \left(\frac{N^2}{\omega^2 \tilde{\omega}^2} - 1 \right) + \frac{\omega^2 \tilde{\omega}^2 H^2}{c_s^2} + \frac{1}{\gamma} \left(\frac{1}{\gamma} \frac{d\gamma}{d\zeta} - \beta_1 \right) - \\
& - \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d^2 \tilde{\omega}}{d\zeta^2} + \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \left(\frac{\gamma - 2}{\gamma} + \frac{1}{H} \frac{dH}{d\zeta} - \beta_1 \right) \\
& \tilde{F}_H = \frac{\tilde{k}_x}{\tilde{\omega}} \left(\frac{d}{d\zeta} - \frac{\gamma - 1}{\gamma} + \beta_1 \right) \tilde{F}
\end{aligned}$$

Здесь c_s – скорость звука, и введено обозначение

$$\beta_1 = -[c_s^2 - (c_x - u_k)^2]^{-1} \times \frac{d}{d\zeta} [c_s^2 - (c_x - u_k)^2] + \frac{1}{\gamma} \frac{d\gamma}{d\zeta};$$

где c_x – горизонтальная фазовая скорость АГВ. В случае $\tilde{F}=0$ уравнение (4) может быть получено из системы уравнений для возмущений давления и вертикальной скорости, приведенной Татарским [1979].

Для аккуратного сшивания решений в недиссипативной и диссипативной областях требуется учет ε -содержащих членов уравнений начиная с высоты, где ε достигает 10^{-4} . Этот уровень в зависимости от частоты АГВ соответствует нижней или верхней части области мезопаузы. Молекулярная вязкая и теплопроводная диссипация волн еще не влияют качественно, но уже вносят поправки в вертикальную структуру амплитуды и фазы волн.

Несмотря на то, что учет зависящего от высоты фонового ветра несколько усложняет вид коэффициентов, это не сказывается на порядке дифференциальных уравнений для возмущений. Поэтому здесь не повторяется подробное описание методики решения граничной задачи. Остановимся лишь на изменениях в модели [Бидлингмайер, Погорельцев 1992], связанных с учетом фонового ветра.

При расчете коэффициентов прогонки для классической области d_0, d_1 по коэффициентам для диссипативной области a_0, a_1, a_2, a_3 использовались следующие соотношения:

$$\begin{aligned}
d_0 &= \left\{ a_0 + \tilde{F} \frac{c_s^2 / \tilde{k}_x \tilde{\omega}}{c_s^2 - (c_x - u_\kappa)^2} \times \right. \\
&\times \left[a_2 \tilde{k}_x \frac{(c_x - u_\kappa)^2}{c_s^2} + a_3 \frac{\gamma - 1}{\gamma} \tilde{\omega} \right] \Big\} / D \\
d_1 &= \left\{ a_1 - i a_3 \frac{N^2}{\omega^2 \tilde{\omega}} - i \frac{c_s^2 / \tilde{k}_x^2}{c_s^2 - (c_x - u_\kappa)^2} \times \right. \\
&\times \left[\frac{1}{\gamma} (a_2 \tilde{k}_x + a_3 \frac{\gamma - 1}{\gamma} \tilde{\omega}) + \right. \\
&\left. \left. + \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \left(a_2 \tilde{k}_x \frac{(c_x - u_\kappa)^2}{c_s^2} + a_3 \frac{\gamma - 1}{\gamma} \tilde{\omega} \right) \right] \right\} / D
\end{aligned}$$

где

$$D = 1 - i \frac{c_s^2 / \tilde{k}_x^2}{c_s^2 - (c_x - u_\kappa)^2} (a_2 \tilde{k}_x + a_3 \frac{\gamma - 1}{\gamma} \tilde{\omega})$$

После нахождения $\tilde{W}(\zeta)$ в классической области, возмущения остальных гидродинамических величин находятся из поляризационных соотношений:

$$\begin{aligned}
\tilde{P} &= i \frac{c_s^2 \tilde{\omega}}{\tilde{k}_x^2 [c_s^2 - (c_x - u_\kappa)^2]} \times \\
&\times \left[\left(\frac{d}{d\zeta} - \frac{1}{\gamma} \right) \tilde{W} - \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \tilde{W} - i \frac{\tilde{k}_x}{\tilde{\omega}} \tilde{F} \right]
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\tilde{U} &= i \frac{c_s^2 / \tilde{k}_x}{c_s^2 - (c_x - u_k)^2} \left[\left(\frac{d}{d\zeta} - \frac{1}{\gamma} \right) \tilde{W} - \frac{(c_x - u_k)^2}{c_s^2} \times \right. \\
&\quad \times \left. \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \tilde{W} - i \frac{\tilde{k}_x}{\tilde{\omega}} \frac{(c_x - u_k)^2}{c_s^2} \tilde{F} \right] \\
\tilde{T} &= i \frac{(\gamma - 1) c_s^2 \tilde{\omega} / \gamma}{\tilde{k}_x^2 [c_s^2 - (c_x - u_k)^2]} \times \\
&\quad \times \left[\left(\frac{d}{d\zeta} - \frac{1}{\gamma} \right) \tilde{W} - \frac{1}{\tilde{\omega}} \frac{d\tilde{\omega}}{d\zeta} \tilde{W} - i \frac{\tilde{k}_x}{\tilde{\omega}} \tilde{F} \right] - i \frac{N^2}{\omega^2 \tilde{\omega}} \tilde{W}
\end{aligned}$$

а в переходной и диссипативной областях возмущение давления рассчитывалось из линеаризованного уравнения неразрывности

$$\tilde{P} = \tilde{T} + \frac{\alpha}{\tilde{\omega}} \left[\tilde{k}_x \tilde{U} - i \left(\frac{d}{d\zeta} + \frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{d\zeta} \right) \tilde{W} \right]$$

Модель позволяет изучать распространение АГВ в атмосфере без критических уровней, где $c_x = u_k$ и звуковых барьеров, где $|c_x - u_k| = c_s$. Хотя учет молекулярной диссипации позволяет исследовать проникновение АГВ через критические слои и/или звуковой барьер в диссипативной области, этот вопрос требует специального рассмотрения и выходит за рамки данной работы.

Для исследования влияния фонового ветра на эффективность распространение АГВ были выполнены расчеты вертикальной структуры АГВ с $\omega = 2 \cdot 10^{-3}$ рад/с и горизонтальной длиной волны 200 км ($c_x \sim 60$ м/с). Рассмотрены волны, распространяющиеся с запада на восток ($c_x > 0$) и с востока на запад ($c_x < 0$). В безветренной атмосфере для АГВ с такими параметрами граница перехода от классического решения к диссипативному расположена на высотах ~ 120 км. Будем называть первую волну распространяющейся по потоку, вторую — против потока, подразумевая ветер на высотах нижней термосферы (Рис. 4.3.1). Фоновая температура $T_o(z)$ и приземная плотность $(\rho_o)_{z=0}$ для расчета задавались по модели [Hedin 1991]. При получении профиля фонового ветра использовались эмпирические модели [Fleming et al. 1988] для нижней и средней атмосферы и [Hedin et al. 1991] - для термосферы. Используемые в расчетах профили $T_o(z)$ и $u_k(z)$ (зональный ветер, при положительных значениях направлен к востоку), соответствующие дневным условиям весеннего равно-

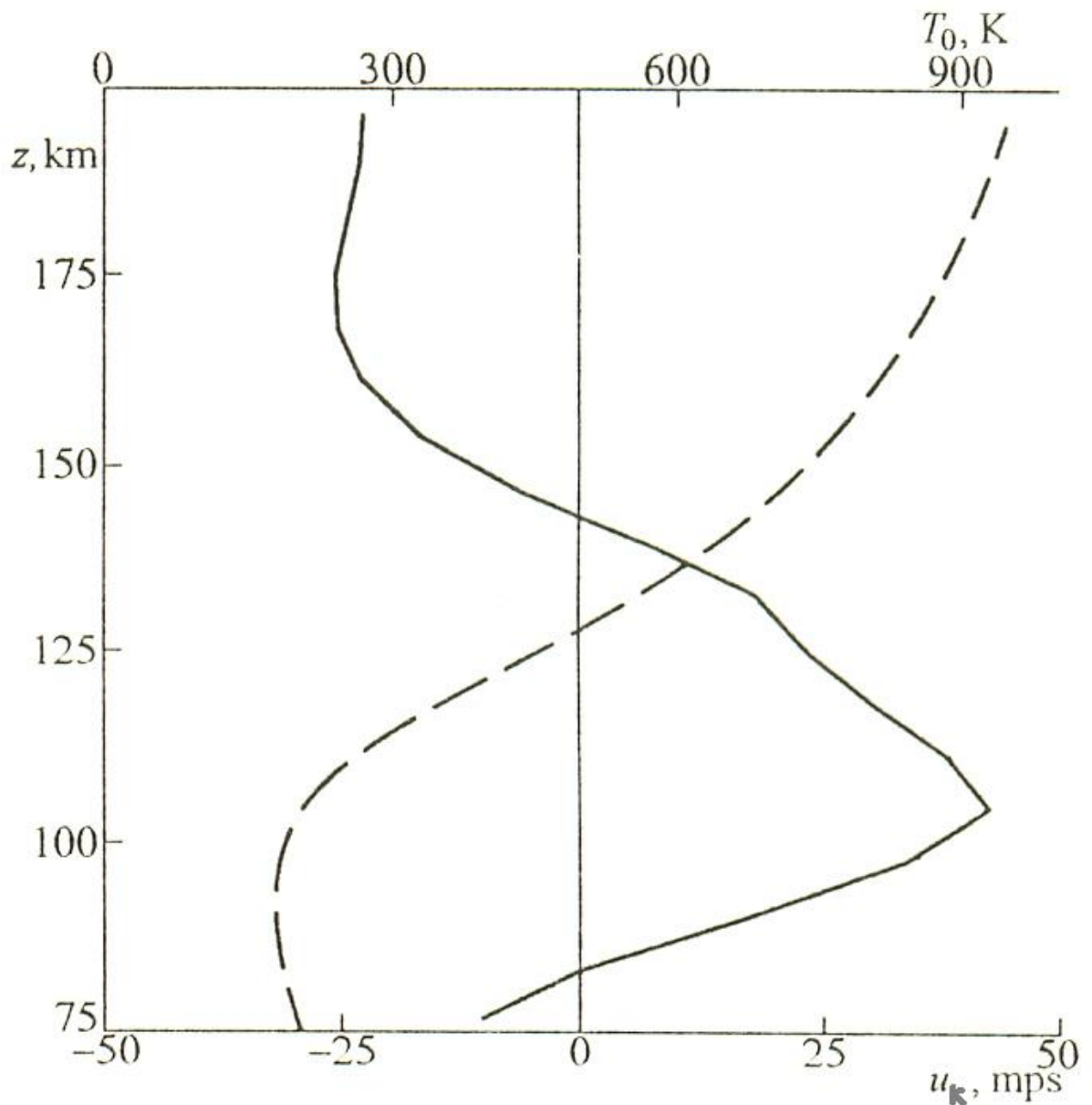


Рис. 4.3.1 [Погорельцев, Перцев 1995]. Фоновые профили скорости ветра u_k , м/с (сплошная линия) и температуры T_0 , К (штриховая линия).

денствия и волне, распространяющейся на восток, показаны на Рис. 4.3.1. Модельный источник задавался аналогично тому, как это сделано в [Бидлингмайер, Погорельцев 1992]. Амплитуда источника выбиралась произвольной, затем результаты расчетов нормировались таким образом, чтобы на высоте 100 км вертикальная компонента плотности $\vec{S} = \vec{F} / \tilde{\omega}$ потока волнового действия ($\tilde{S}$ определяется для удобства сопоставления результатов с результатами модели [Бидлингмайер, Погорельцев 1992] так, что ее размерность совпадает с размерностью плотности потока энергии $\vec{F}$)

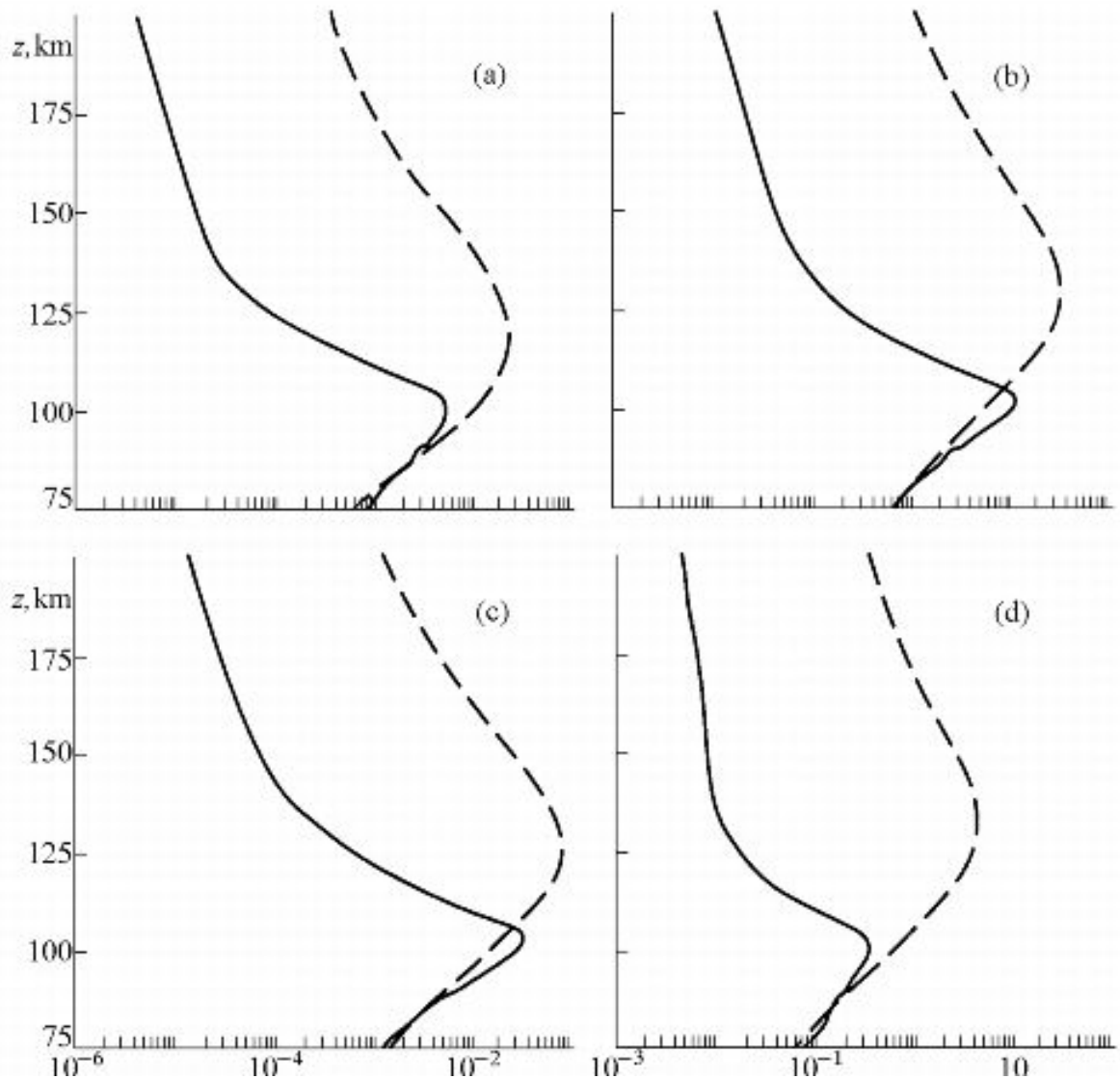


Рис. 4.3.2 [Погорельцев, Перцев 1995]. Вертикальные профили амплитуд АГВ с круговой частотой $\omega = 2 \cdot 10^{-3}$ рад/с и фазовыми скоростями $c_x = 64$ м/с (распространяется по ветру в нижней термосфере - сплошные линии), $c_x = -64$ м/с (против ветра - штриховые линии): $\tilde{P}(a)$, $g\tilde{U}/\omega$ (b), $\tilde{T}(c)$, $g\tilde{W}/\omega$ (d)

составляла $5 \cdot 10^{-5}$ Вт·м⁻². Результаты расчетов вертикальной структуры амплитуд возмущений гидродинамических величин для волн с заданными (см. выше) характеристиками показаны на Рис. 4.3.2. Из него видно, что для распространяющейся по потоку волны область перехода к диссипативному решению расположена ниже и эта волна сильнее затухает с высотой. Если на высоте ~ 100 км амплитуды волн, распространяющихся по потоку и против потока, одного порядка, то уже на высоте ~ 125 км волна, распространявшаяся по ветру, практически диссипировала, а волна противоположного направления изменила амплитуду незначительно. Это ведет к заметной анизотропии направлений АГВ, что подтверждается наблюдениями

термосферных волн [Shibata 1986]. В диссипативной области ($z > 150$ км) затухание волн практически не зависит от направления распространения и описывается законом $\exp(-|k_x|z)$, как и при распространении в безветренной атмосфере [Бидлингмайер, Погорельцев 1992].

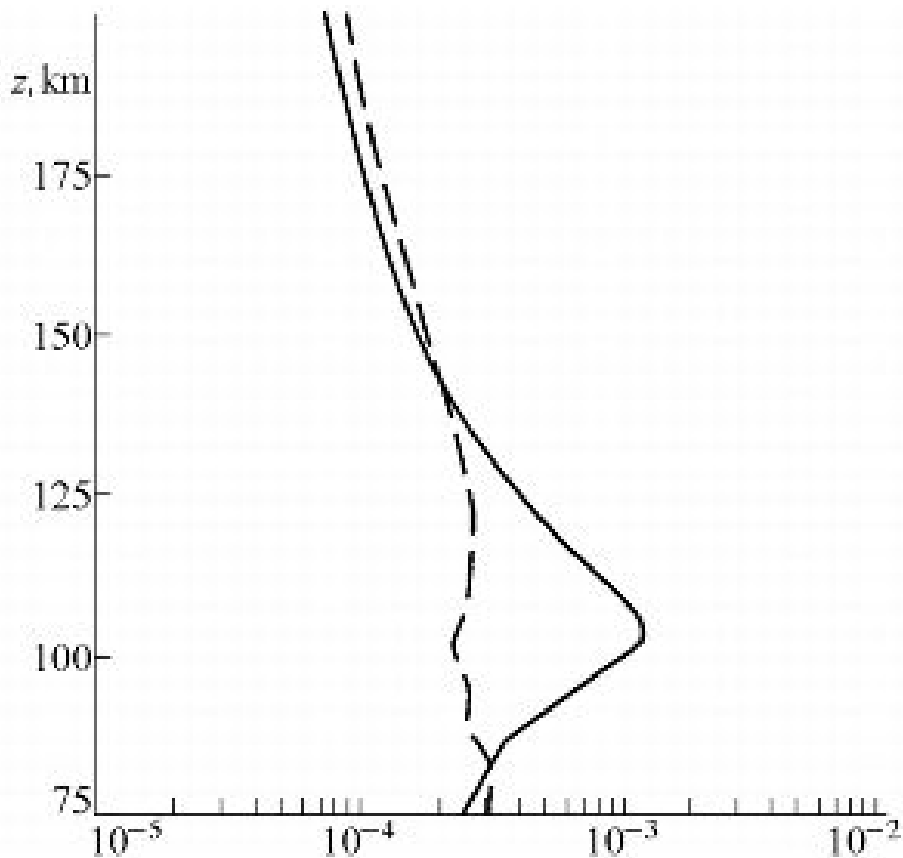


Рис. 4.3.3 [Погорельцев, Перцев 1995]. Зависимости от высоты $|Re(k_z)|$ (м^{-1})-абсолютной величины вертикального градиента фазы возмущения горизонтальной скорости для тех же параметров АГВ, что и на Рис. 4.3.2.

Для анализа полученных результатов были выполнены расчеты реальной части вертикального волнового числа $Re(k_z)$ для возмущения горизонтальной скорости, т.е. вертикального градиента фазы. Зависимости от высоты $|Re(k_z)|$ для рассматриваемых АГВ показаны на Рис. 4.3.3 (для рассматриваемых волн $Re(k_z) < 0$). Из этого рисунка видно, что распространяющаяся по потоку волна имеет в нижней термосфере заметно меньшую вертикальную длину и, следовательно, подвержена большей диссипации по сравнению с волной, распространяющейся против ветра. В области сильной диссипации ($z > 150$ км) $Re(k_z)$ практически не зависит от направления распространения АГВ и стремится с высотой к нулю, что обеспечивает выход фазы на постоянное значение в верхней термосфере. Заметим, что $Re(k_z)$, рассчитанные по возмущениям других гидродинамических величин, несколько различаются, однако характер зависимостей от высоты для АГВ, распространяющихся по- и против потока, сохраняется.

Как видно из (1)-(3) и (4), условия распространения АГВ зависят не только от величины и направления фонового ветра, но и от его производных по высоте. Чтобы оценить роль этих производных, были выполнены расчеты структуры АГВ для случая, когда учитывался зависящий от высоты фоновый ветер, но все производные от $u_k(z)$ в уравнениях (1)-(3) и (4) полагались равными нулю (фактически это означает, что учитывался только доплеровский сдвиг частоты). Результаты расчетов амплитуды возмущения горизонтальной скорости, выполненных с учетом и без учета вертикальных производных от фонового ветра, показаны на Рис. 4.3.4, из которого можно заключить, что эффективность трансформации АГВ в диссипативные структуры (температурные и вязкие волны) определяется величиной и направлением фонового ветра, однако и его производные по высоте играют существенную роль.

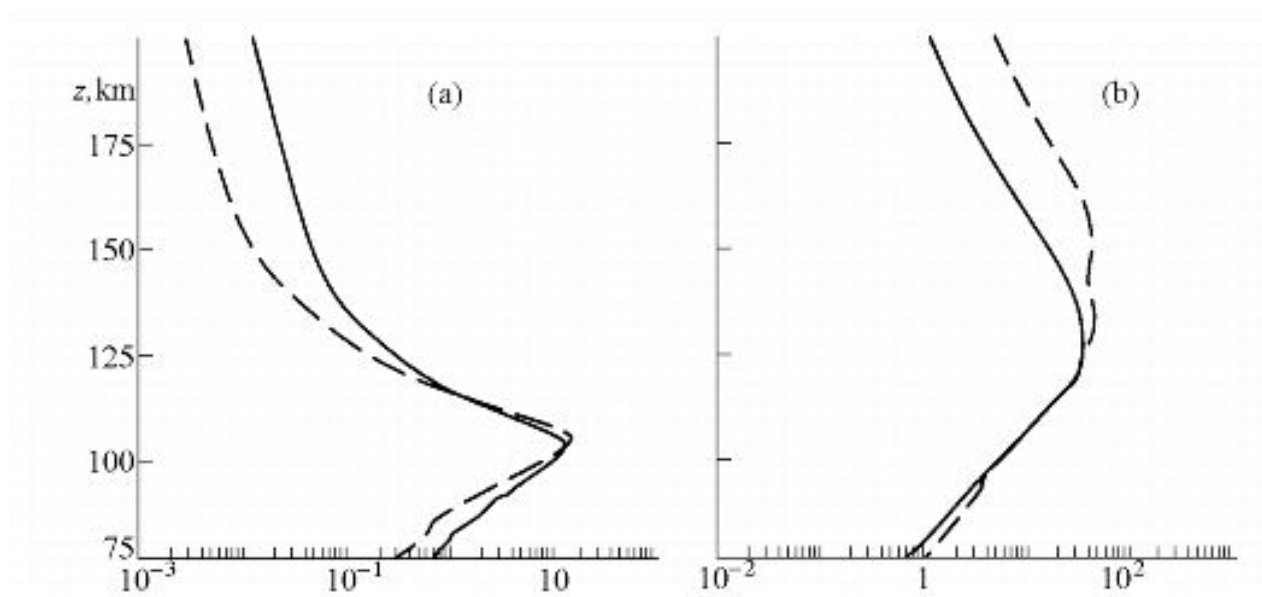


Рис. 4.3.4 [Погорельцев, Перцев 1995]. Вертикальные профили амплитуды возмущения горизонтальной скорости (в м/с) для АГВ с $\omega = 2 \cdot 10^{-3}$ рад/с и фазовыми скоростями $c_x = 64$ м/с (а), $c_x = -64$ м/с (б). Сплошные линии - с учетом, штриховые - без учета вертикальных производных фоновой скорости ветра.

Были выполнены также расчеты структуры АГВ с $\omega = 2 \cdot 10^{-3}$ рад/с и горизонтальными длинами волн 400 и 600 км, которые показали, что с ростом горизонтальной длины волны (т.е. ростом c_x) зависимость эффективности проникновения волн в верхнюю термосферу от направления распространения ослабевает (по крайней мере пока мы не приближаемся к звуковому барьеру).

Анализ выполненных расчетов позволил сделать следующие выводы:

— эффективность трансформации АГВ в температурные и вязкие волны (т.е. их проникновение в верхнюю термосферу [Бидлингмайер, Погорельцев 1992]) существенно

зависит от направления их распространения относительно фонового ветра на высотах переходной области;

—фоновый ветер незначительно сказывается на структуре волн в диссипативной области - амплитуды изменяются с высотой $\sim \exp(-|k_x|z)$, фазы перестают зависеть от высоты независимо от направления распространения волны;

—наблюдаемая в термосфере анизотропия направлений распространения АГВ с фазовыми скоростями $c_x \sim 100$ м/с может быть объяснена совместным влиянием молекулярной диссипации и фонового ветра.

Заметим также, что для рассматриваемых нами волн ($c_x \sim 100$ м/с) переходная область расположена на высотах нижней термосферы, где преобладают суточные вариации фонового ветра. Поэтому разработанная модель может быть весьма полезной для изучения суточного хода параметров термосферных АГВ, согласующегося с суточными вариациями горизонтальных ветров в нижней термосфере. Формально суточный ход фонового ветра можно учесть, вводя в профиль $u_k(z)$ время суток как параметр, если рассматривается распространение волн с периодами меньше полусуточного [Погорельцев, Перцев 1995].

Впоследствии в модель AGWWND была добавлена новая часть, позволяющая рассчитывать ускорение среднего течения за счет диссипирующих АГВ [Перцев и др., 2009]. Таким образом, взаимодействие между фоновым течением и АГВ получается с обратной связью: фоновое течение управляет распространением АГВ, а АГВ в свою очередь искажает исходное фоновое течение. Далее монохроматические волны были заменены на дискретный спектр волн и рассчитывалось изменение этого спектра с высотой и ускорение фонового потока [Перцев и др., 2009 б].

На нижней границе (20 км) задается 20-компонентный дискретный спектр АГВ, основанный на модели Норре [1988] и одинаковый для условий солнечного минимума и солнечного максимума. Источник волн считается достаточно протяженным, чтобы не учитывать пространственную дисперсию волн. Далее рассчитывается распространение ансамбля волн в термосферу для температурных и ветровых летних и зимних профилей во время солнечного минимума и максимума. Результаты расчета вертикальной структуры волны для одной из компонент показаны на Рис. 4.3.5, а ускорения среднего течения для

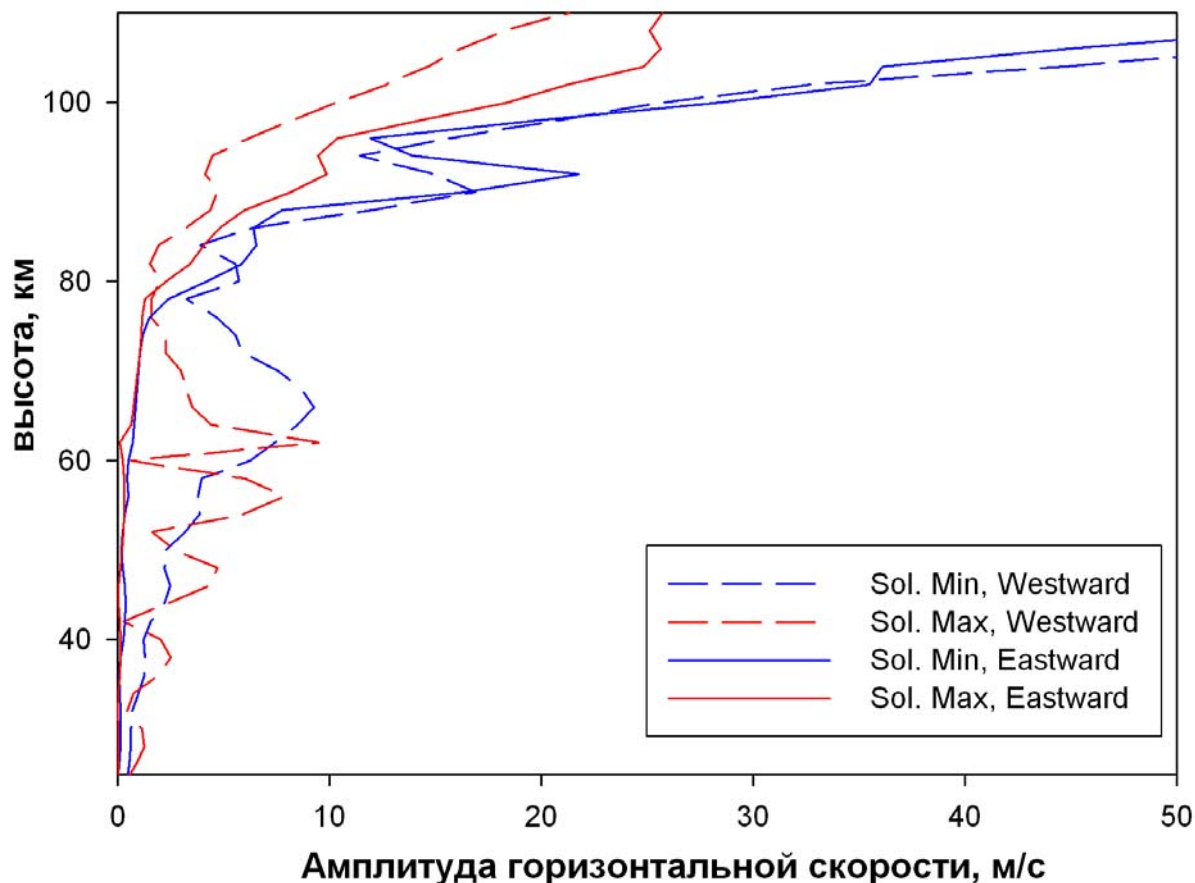


Рис. 4.3.5. [Перцев и др., 2009 б]. Расчет высотного хода амплитуды волны с горизонтальной длиной 230 км и периодом 52 мин в условиях летней атмосферы в годы солнечного минимума (синие кривые) и максимума (красные кривые). Сплошными кривыми показан случай распространения волны на восток, штриховыми – на запад. В качестве граничного условия на нижней границе (20 км) задается исходная амплитуда вертикальной скорости: 3,2 см/с для волн, распространяющихся на запад и 0,36 см/с для волн, распространяющихся на восток.

всего ансамбля волн – на Рис. 4.3.6. И летом, и зимой амплитуды волн в области высот 75-100 км во время солнечного минимума оказываются примерно такими же либо большими, чем во время солнечного максимума, при этом зависимость величин от солнечной активности сильнее выражена летом. Основную роль здесь играет несколько более медленное падение плотности с высотой на этих высотах в годы солнечного максимума и, значит, и более медленный рост амплитуд. Часть данных измерений подтверждает найденную модельную зависимость гравитационных волн от СА, часть – показывает противоположную тенденцию (см. раздел 3.4). По-видимому, для лучшего согласия требуется совершенствование и модели (учет зависимости источников гравитационных волн от СА), и интерпретации данных измерений (учет в общей волновой дисперсии волн, распространяющихся горизонтально, см. об этом в конце раздела).

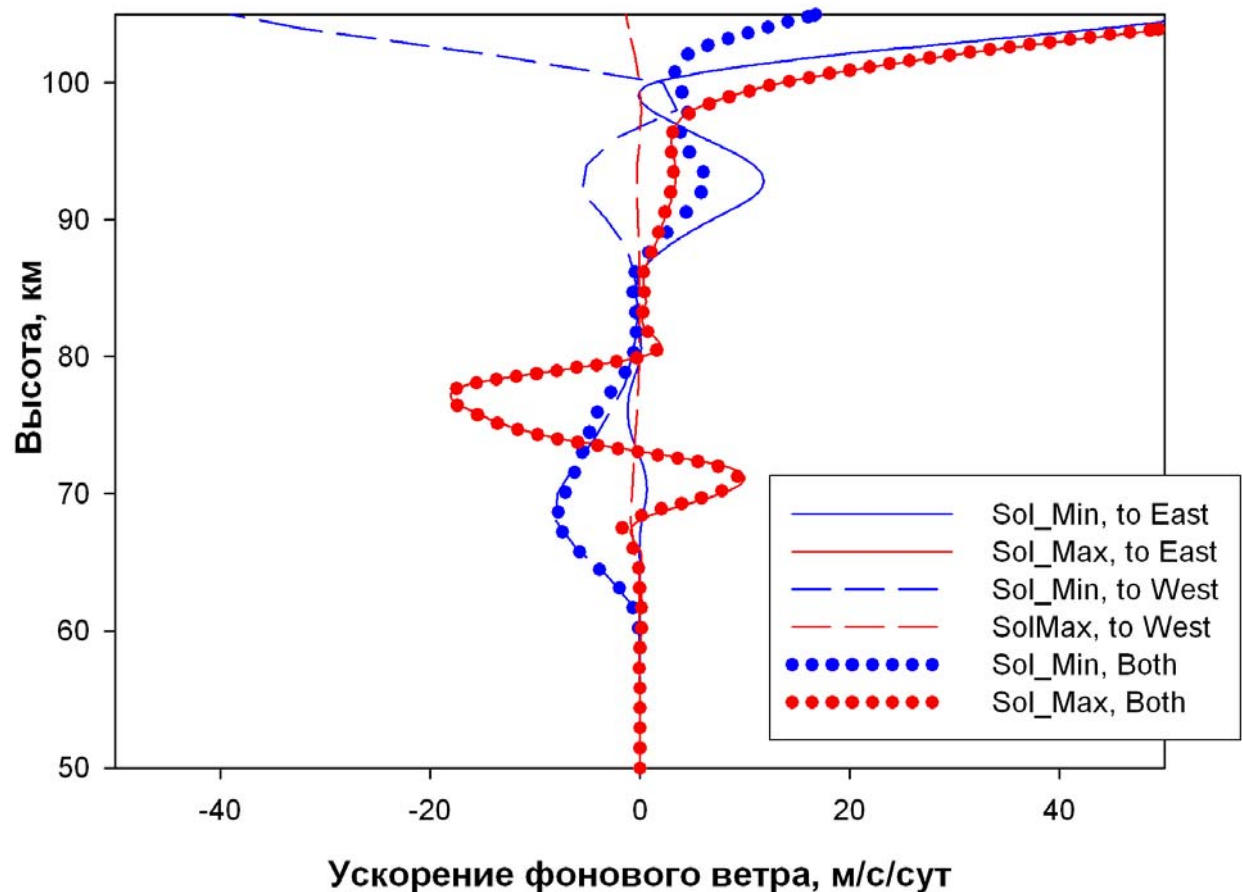


Рис.4.3.6 [Перцев и др., 2009 б]. Расчет ускорения фонового ветра за счет диссипации ансамбля ВГВ, представляющего собой суперпозицию 20 монохроматических волн. Красные кривые соответствуют летним фоновым условиям в годы солнечного максимума, синие - летним фоновым условиям в годы солнечного минимума. Штриховые линии показывают вклад волн, распространяющихся к западу, сплошные - вклад волн, распространяющихся к востоку, в общее ускорение, показанное жирным пунктиром.

Расчеты демонстрируют также сильное обратное влияние ансамбля АГВ на фоновое течение через ускорение ветра. Результаты могут сильно отличаться в зависимости от соотношения амплитуд волн, бегущих на запад и бегущих на восток в исходном спектре, однако в любом случае между суммарными ускорениями ветра во время солнечного максимума и солнечного минимума в области высот 75-100 км наблюдается разница порядка 10 м/с/сут, что сопоставимо с ускорениями в приливах и подтверждает участие АГВ в формировании температурно-ветрового режима области мезопазы.

Модель AGWWND неоднократно использовалась для расчета различных модельных и реальных ситуаций распространения АГВ в средней и верхней атмосфере. Так, в работе Перцева и Шалимова [1996] было показано, что в условиях реалистических температурных и ветровых профилей нижнеатмосферные АГВ, вызванные вариациями

притока литосферных газов, по крайней мере, в некоторых случаях могут проникать в термосферу и создавать там значительные возмущения. В этой работе было впервые построено необходимое соединительное модельное звено между термосферными эффектами землетрясений и их предполагаемыми наземными источниками. Исходные профили температуры и ветра и наиболее важные результаты расчета показаны на Рис. 4.3.7. В качестве источника волн взяты колебания притока массы литосферных газов с характерными горизонтальным масштабом 200 км и периодом ~ 1 час. Амплитуда притока с такими пространственно-временными характеристиками подбиралась из расчета, чтобы соответствующая приземная амплитуда общей плотности воздуха составляла 10% фоновой плотности CO_2 .

Еще одно направление использования модели AGWWND связано с предоставляемой ей возможностью вычислять вертикальную структуру сразу нескольких характеристик волны. В частности, для решения уравнения диффузии-адвекции пассивной примеси в поле АГВ необходимо знать амплитуду и фазу горизонтальной и вертикальной компонент скорости как функции высоты. Такой расчет для диффузии-адвекции атомарного кислорода в диапазоне высот 85 - 95 км проведен в [Перцев и Павлова 2001] с помощью стационарного уравнения диффузии-адвекции, пренебрегающего химической и фотохимической активностью примеси:
$$\frac{\partial}{\partial x}(uny) + \frac{\partial}{\partial z}(wny) = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z n \frac{\partial y}{\partial z}\right).$$
 Здесь n – суммарная концентрация молекул, u и w – горизонтальная и вертикальная компоненты скорости, y – отношение смеси примеси (в данном случае – атомарного кислорода), x – горизонтальная координата, z – высота, K_z – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии.

Несмотря на то, что модель AGWWND была создана более 20 лет назад, она до сих пор с успехом применяется для расчета распространения АГВ. Существует новая отечественная разработка для более общих задач [Gavrilov and Kshevetskii, 2014], она является более сложной по сравнению AGWWND, - нелинейной и 4-мерной (AGWWND является двумерной линейной моделью) и способна описывать не только установившиеся, но и эволюционирующие волны. В то же время она, как можно судить по описанию в [Gavrilov and Kshevetskii, 2014], не позволяет учитывать меняющийся по высоте фоновый ветер. Из зарубежного опыта по численному моделированию распространения АГВ необходимо отметить работы [Yu and Hickey 2007, Liu et al. 2008, Matsumura et al. 2011, Occhipinti et al. 2011].

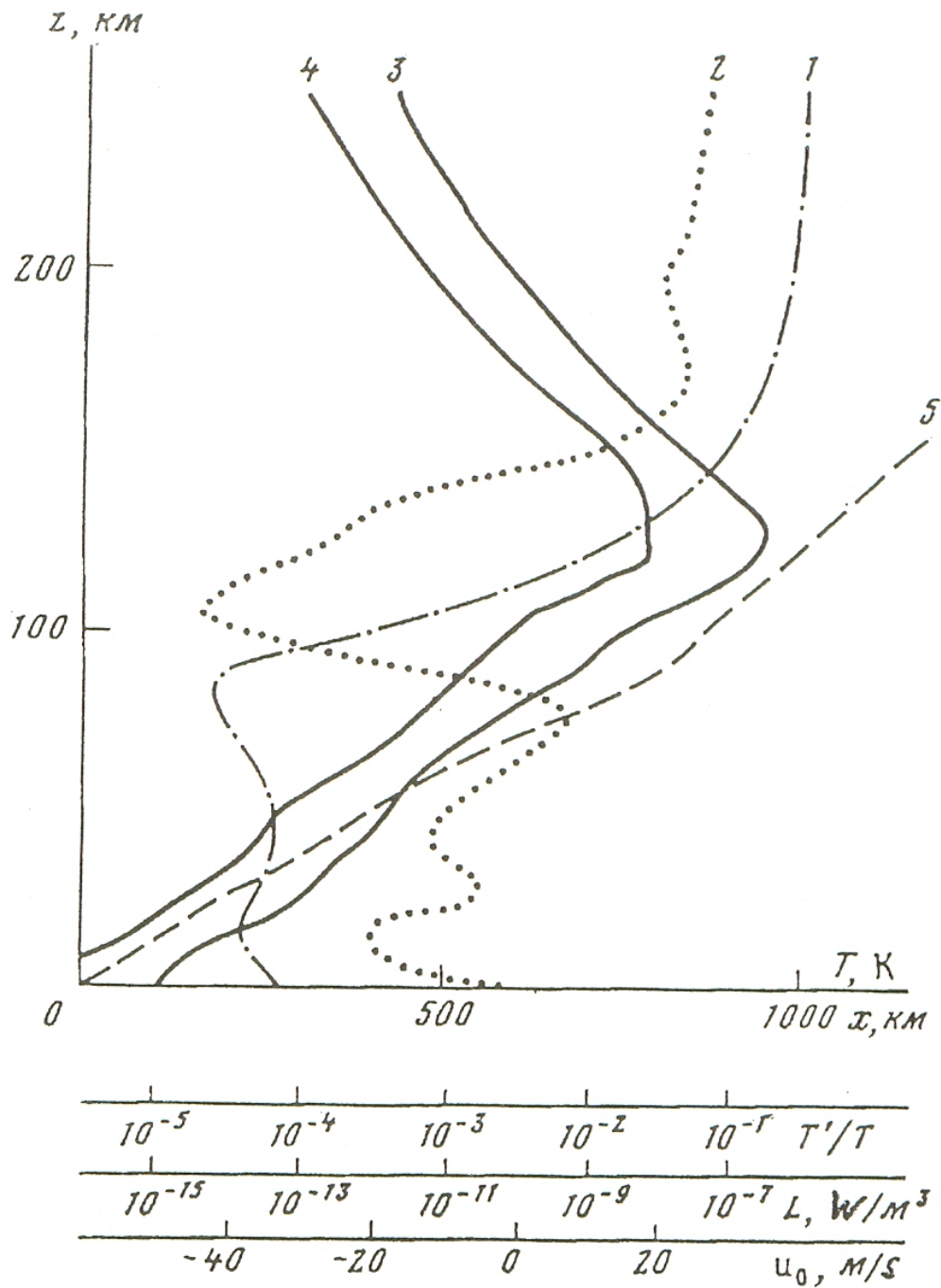


Рис. 4.3.7 [Перцев и Шалимов 1996]. Расчет распространения АГВ с круговой частотой $\omega = 2.4 \cdot 10^{-3}$ рад/с и горизонтальным волновым числом $k = 3.0 \cdot 10^{-5}$ м⁻¹ в условиях фоновых профилей температуры (1) и проекции скорости ветра на азимут волны (2): относительная амплитуда температуры (3), вязко-теплопроводные потери энергии L (4) и траектория волны $x(z)$.

Распространение АГВ в свете результатов вейвлет-анализа волновых возмущений.

Модели распространения гравитационных волн обычно создаются в предположении

достаточно длинных волновых пакетов (длина которых вдоль направления распространения гораздо больше длины волны). В серебристых облаках такие волны действительно наблюдаются, но довольно редко (1-2 раза за сезон). В типичном случае вейвлет-анализ [Перцев и др. 2009 б] интенсивности излучения гидроксила (высота слоя ~87 км) и молекулярного кислорода (~94 км) прослеживает всего 2-4 полных колебания в волновом пакете. Лишь в 40% исследованных ночных измерений волновые пакеты одной частоты, превышающие уровень шума, регистрируются одновременно в этих двух слоях, еще реже можно связать волновые пакеты в двух слоях друг с другом во времени. Для излучения ОН зависимость максимальных за ночь амплитуд волновых пакетов от солнечной активности статистически не выявляется (Рис. 4.3.8), для излучения O_2

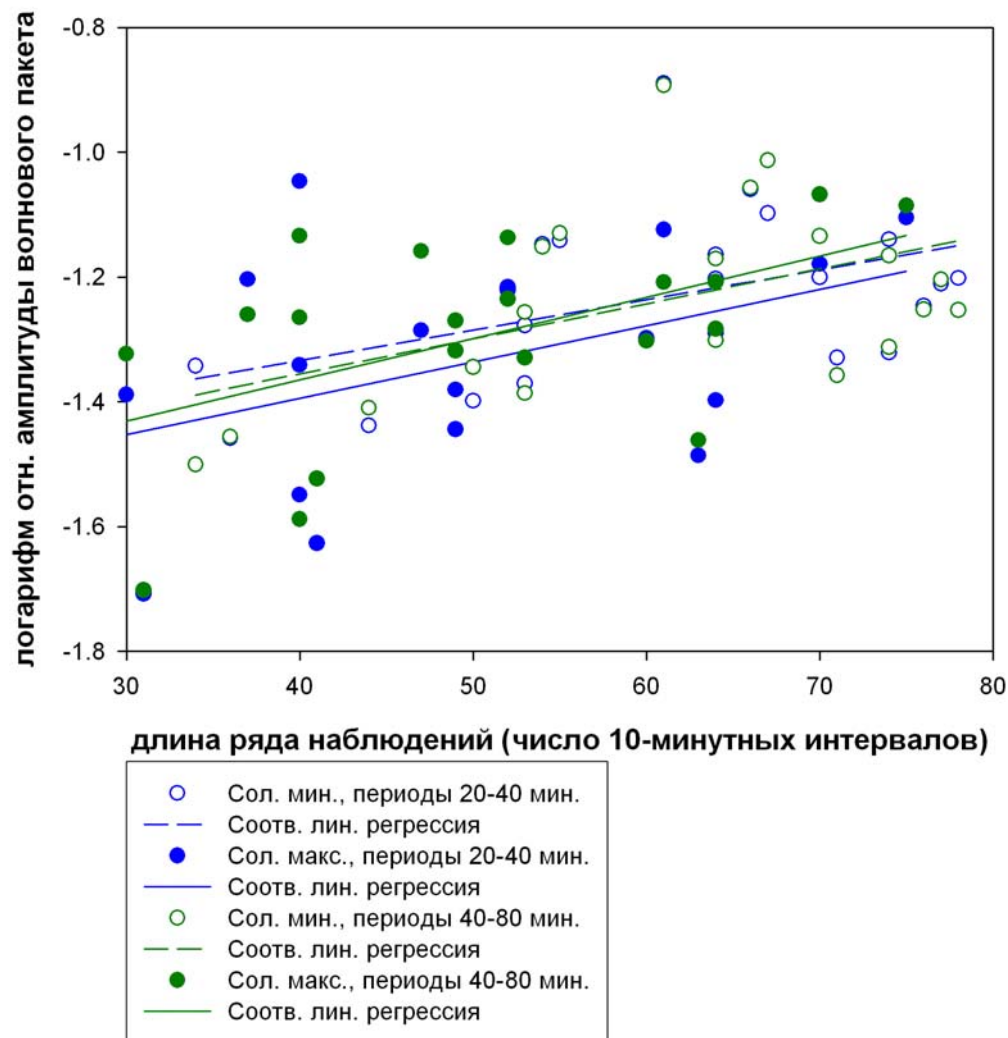


Рис. 4.3.8 [Перцев и др. 2009 б]. Зависимость максимальных за ночь амплитуд волновых пакетов в интенсивности полосы ОН (6-2) от длины ряда в годы минимума и максимума солнечной активности. Максимальные относительные амплитуды волновых пакетов в годы солнечного максимума (темные кружки и сплошные линии регрессии) и солнечного минимума (светлые кружки и штриховые линии регрессии) примерно одинаковы.

максимальные амплитуды в среднем больше ($\sim$ в 1.5 раза) в год низкой солнечной активности, чем в год высокой (4.3.9).

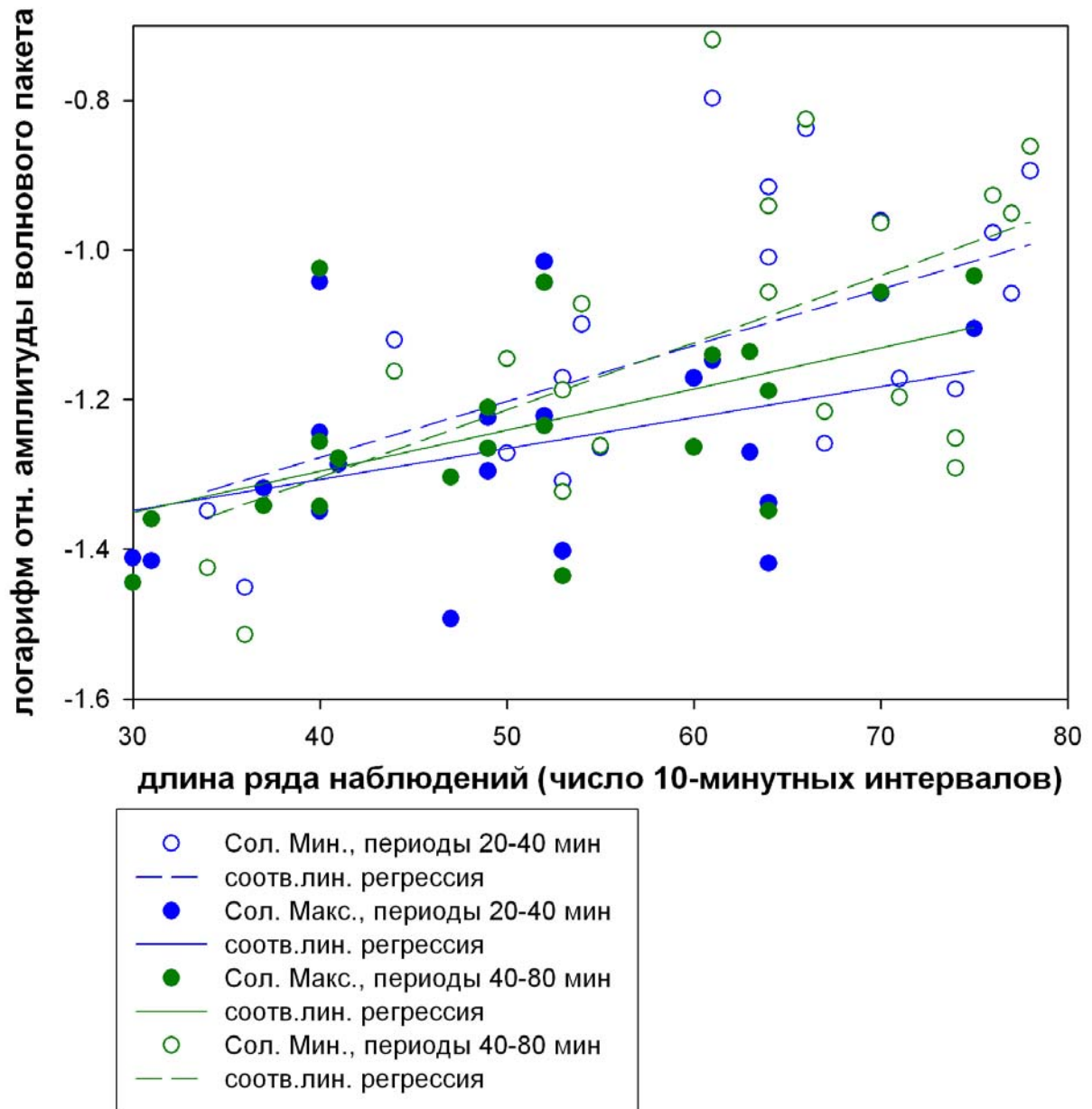


Рис. 4.3.9 [Перцев и др. 2009 б]. Зависимость максимальных за ночь амплитуд волновых пакетов в интенсивности полосы O_2 от длины ряда в годы минимума и максимума солнечной активности. Слой O_2 находится примерно на 7 км выше гидроксильного слоя. Штриховые линии (соответствующие году солнечного минимума) дают максимальные за ночь амплитуды волновых пакетов, в среднем в 1,5 раза большие, чем сплошные линии (соответствующие году солнечного максимума).

Таким образом, результаты вейвлет-анализа однозначно демонстрируют короткоцуговость большинства волновых пакетов АГВ, наблюдаемых

спектрофотометрическим методом вблизи мезопаузы, а также в типичном случае некогерентность волновых процессов, наблюдаемых в близких слоях с разницей высот ~ 7 км. Последнее означает квазигоризонтальное распространение волн («захваченные волны», см. раздел 4.1, либо волны, распространяющиеся по волноводу между двумя отражающими уровнями). Эти волны, вероятно, генерируются в самой области мезопаузы. В этой генерации, по-видимому, участвует гидродинамическая неустойчивость, а также волновые возмущения, приходящие снизу. Горизонтально распространяющиеся волны не участвуют в вертикальном переносе энергии и импульса между слоями (если не иметь в виду косвенное участие через увеличение турбулентных потоков), поэтому в параметризации гравитационно-волновых потоков, оцениваемых по дисперсии волновых возмущений в ОМ, нужно вводить соответствующие поправки.

4.4. Мезосферные фронты по данным фотосъемки полей серебристых облаков

Особый интерес, как с теоретической, так и с прикладной точек зрения, представляют случаи, когда гравитационные волны создают поверхности с большими градиентами температуры и других характеристик среды. Ярким примером таких явлений в ОМ являются так называемые мезосферные фронты¹, разделяющие воздушные массы с существенно разными характеристиками [Li et al 2007]. Проявления мезосферных фронтов многообразны. В полях С.О. они проявляются в виде довольно яркой линии, ограничивающей поле с одной стороны² [Гришин 1957б, Dubietis et al 2011 и др.]. В полях оптических эмиссий ОМ мезосферные фронты видны либо в виде первого мощного гребня, за которым следуют более слабые параллельные ему гребни (см., напр., [Bageston et al. 2011a]), либо в виде линии обрыва или резкого подъема интенсивности излучения, за которой следуют более слабые по сравнению с перепадом на фронте ложбины и гребни [Taylor et al 1995, Bageston et al. 2011b]. Так или иначе, градиент яркости в районе фронта получается значительно большим, чем за фронтом. Мезосферные фронты часто движутся (относительно поверхности Земли) с небольшой скоростью, выявляемой фотограмметрией. Так, фронт в поле С.О., зафиксированный 28/29 июня 2010 г. и изученный в [Dubietis et al 2011] (в этой нашей статье впервые даны оценки физических характеристик, связанных с фронтом в поле С.О.), двигался почти на север со скоростью 5.0 ± 1.7 м/с. Аналогичный случай фронта, медленно движущегося на север, показан на фото 4.4.1. На последовательности снимков (показанных с 10-минутным интервалом), отснятых в Обнинске и Красногорске, хорошо видно, как фронт возникает в обычном поле С.О., и постепенно набирает контраст. Линия фронта обычно заметно ярче следующего за ней облачного поля, что может означать либо геометрический загиб слоя С.О. на краю поля, либо локальное увеличение концентрации ледяных частиц под сжимающим действием наступающего фронта³. Третье предположение, - о локальном увеличении радиуса ледяных частиц из-за локального увеличения относительной влажности за линией фронта, - следует отвергнуть, поскольку это никак не объясняет сильный градиент яркости на линии фронта в лучах ОН* и др. эмиссий. Для случая, исследованного в [Dubietis et al. 2011], ширина линии фронта составляла $4.7 \div 6.6$ км,

¹ Случаи мезосферной боры и стеновидных волн (mesospheric wall waves) относятся к мезосферным фронтам

² Иногда наблюдаются отдельные выбросы вещества облаков за линию фронта (см., напр., Фото 4.3.1., в правой части фронта, снимок 23:31)

³ В этом случае нужно ожидать и одновременного увеличения плотности воздуха, что опять приведет к геометрическому загибу на фронте



Фото 4.4.1. Возникновение мезосферного фронта в поле С.О. 6/7 июля 2014 г. по данным стереокиносъемки из двух пунктов Обнинск ($55^{\circ}07'N$, $36^{\circ}36'E$, слева) и Красногорск ($55^{\circ}49'N$, $37^{\circ}21'E$, справа). Фронт движется с юга на север (на кадрах сверху вниз) и все больше ограничивает поле С.О. с юга. Контраст на фронте постепенно увеличивается.

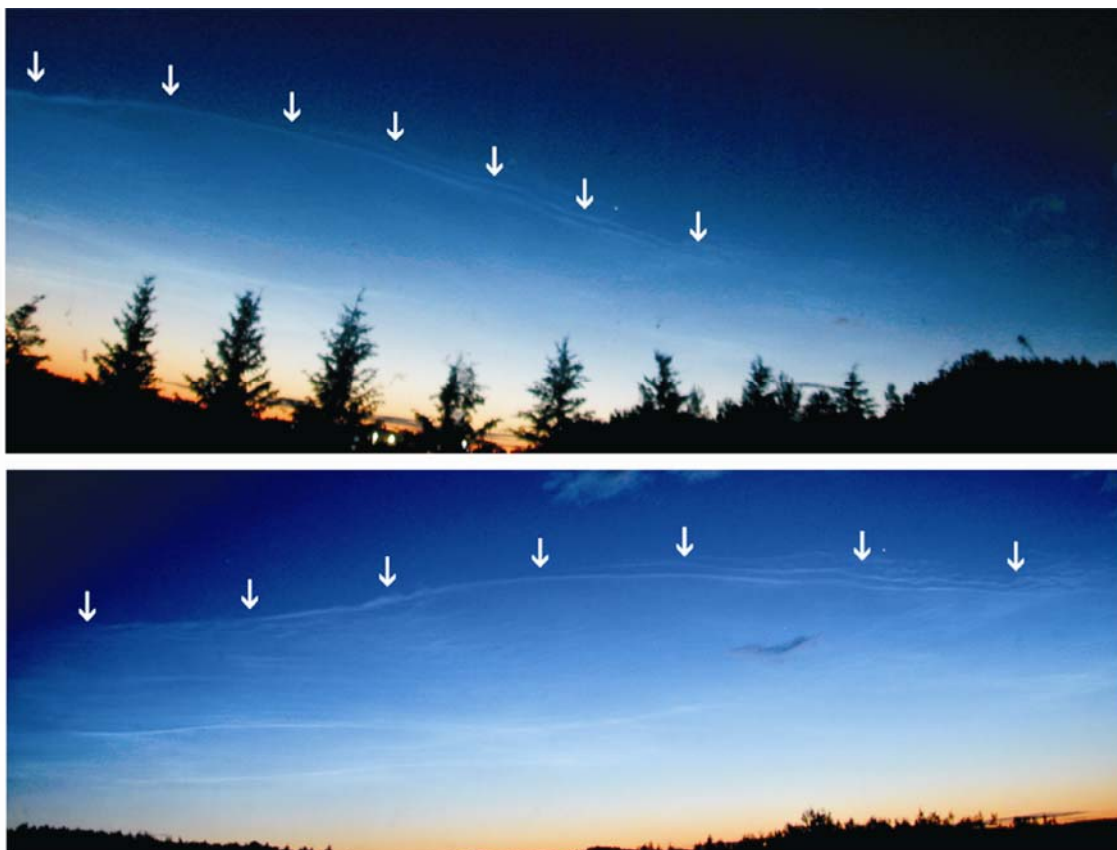


Фото 4.4.2 [Dalin et al., 2013]. Мезосферный фронт (отмечен стрелками), наблюдаемый в поле С.О. 30 июня 2012 г. в 09:05 UT из двух пунктов AUGO-1 (54.71°N , 113.31°W) и AUGO-2 (54.60°N , 113.64°W).

длина около 300 км и время существования – не менее 1.5 часа.

Впервые в мире детально проанализирован случай наблюдения мезосферного фронта (29/30 июня 2012 г., фото 4.4.2) сетью фотокамер и одновременно инструментом SABER со спутника TIMED. Обнаружено, что на высоте около 85 км фронт разделял две воздушные массы с разностью температур 20-25 К, и, соответственно, присутствием и отсутствием серебристых облаков. Соответствующий меридиональный градиент температуры оценивается не менее 0,07 К/км, протяженность фронта не менее 320 км, кроме того, стереофотограмметрия выявила подъем серебристых облаков в окрестности фронта до беспрецедентно большой высоты, 96 км, при невозмущенной высоте слоя облаков 84 -86 км [Dalin et al., 2013].

В нашей статье [Dubietis et al. 2011] впервые приводятся статистические данные о мезосферных фронтах, наблюдаемых в С.О. В течение 3-х сезонов (2008-2010) фото-мониторинга С.О. в Литве было выявлено 18 случаев уединенных волн или мезосферных фронтов из 86 ночей с зарегистрированными С.О. На Рис. 4.4.1 для них изображены распределения значений ширины фронта, времени его наблюдения/ существования и

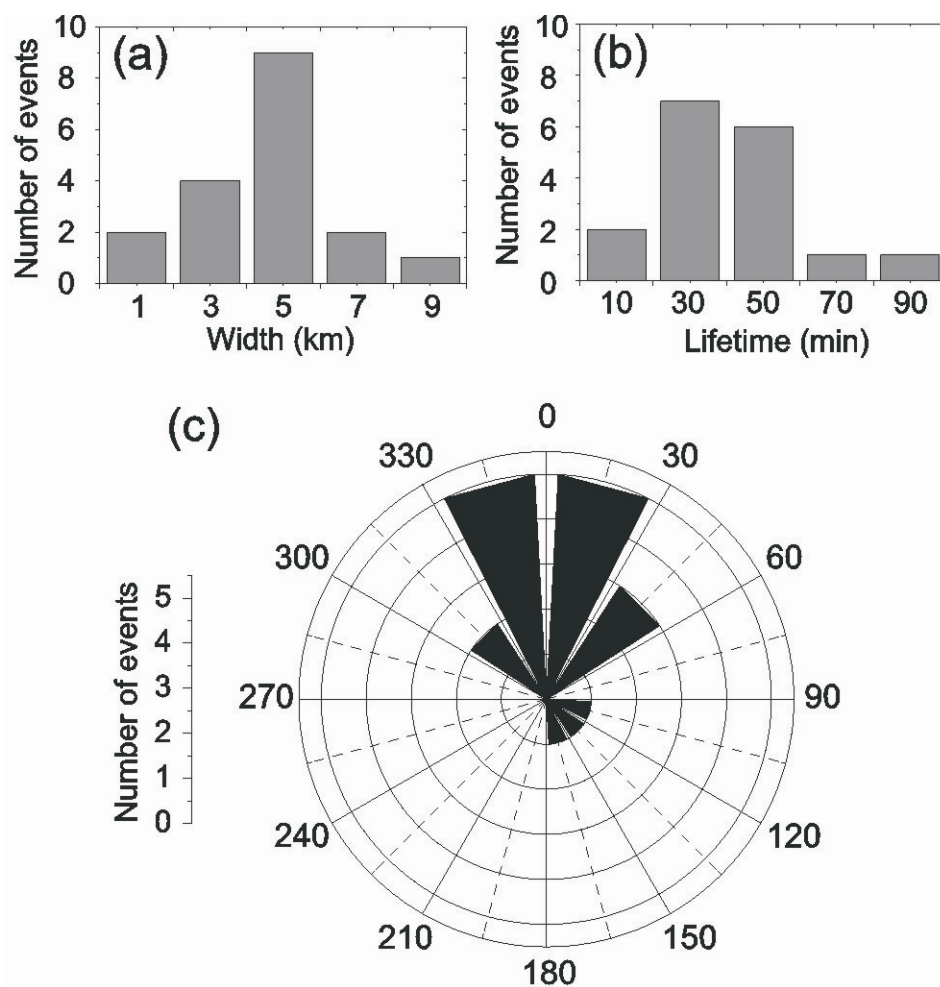


Рис. 4.4.1 [Dubietis et al 2011]. Распределение ширин линий фронта(а), продолжительности наблюдения/ существования (б) и направлений распространения (с) мезосферных фронтов по данным кино-мониторинга С.О. в Литве в 2008-2010 г. Нулевая точка для (с) соответствует распространению на север.

направлений распространения. Гистограмма (а) показывает, что ширина фронта меняется от 1.2 до 8.3 км, причем в 50% случаев ее значение принадлежит более узкому интервалу 4÷6 км. Длина фронта варьирует от 50 до 450 км. По долгому времени жизни (60% случаев относятся к интервалу 25-55 минут, гистограмма (б)) мезосферные фронты заметно отличаются от гребешков (см. раздел 4.1), живущих всего 5-10 минут. Гистограмма (с) указывает на значительную асимметрию направлений движения уединенных волн и фронтов. Здесь статистически выделенным является направление на север, что совершенно непохоже на сильно преобладающее движение полей С.О. на юго-запад (см. раздел 1.2).

4.5. Роль планетарных и гравитационных волн в реакции области мезопаузы на внезапные стратосферные потепления

Одним из наиболее ярких процессов, во время которых проявляется взаимодействие тропосферы, стратосферы и верхних слоев атмосферы, являются события внезапных стратосферных потеплений (ВСП) [Holton, 1980; McIntyre, 1982]. По существующим представлениям [Stan and Straus, 2009], ВСП могут развиваться за счет двух причин: усиления планетарно-волновой активности в нижней атмосфере, которое сопровождается ростом потока волнового действия из тропосферы в стратосферу (так называемый классический сценарий, предложенный в работе [Matsuno, 1971]), и/или из-за внутренних динамических процессов, т.е. в результате нелинейного взаимодействия планетарных волн со средним потоком на высотах стратосферы [Scott and Polvani, 2006; Погорельцев, 2007]. В любом случае во время ВСП изменяющийся ансамбль планетарных волн, взаимодействуя с зимним страто-мезосферным циркумполярным вихрем, приводит к замедлению вращения (с запада на восток) этого вихря и его обращению. Одновременно в стратосфере начинается значительный рост температуры (>25 К). Как уже было отмечено в разделе 3.2, ВСП увеличивают ее зимнюю внутресезонную изменчивость. Они влияют не только на температуру, но и на динамику и энергетику ОМ высоких и средних широт [Schminder, Kürschner 1981; Siskind et al., 2010; Kurihara et al., 2010; Yuan et al., 2012].

Еще в 70-80е годы было обращено внимание на то, что во время стратосферных потеплений меняется температурный и ветровой режим в области мезопаузы. В результате были построены первые эмпирические заключения и модели отклика характеристик рассматриваемой области атмосферы на ВСП [Shefov, 1973; Schminder and Kürschner, 1981]. Никакой законченной концепции этого явления в те годы построено не было, поскольку отдельные методы измерения с ограниченными пространственно-временными возможностями использовались поодиночке. Ситуация в исследованиях изменилась в последние два десятилетия с развитием спутниковых методов измерения температуры средней атмосферы (см. раздел 1.2). Спутниковые данные, успешно дополняя наземные, ведут к увеличению объема информации и возможности более детального анализа ВСП.

Моделирование влияния ВСП на температурный режим и динамику ОМ началось сравнительно недавно. Модельные расчеты [Lie and Roble, 2002], показывают, что замедление вращения страто-мезосферного полярного вихря и его последующее обращение благоприятствует проникновению АГВ, направленных с запада на восток, из тропосферы в верхние слои атмосферы. Привносимый ими туда импульс ведет в итоге к изменению меридионально - вертикальной циркуляции и температурного режима верхней

атмосферы. Выполненные в работе расчеты свидетельствуют, что в периоды стратосферных потеплений должно происходить существенное охлаждение мезосферы и разогрев в нижней термосфере. Кроме того, в данных областях атмосферы меняется вертикальный перенос газовых компонентов. Особенно это касается атомарного кислорода, имеющего большое химическое время жизни выше 80 км. Атомарный кислород является активным атмосферным элементом. Участвуя во многих химических реакциях, он играет через радиационные процессы существенную роль в балансе энергии ОМ.

Уточненный в разделе 3.2 результат Шефова [1973] о существовании осцилляций температуры в отрицательную и положительную стороны (см. Рис. 3.2.13), а также результаты анализа других наблюдений [Sigernes et al., 2003; Siskind et al., 2005] в некоторой степени расходятся с выводами, представленными в работах [Liu, Roble, 2002; Miyoshi, 2003] по моделированию отклика верхней атмосферы на ВСП. В этих модельных работах показано, что одновременно с ВСП должно происходить сильное охлаждение в области мезосферы/ мезопаузы, при котором среднесезональная температура может понизиться на несколько десятков градусов с последующим восстановлением ее значений до среднесезонных, и разогрев в области нижней термосферы. В интенсивностях эмиссий мезопаузы, обусловленных рекомбинационными процессами атомарного кислорода, должно наблюдаться их понижение [Liu, Roble, 2002]. Согласно этим модельным исследованиям, в средней атмосфере во время ВСП происходит фильтрация АГВ, в результате которой, в верхнюю атмосферу проникают гравитационные волны, направленные преимущественно с запада на восток. Отсюда - типичная зимняя ситуация в средней и верхней атмосфере, когда в них доминируют волны, направленные на запад, меняется на противоположную. Известно, что волны в верхней атмосфере играют существенную роль в формировании ее ветрового и температурного режимов [Hines et al., 1974]. Так, изменение направления волн ведет в итоге к обращению направления вертикальной компоненты ветра в верхней атмосфере. Вертикальное движение воздуха в мезосфере и мезопаузе становится направленным вверх, в результате которого возникают условия для их адиабатического охлаждения [Holton, 1983; Miyoshi, 2003]. В нижней термосфере должна наблюдаться противоположная картина [Liu, Roble, 2002]. После стратосферного потепления происходит восстановление ветровой структуры и температурного режима верхней атмосферы. С такими модельными предсказаниями достаточно хорошо согласуется ряд результатов, полученных как по наземным измерениям температуры мезопаузы [Матвеева и Семенов, 1986; Cho et al., 2004], так и по спутниковым наблюдениям (MIPAS/Envisat) температуры в высотной области 20-170 км

[Funke et al., 2010]. Часть экспериментальных работ, включающих также наземные [Sigernes et al., 2003] и спутниковые [Siskind et al., 2005] температурные измерения, демонстрирует отсутствие или слабый отклик мезопаузы на ВСП. Результаты настоящей работы в отличие от вышеупомянутых показывают, что после минимума в температуре гидроксидов и интенсивностях эмиссий мезопаузы во время стратосферных потеплений через 3-4 дня наблюдается их значительный максимум. Ранее подобный характер возмущений в характеристиках мезопаузы во время ВСП выявлен также в интенсивностях эмиссий $\lambda 557.7$ нм атомарного кислорода (высота максимума излучения ~ 97 км) и 589.0 - 589.6 нм натрия (высота максимума излучения ~ 92 км) [Фишкова, 1978].

Из представленной подборки видно, что наблюдения показывают различные варианты отклика характеристик мезопаузы на стратосферные потепления. Возможные причины этого обсуждаются ниже. Поскольку изменения характеристик мезопаузы во время ВСП, приведенные на Рис. 3.2.13, являются средними за 11 лет, то их можно принимать за наиболее вероятный сценарий развития отклика мезопаузы на ВСП над районом ЗНС.

Далее излагаются результаты успешного совместного анализа данных, полученных с помощью спутниковых и наземных измерений в течение января и февраля 2010 г., сопровождавшихся стратосферными потеплениями [Перцев и др., 2013]. Использовались: 1) температура гидроксильного слоя (с максимумом излучения на высоте ~ 87 км и полушириной около 10 км), полученная по регулярным наземным спектрофотометрическим измерениям на ЗНС и с помощью интерферометра SATI Института ионосферы в Алма-Ате (43.3° N, 76.9° E) [Sargoitchev et al., 2004]; 2) зональная и меридиональная компоненты скорости ветра на высоте ~ 90 км, определенные из регулярных наземных радиометеорных измерений в Обнинске, Институт Экспериментальной Метеорологии НПО «Тайфун» [Портнягин и др., 2010]; 3) температура, полученная для барических уровней 0.5 и 0.2 Па (примерно соответствующих геометрическим высотам 83.5 км и 88 км) с помощью радиометра MLS околосантиметрового диапазона со спутника Aura [Schwartz et al., 2008]. Для сравнения с наземными данными измерения брались по всей параллели на широтах $\Phi = 56^\circ$ и 43° с.ш. Стратосферные потепления определялись по средней температуре на барической высоте 10 гПа в широтной области более 60° с.ш. по данным NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/temperature>). Пространственно-временные особенности используемых типов данных представлены в Таблице. 4.5.1.

Таблица 4.5.1. Сравнение возможностей используемых измерительных методов

<i>Измеряемая величина</i>	<i>Охват времени суток (LT-местное время)</i>	<i>Охват широты и долготы</i>	<i>Центральная высота и вертикальная полуширина слоя измерения, км</i>	<i>Зависимость от погодных условий</i>
Радиометеорная скорость ветра (две горизонтальных компоненты)	24 часа	$\Phi = 55^\circ$, $\Lambda = 36^\circ$	90 ± 7	Независимо
Температура гидроксильного слоя: Звенигород Алма-Ата	8-12 часов ночью	$\Phi = 57^\circ$, $\Lambda = 36^\circ$ $\Phi = 43^\circ$, $\Lambda = 77^\circ$	87 ± 5	В малооблачные ночи
Температура MLS/Aura	Два LT: 2 ч 30 мин и 13 ч	Все широты и долготы	88 ± 5 ; 83.5 ± 5	Независимо

Как видно, используемые методы выдают данные в близком высотном диапазоне и дополняют друг друга по широтно-долготному и временному охвату. Комбинация нескольких методов наблюдений позволяет отслеживать поведение всех основных составляющих динамики в ОМ: преобладающего ветра, средней температуры, планетарных, приливных и гравитационных волн во время стратосферных потеплений.

Далее представлены некоторые важные результаты совместного анализа данных по ОМ, относящиеся к периодам стратосферных потеплений. На Рис. 4.5.1. (слева) показаны значения температуры в данной области атмосферы для зимы 2009/2010 гг., полученные из наземных и спутниковых измерений вблизи ЗНС ($\Phi=56.1 \pm 1.5^\circ$ N., $\Lambda=35.5 \pm 7^\circ$ E). Значения температуры гидроксильного излучения, показанные черными точками, относятся к диапазону местного времени (LT) от 2 до 3 часов, взятому для сравнения с ночными спутниковыми измерениями, для которых $LT \approx 2$ ч 30 мин. Цветными точками обозначены температуры, полученные прибором MLS/Aura. Как показывает Рис. 4.5.1., наземные и спутниковые температуры достаточно удовлетворительно согласуются друг с другом, что позволяет анализировать их совместно. На данном рисунке также приведена

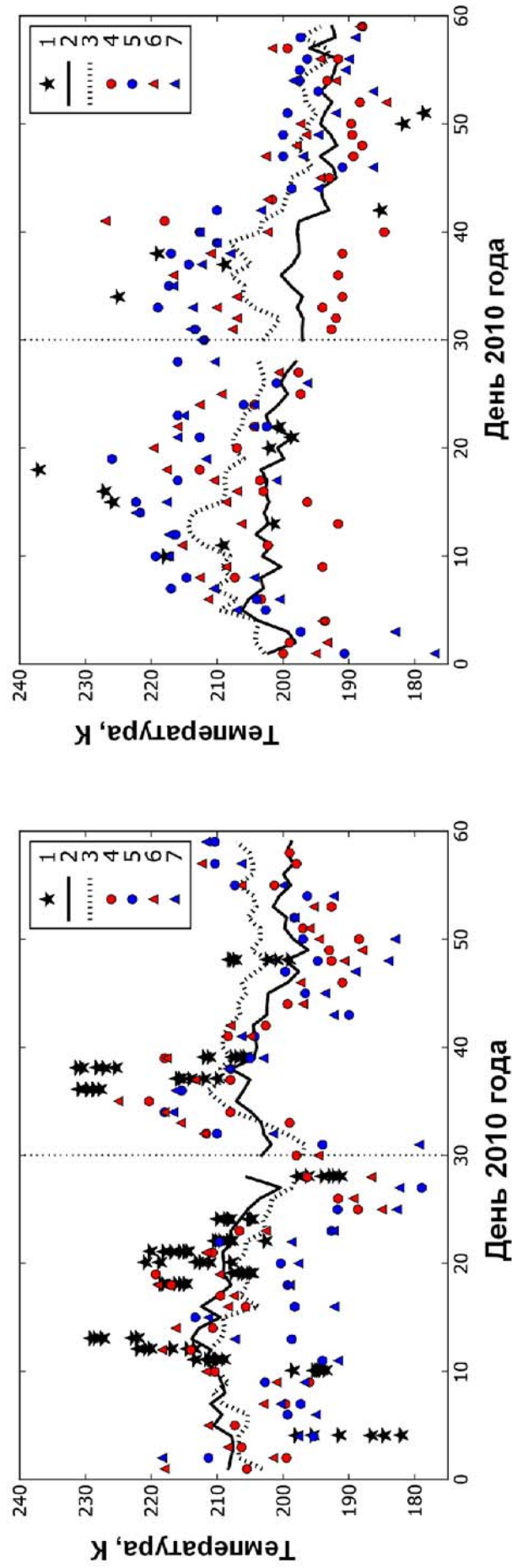


Рис. 4.5.1. [Перцев и др. 2013]. Температура в области мезопаузы в районе Москвы (слева) и Алма-Аты (справа) в январе-феврале 2010 г. Обозначения: 1 - температура по измерениям гидроксильного излучения; 2 - зонально-осредненная дневная кривая полусуммы температур на барических высотах 0.2 Па (88 км) и 0.5 Па (83.5 км) по данным MLS/Aura; 3 - то же, но ночная кривая; 4 - дневные значения температуры на барической высоте 0.2 Па согласно MLS/Aura вблизи Москвы и Алма-Аты; 5- то же, но ночные значения; 6- то же , что (4), но для барической высоты 0.5 Па; 7- то же, что (6), но ночные значения; вертикальная пунктирная линия соответствует максимуму стратосферного потепления на уровне 10 гПа (30 января 2010 г.)

по данным MLS/Aura среднезональная температура (сплошная линия – ее дневное значение, пунктирная кривая – ее ночное значение). Хорошо видно, что реакция среднезональной температуры на ВСП заметно слабее, чем вариации температуры, наблюдаемые наземными и спутниковыми методами вблизи Москвы. Сказанное выше справедливо и для области Алма-Аты (нижняя часть Рис. 4.5.1), хотя между московским и алма-атинским графиками можно отметить некоторые различия, связанные, по-видимому, с широтным ослаблением отклика области мезопаузы на ВСП с уменьшением широты от Москвы к Алма-Ате.

С целью анализа различий между среднезональным и локальным поведением температуры, были построены ее долготно-временные разрезы по измерениям MLS/Aura в течение зимы 2010 г. для широт, на которых расположены Москва и Алма-Ата [Перцев и др. 2013] (здесь воспроизводится разрез только для широты Москвы, Рис. 4.5.2). Разрезы на данном рисунке демонстрируют сильные неоднородности температуры, связанные с квазистационарными и бегущими планетарными волнами. На широте ЗНС (Москвы) квазистационарная волна с зональным волновым числом $m=1$ располагается в начале года гребнем температуры около 200° в.д., а на широте Алма-Аты около 150° в.д. Кроме нее, анализ позволяет выделить бегущие на запад волны с $m=1$ и периодом около 20 суток (для широты Москвы гребни и ложбины квазистационарной волны, а также гребни ~ 20 -дневной волны показаны на Рис. 4.5.3). В результате суперпозиции данных двух волн (при участии нескольких более слабых планетарных волн) на различных долготах получается разный временной ход температуры, который при этом заметно отличается от среднезонального. Так, сильное отрицательное возмущение температуры в области мезопаузы во время ВСП 2010 года, зафиксированное наземным спектрофотометрическим методом на ЗНС, существовало лишь в довольно узкой полосе долгот и смещалось к западу. Таким образом, можно сделать вывод, что совокупность планетарных волн в верхней атмосфере ответственна за локальные особенности температурного отклика мезопаузы на ВСП.

Более короткопериодные волны, – приливные и гравитационные, – также проявляют себя в период стратосферных потеплений. О масштабе изменения температуры вследствие приливов можно судить по различию между ночными и дневными температурами, измеренными MLS/Aura. Обращает на себя внимание, что после ВСП картина приливов меняется, и дневные температуры становятся больше ночных (кривые 2 и 3 на Рис. 4.5.1). Как было показано в разделе 3.2, АГВ-активность в области мезопаузы возрастает на несколько суток после стратосферных потеплений. В ходе настоящего

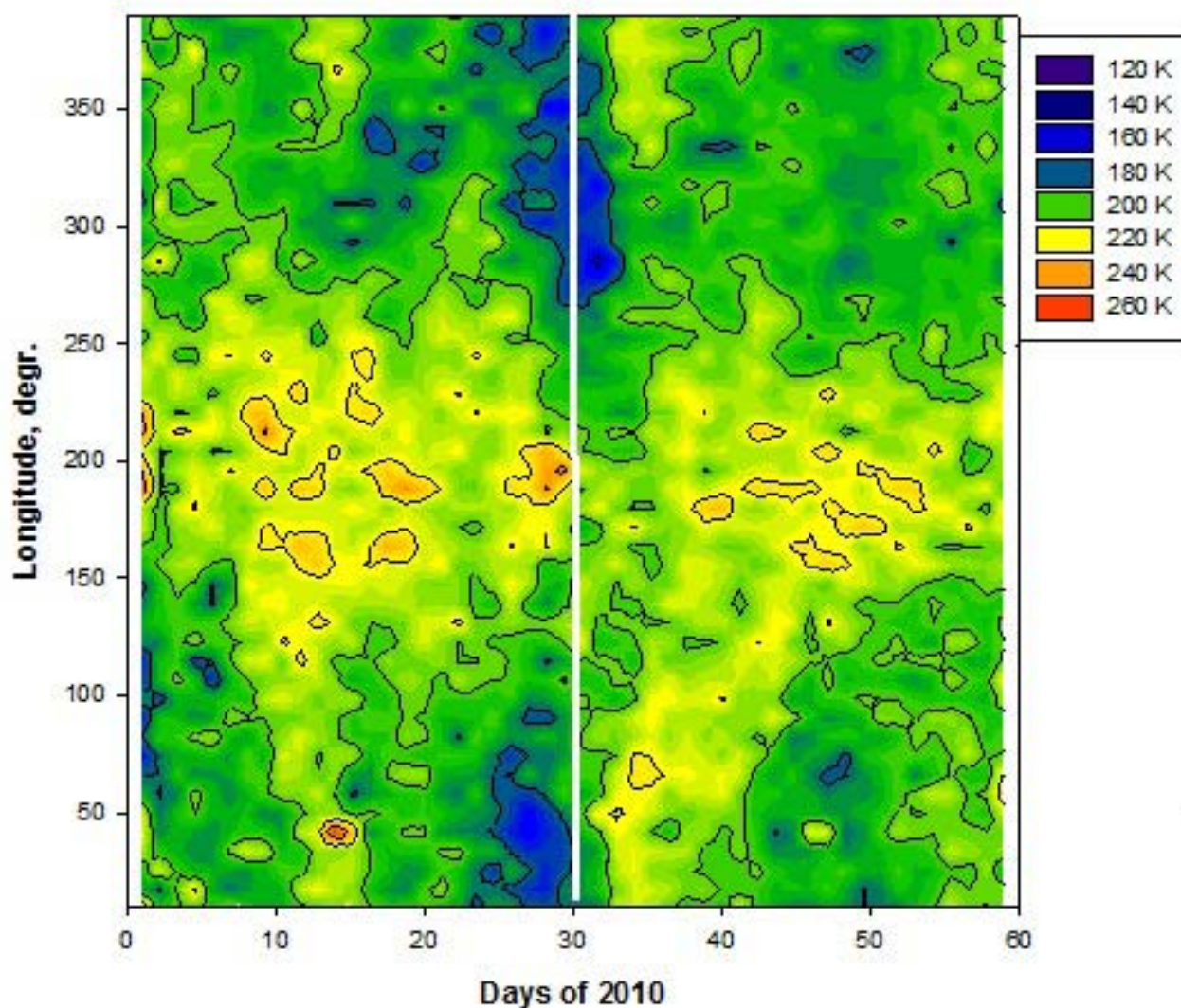


Рис. 4.5.2. Переформатирован из Рис. 2 [Перцев и др. 2013]. Долготно-временной разрез ночной температуры по данным MLS/ Aura на широте Москвы и барической высоте 0.2 Па в январе-феврале 2010 г. Белая вертикальная линия соответствует максимуму стратосферного потепления на уровне 10 гПа. Для удобства прослеживания волновых возмущений полоса долгот 360-400° повторяет полосу 0-40°

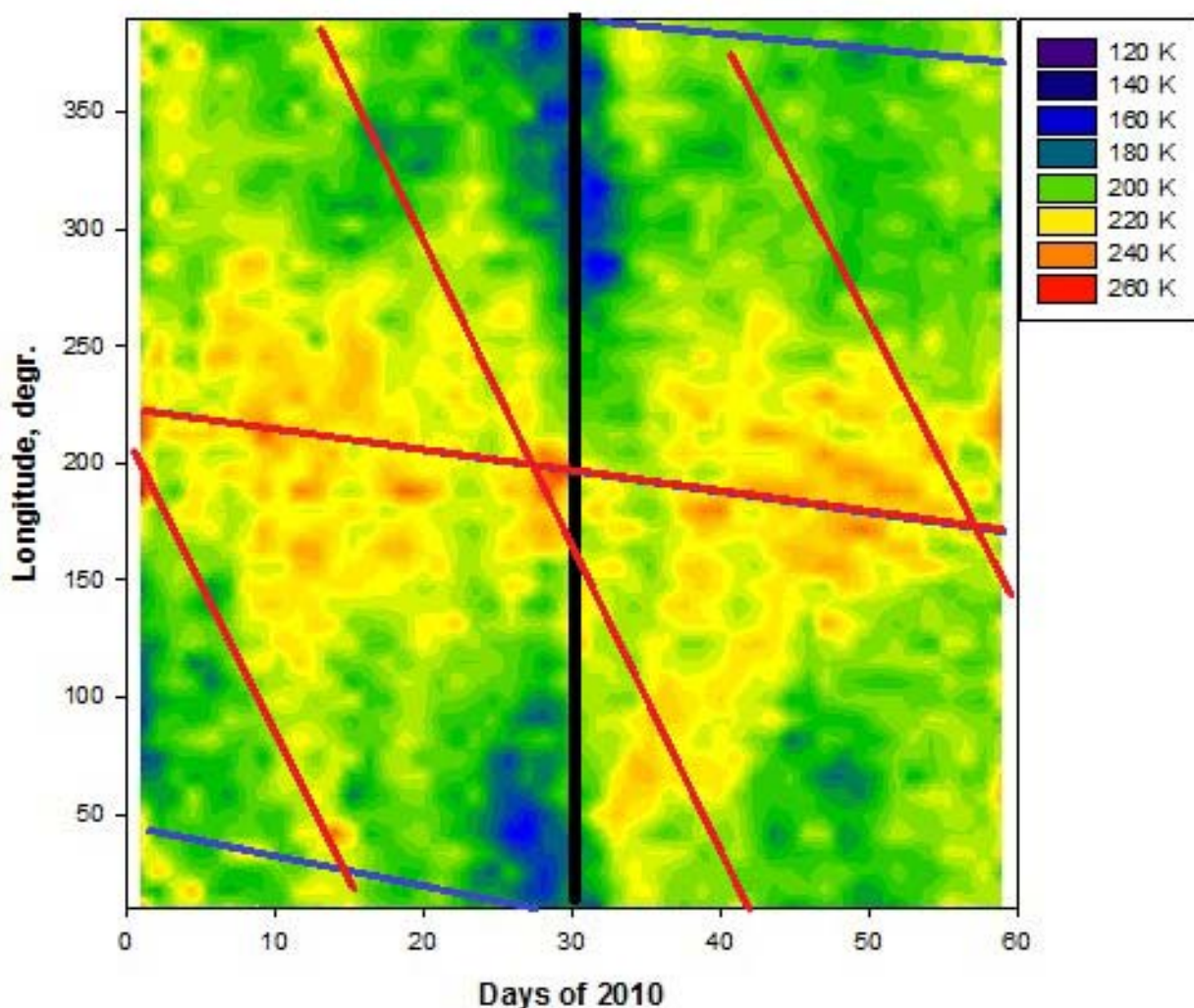


Рис. 4.5.3. То же, что на Рис. 4.5.2, но для полусуммы ночных температур на барических уровнях 0.2 и 0.5 Па на широте Москвы. Показаны приблизительные положения гребней (красные) и ложбин (синие) квазистационарной волны (СПВ1) и гребней ~20-дневной волны.

анализа было также замечено, что существует корреляция между стандартным отклонением температуры, обусловленным приливами (24-, 12- и 8-часовыми гармониками), и преобладающим зональным ветром. Она продемонстрирована на Рис. 4.5.4 по данным наблюдений гидроксильной температуры на Звенигородской обсерватории и радиометеорных измерений ветра в области мезопаузы над Обнинском для зим 2007/2008 и 2009/2010 гг. Каждая точка соответствует одной ночи измерений. Регрессионная зависимость значима с вероятностью около 0.9 для каждой из зим, и около

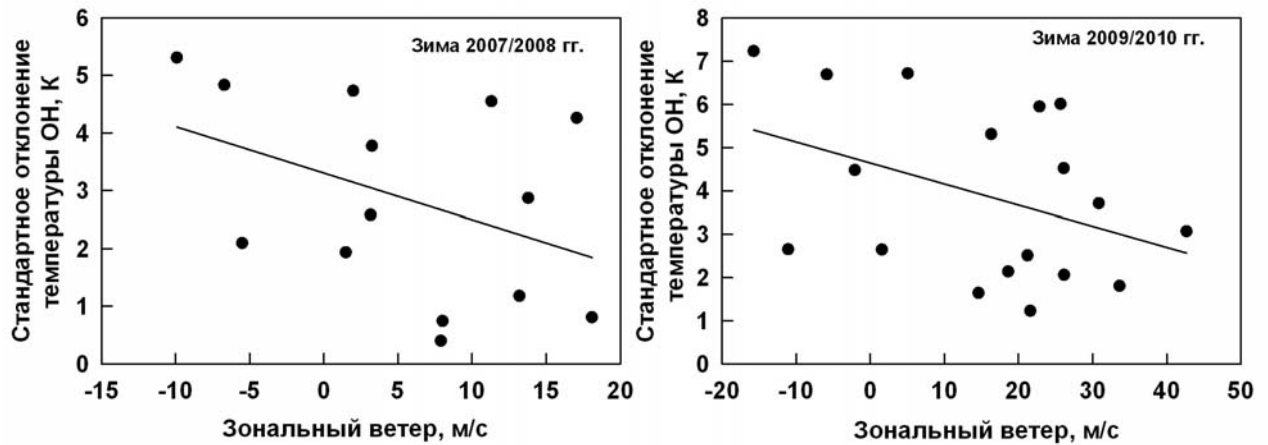


Рис. 4.5.4. [Перцев и др. 2013]. Корреляция между стандартным отклонением температуры OH^* -слоя (по наблюдениям на Звенигородской обсерватории), обусловленным внутрисуточными приливами, и преобладающим зональным ветром (радиометеорные измерения в Обнинске) для зим 2007/2008 (слева) и 2009/2010 гг. (справа).

0.95 для объединения двух зим. Существование такой корреляции позволяет предположить тесную взаимосвязь между преобладающим ветром и приливными движениями, которая может возникать, в частности, из-за зависимости изменения амплитуд и фаз приливных и гравитационных волн с высотой от средней скорости ветра и температурного градиента. Изменения последнего, как показано для широт 56° и 43° на Рис. 4 [Перцев и др. 2013], воспроизведенном для широты 56° здесь на Рис. 4.5.5), действительно сопровождают период стратосферных потеплений, и, по всей видимости, должны особенно заметно влиять на распространение гравитационных волн. Мерой температурного градиента на Рис. 4.5.5 служит разница между температурами на барических высотах 0.2 и 0.5 Па по данным MLS/Aura. Данные рисунки представляют собой такие же долготно-временные разрезы, что и Рис. 4.5.2, с теми же планетарно-волновыми структурами, но гребни и ложбины для разности температур оказываются в других местах. Особенно сильные изменения по времени в вертикальном градиенте температуры видны сразу после стратосферного максимума ВСП.

Подводя итоги выполненному анализу наблюдений, можно заключить, что планетарные волны во время ВСП осуществляют пространственно-временную модуляцию распространения гравитационных волн, а гравитационные, в свою очередь, передают

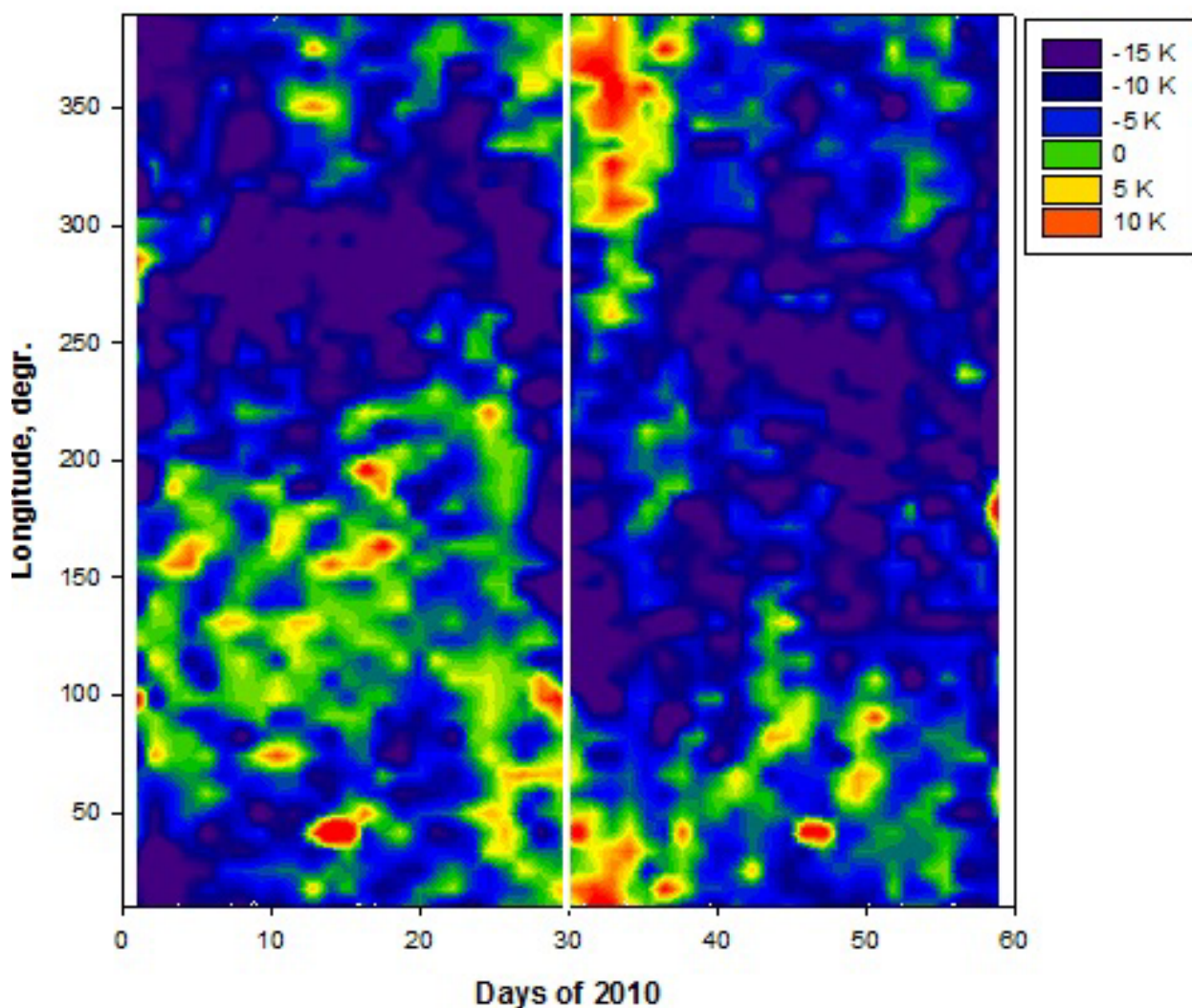


Рис. 4.5.5. Переформатирован из Рис. 4 [Перцев и др. 2013]. Долготно-временной разрез разности температур между барическими высотами 0.2 и 0.5 Па (примерно 88 и 83.5 км) по данным MLS/ Aura на широте Москвы в январе-феврале 2010 г. Белая вертикальная линия соответствует максимуму стратосферного потепления на уровне 10 гПа. Желтые и красные области соответствуют увеличению температуры с высотой.

импульс и энергию среднему течению, изменяя его и влияя на картину планетарных и приливных волн. В [Перминов и Перцев, 2013] указывалось, что одной из возможных причин наблюдаемого многообразия откликов температуры области мезопаузы на ВСП является разная фильтрация АГВ в страто-мезосфере при разных фоновых температурно-ветровых профилях. По-видимому, все ВСП начинают развиваться при начальных ансамблях планетарных волн, обеспечивающих, с одной стороны, возможность развития ВСП, а с другой стороны, некоторую общность сценариев, которая хорошо видна при осреднении эффектов ВСП за много лет (Рис. 3.2.13). В частности, сопоставляя характерное переколебание температуры сначала в отрицательную, а затем в

положительную сторону, проявляющееся на Рис. 3.2.11 и 13, с долготно- временной картиной температуры ОМ (Рис. 4.5.2), находим, что такое переколебание температуры возможно только при определенной конфигурации долготы места наблюдения, долготы холодной ложбины СПВ и, возможно, фазы бегущей планетарной волны. В частности, для наблюдений в районе Москвы необходимо наличие СПВ вблизи мезопаузы с холодной ложбиной в районе Атлантики и Европы. Последнее обеспечивается приблизительным постоянством фазы СПВ1 в рамках одинаковых сезонов. Многочисленные аргументы в пользу такого постоянства приведены в разделе 4.2.

Далее излагаются результаты по воспроизведению планетарных волн и генерации ВСП в средней атмосфере с использованием усредненных за много лет профилей температуры и зонального ветра с учетом фазы КДК на модели общей циркуляции атмосферы [Погорельцев и др. 2014]. Для моделирования общей циркуляции атмосферы и оценки роли НАМ в возникновении и развитии событий ВСП использовалась трехмерная нелинейная модель средней и верхней атмосферы (МСВА) [Погорельцев, 2007; Pogoreltsev et al., 2007]. МСВА представляет собой конечно разностную модель с горизонтальным разрешением 5×5.625 град (широта $\times$ долгота). В качестве вертикальной координаты используется $\log$ - изобарическая безразмерная высота $\zeta = -\ln\left(\frac{p}{1000}\right)$, где p – давление в гПа. В дальнейшем на рисунках приводится размерная $\log$ - изобарическая высота $z = \zeta \times 7$ км, которая в средней атмосфере примерно соответствует геопотенциальной (геометрической) высоте. Расчеты проводились с шагом по высоте $\Delta\zeta = 0.406$. Использовалась версия модели с 48-ю уровнями по вертикали, т.е. область интегрирования по высоте составляла 0 – 135 км. В качестве нижних граничных условий на уровне 1000 гПа задавались осредненные за 1992-2011 гг. распределения геопотенциальной высоты и температуры для января, которые были получены из данных, ассимилированных в модели UK Met Office [Swinbank and O'Neill, 1994]. В отличие от более ранних версий МСВА [Погорельцев, 2007; Pogoreltsev et al., 2007] при моделировании использовалось трехмерное распределение озона с учетом климатических (осредненных за 1996-2005 гг.) долготных неоднородностей озона. Для учета влияния фазы КДК на динамику внетропической стратосферы в прогностическое уравнение для зонального потока было введено дополнительное слагаемое, пропорциональное разности рассчитанных и наблюдаемых значений среднезональной скорости ветра, которое учитывалось в интервале широт $17.5^\circ\text{S} - 17.5^\circ\text{N}$ на высотах 0-50 км. Широтно-высотные карты скорости среднезонального ветра и его среднеквадратические отклонения, полученные в результате усреднения данных UK Met Office для января за 20 лет (1992-

2011), показаны на рис. 1 [Погорельцев и др. 2014]. Из доступных данных были отобраны годы с западной (1993, 1995, 1997, 1999, 2002, 2004, 2006, 2008, 2011) и восточной (1994, 1998, 2000, 2001, 2003, 2005, 2007, 2010, 2012) фазами КДК (см. раздел 3.3) и проведено усреднение данных по зональному потоку и температуре для этих лет. Следует отметить, что рассматривались только среднезональные значения ветра и температуры. Кроме указанной процедуры ассимиляции в модель зонального потока в низких широтах, характерного для различных фаз КДК, в прогностическое уравнение для температуры было введено слагаемое пропорциональное разности рассчитанной и наблюдаемой среднезональной температуры в тропосфере и нижней стратосфере, как это было предложено в работе [Pogoreltsev et al., 2007]. Это было сделано для того, чтобы правильно воспроизвести тропосферные струйные течения и их связь с циркуляционными ячейками в стратосфере. Константа пропорциональности в прогностических уравнениях для зональной компоненты ветра и температуры представляет собой величину, обратно пропорциональную характерному времени релаксации рассчитанных значений зонального потока и температуры к наблюдаемым. Время релаксации полагалось равным 5 суткам.

Чтобы учесть при моделировании эффекты НАМ в прогностическое уравнение для температуры вводился локализованный на высотах тропосферы дополнительный источник нагрева, который включал набор временных гармоник с периодами, соответствующими основным модам собственных колебаний с зональными волновыми числами $m=1$ и 2. Каждая гармоника имела широтную структуру соответствующей функции Хафа, которая рассчитывались по программе, предложенной в работе [Swarztrauber and Kasahara, 1985]. Эта программа позволяет также рассчитывать резонансные частоты, однако в ней не учтено влияние фонового ветра (расчеты выполняются для безветренной атмосферы). Поэтому для выбора резонансных частот (периодов) были использованы результаты моделирования резонансного отклика атмосферы на возбуждения вблизи нижней границы, полученные с использованием линеаризованной модели планетарных волн в работе [Pogoreltsev, 1999]. Таким образом, в модели были учтены следующие моды (по классификации, предложенной в работе [Longuet-Higgins, 1968]): (1,1) - 5 дневная волна, период 120 ч; (1,2) – 10 дневная волна, период 220 ч; (1,3) – 16 дневная волна, период 360 ч; (2,1) – 4 дневная волна, период 90 ч и (2,2) – 7 дневная волна, период 168 ч. Величина дополнительного нагрева для всех мод полагалась одинаковой и равной 2×10^{-5} К/с. Выбранная величина нагрева обеспечивает амплитуды НАМ в стратосфере примерно соответствующие наблюдаемым [Pogoreltsev et al., 2002a,b, 2009; Sassi et al., 2012].

Было проведено два модельных эксперимента (в результате получено два ансамбля решений) по расчету атмосферной циркуляции для условий зимы Северного полушария (январь - февраль), но для различных фаз КДК. Каждый из полученных ансамблей включает в себя 10 вариантов, рассчитанных с различными начальными условиями. Изменение параметров атмосферной циркуляции от варианта к варианту можно интерпретировать как аналог наблюдаемой в природе межгодовой изменчивости [Погорельцев, 2007]. Для изучения роли НАМ в генерации ВСП из полученных ансамблей решений были выбраны два наиболее интересных случая, когда модельные ВСП наблюдались в январе при различных фазах КДК.

Результаты моделирования для выбранных случаев представлены на Рисунках 4.5.6 и 4.5.7 для западной и восточной фаз КДК. На этих рисунках показаны высотно-временные сечения амплитуд зональных гармоник в поле геопотенциальной высоты с волновыми числами $m = 1$ и 2 (а и б, соответственно) и среднего зонального ветра на широте 62.5° N (в), а также отклонения среднезональной температуры от средних за январь значений на широте 87.5° N (г). Из рисунков видно, что в обоих случаях наблюдаются нерегулярные осцилляции амплитуды зональных гармоник и интенсивности среднего потока, а во второй половине января имеется усиление активности планетарных волн и происходит модельный аналог ВСП, который более ярко выражен в случае восточной фазы КДК (циркумполярный вихрь разрушается и наблюдается обращение циркуляции). В случае западной фазы, несмотря на многие похожие черты, обращение циркуляции не происходит, и трактовка этого возмущения как ВСП остается под вопросом. Кроме этого, непосредственно перед событием ВСП при восточной фазе вторая зональная гармоника в стратосфере существенно сильнее, чем при западной фазе. Во время события ВСП на высотах верхней стратосферы и мезосферы высоких широт наблюдается заметное похолодание. Чтобы понять, насколько существенна роль НАМ в возникновении ВСП, было выполнено моделирование без введения дополнительных источников нагрева в

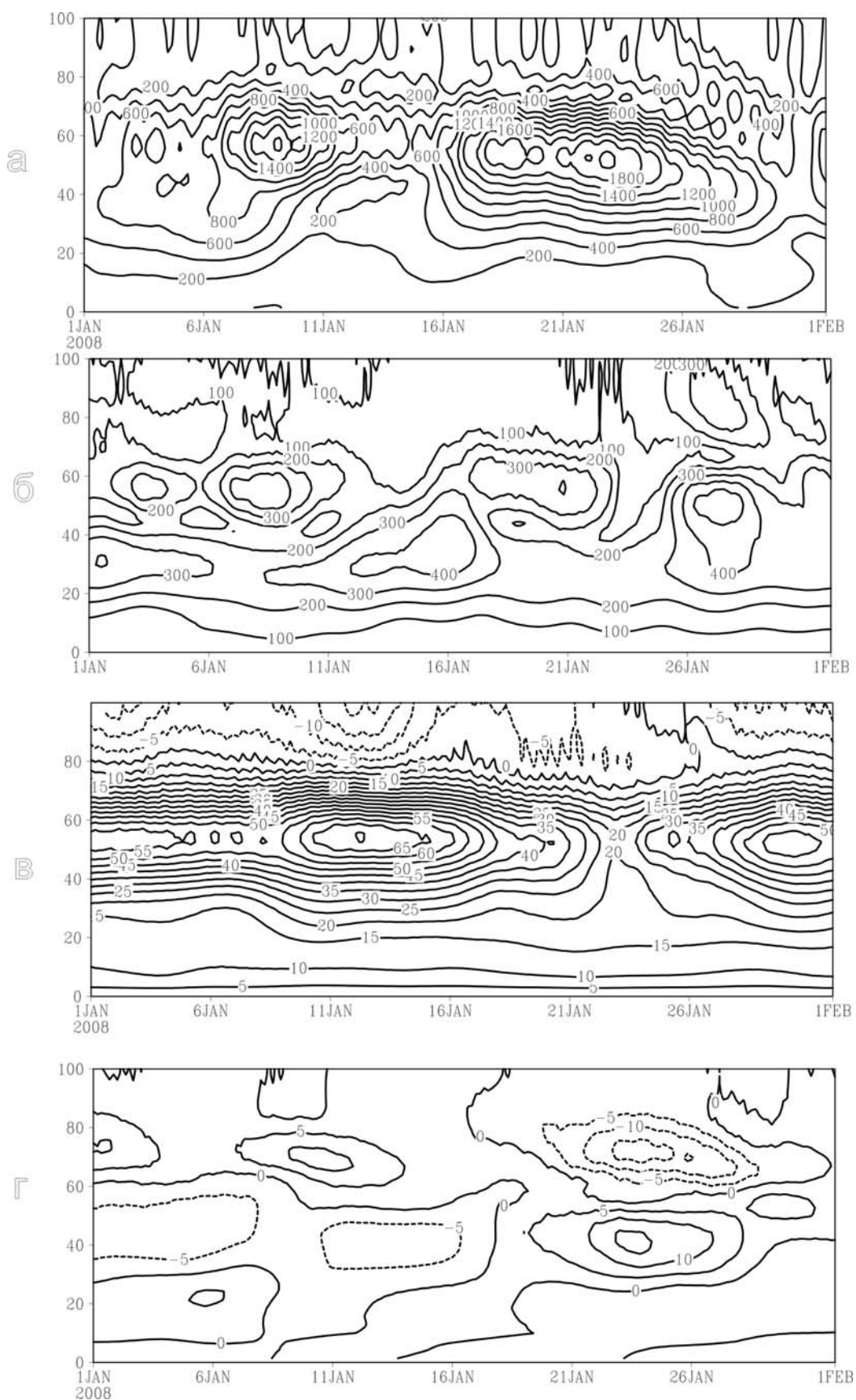


Рис. 4.5.6. [Погорельцев и др. 2014]. Высотно (км) - временные сечения амплитуд зональных гармоник в поле геопотенциальной высоты [м] с волновыми числами $m = 1$ и 2 (а и б соответственно) и среднего зонального ветра [м/с] на широте 62.5° N (в), а также отклонения среднезональной температуры [K] от средних за январь значений на широте 87.5° N (г). Западная фаза КДК.

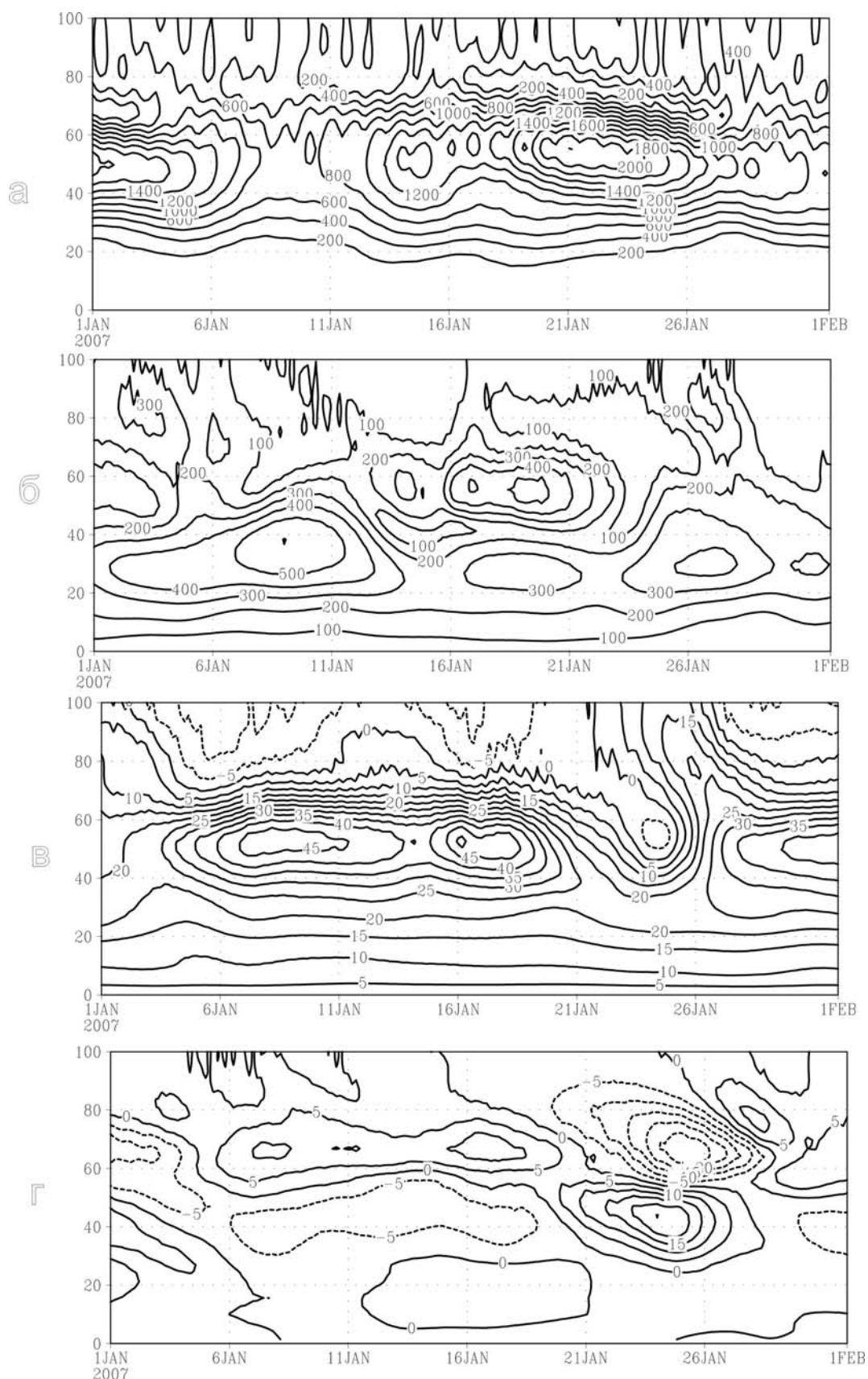


Рис. 4.5.7. [Погорельцев и др. 2014]. То же, но для восточной фазы КДК.

тропосфере. Полученные при этом результаты для западной и восточной фаз КДК представлены на Рисунках 4.5.8 и 4.5.9 соответственно. Из этих рисунков видно, что

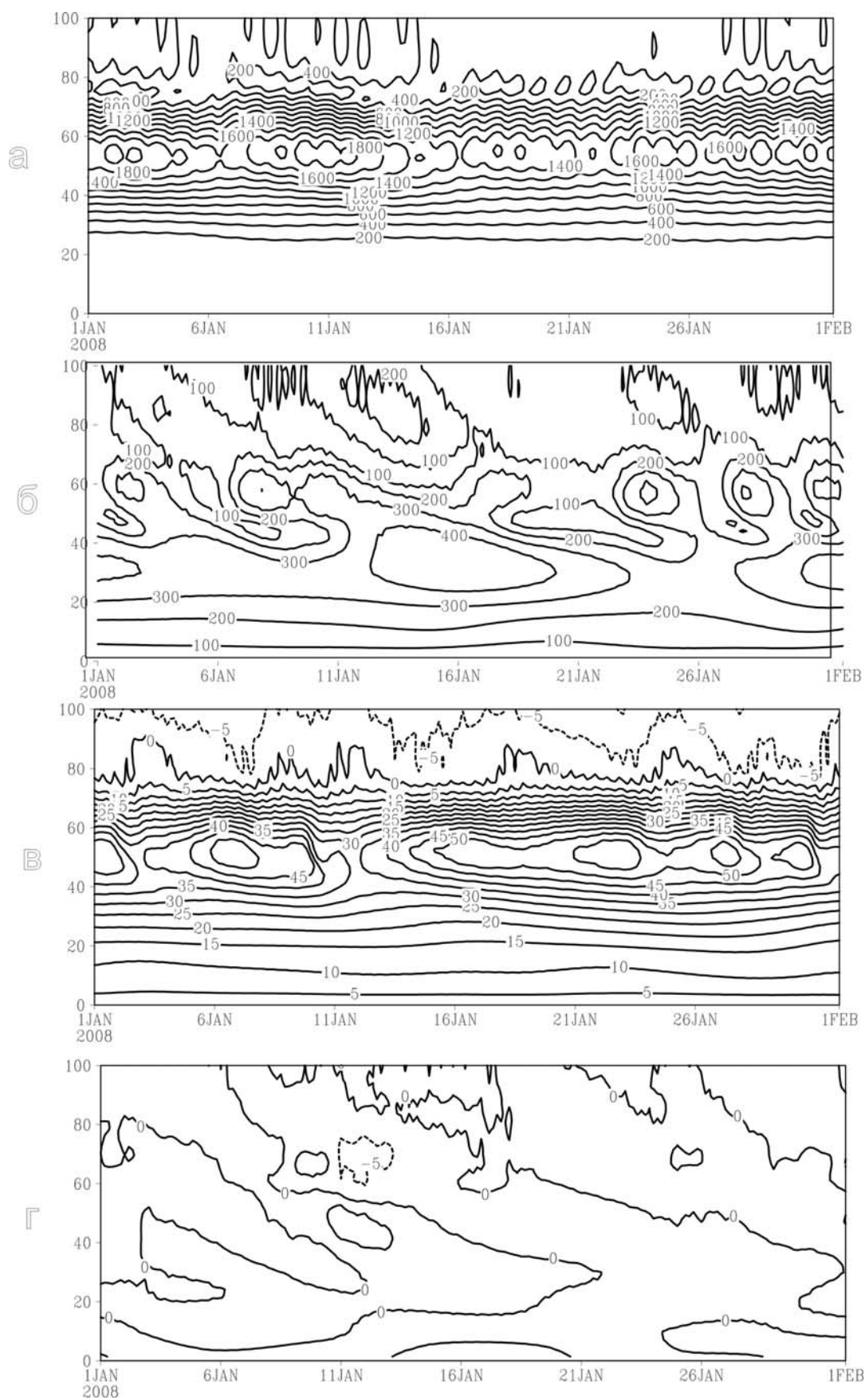


Рис. 4.5.8 [Погорельцев и др. 2014]. То же, что на рис. 4.5.6, но с отключением тепловых источников НАМ. Западная фаза КДК.

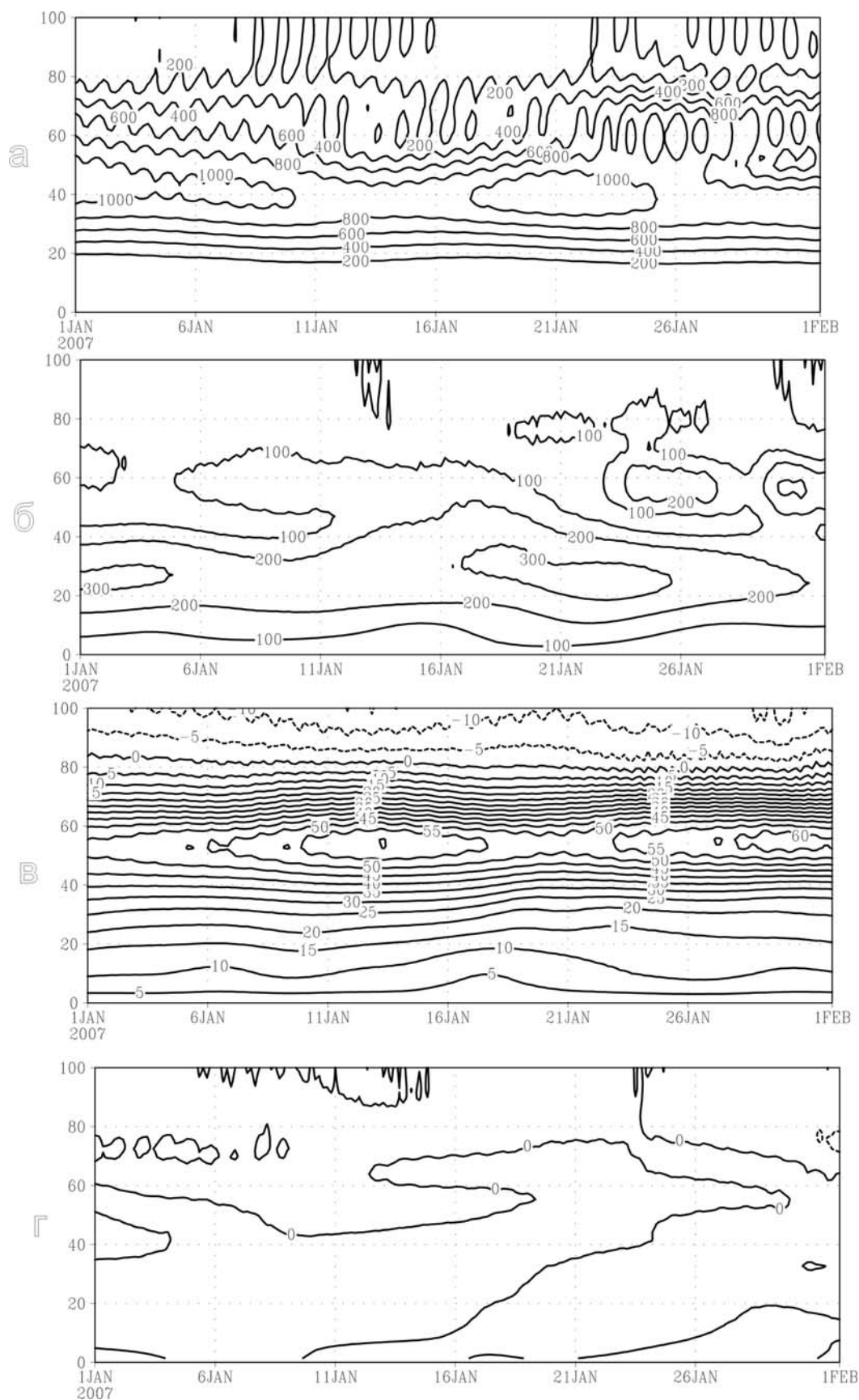
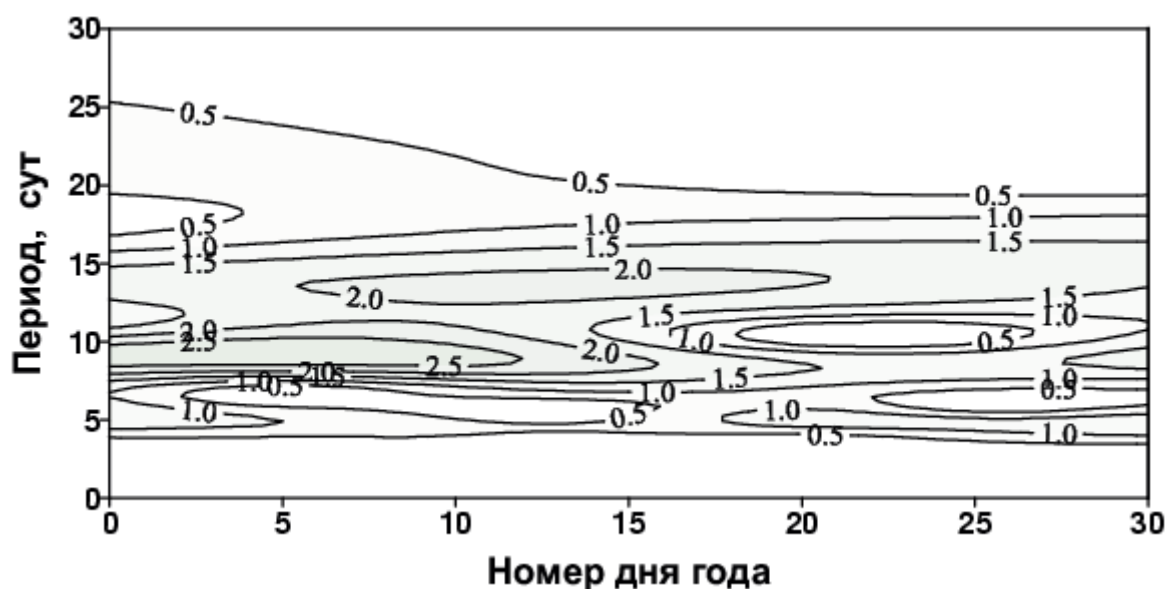


Рис. 4.5.9 [Погорельцев и др. 2014]. То же, что на рис. 4.5.7, но с отключением тепловых источников НАМ. Восточная фаза КДК.

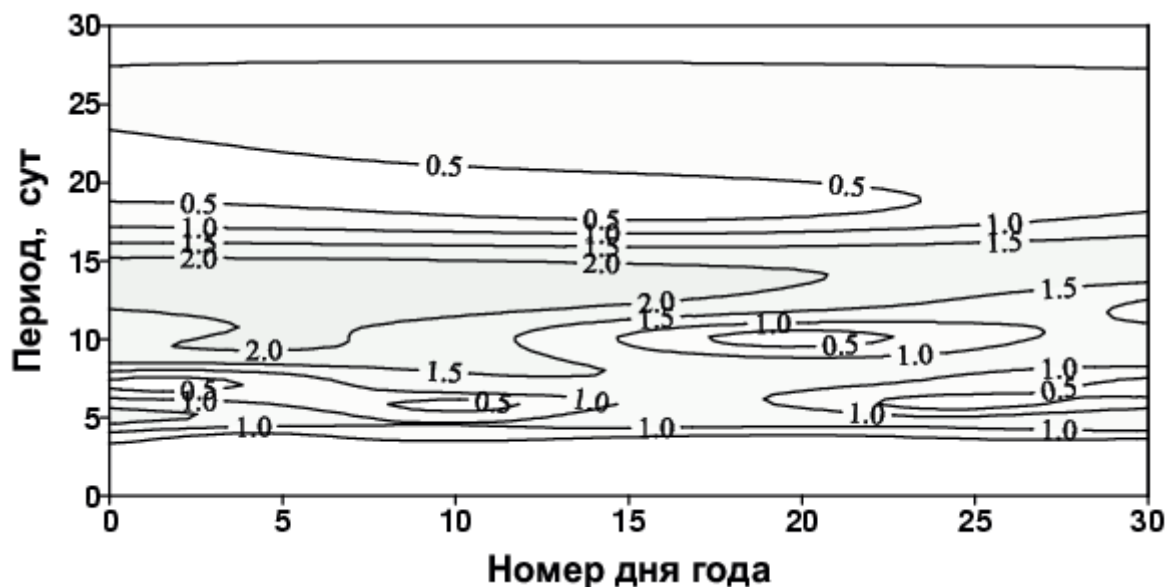
«выключение» источников НАМ в тропосфере существенно сказывается на динамике стратосферы: происходит заметное ослабление нерегулярных (васцилляционных) колебаний интенсивности среднего потока в стратосфере. Следует отметить, что эти колебания при учете НАМ носят нерегулярный характер, т.е. не связаны с периодами НАМ. Анализ полученных результатов позволяет заключить, что благодаря дополнительным источникам НАМ усиливается нелинейное взаимодействие планетарных волн (включая СПВ) со средним потоком, в результате которого амплитуда стратосферных васцилляций возрастает, и вероятность развития событий ВСП увеличивается.

Тот же модельный эксперимент позволил проследить, как меняются амплитуды планетарных волн во время ВСП. С этой целью к полученным в модели временным рядам температуры на широте 57.5° N и высоте 86 км было применено вейвлет-преобразование Морле [Torrence and Compo 1998]. Полученные результаты представлены на рисунках 4.5.10 *а* и *б* для западной и восточной фаз КДК соответственно. Из этих рисунков видно, что во время событий ВСП происходит существенное ослабление амплитуд НАМ в поле температуры на высотах мезопаузы, что может быть объяснено изменением (ухудшением) условий их распространения на стратосферных высотах.

Таким образом, анализ результатов моделирования циркуляции средней атмосферы с учетом эффектов НАМ [Погорельцев и др. 2014] показал, что эти волны играют важную роль в процессе возникновения и развития событий ВСП. Их воздействие возможно и напрямую, за счет суперпозиции бегущих и стационарных волн (при совпадении фаз происходит увеличение амплитуды суммарной зональной гармоник и в результате нелинейного взаимодействия усиливается торможение среднего потока), и косвенно (НАМ влияют на вероятность возникновения ВСП через изменение условий распространения СПВ). При усилении волновой активности бегущих волн происходит торможение среднего потока. В результате условия распространения СПВ улучшаются, их амплитуда в стратосфере увеличивается, и возникают условия благоприятные для развития ВСП. Предварительные результаты анализа влияния фазы КДК на динамику внетропической стратосферы позволяют сделать вывод, что при восточной фазе КДК ситуация для возникновения событий ВСП более благоприятная, а сами события ВСП более интенсивные. Этот вывод согласуется с заключением [Labitzke, van Loon 1999] о более благоприятных условиях для ВСП в восточную фазу КДК. Кроме того, нужно отметить, что при восточной фазе вторая гармоника СПВ в стратосфере заметно сильнее, что, возможно, обусловлено более эффективной нелинейной трансформацией СПВ1 в СПВ2 [Pogoreltsev, 2001; Pogoreltsev et al., 2002a,b].



а



б

Рис. 4.5.10 [Погорельцев и др. 2014]. Вейвлет-амплитуды планетарных волн в модельной температуре на широте 57.5°N и высоте 86 км для западной (а) и восточной (б) фаз КДК соответственно.

В результате можно ожидать, что развитие событий ВСП при различных фазах КДК может происходить по различным сценариям.

Анализ данных и моделирования ВСП приводит к заключению, что только комбинация эмпирических наземных и спутниковых и ассимилированных данных с различным временным разрешением может дать более или менее реалистичную картину реакции мезосферы и термосферы на стратосферные потепления [Перцев и др. 2013, Погорельцев и др. 2014].

Выводы по главе 4

1. Рассмотрены основные типы гидродинамических волн в средней атмосфере. Изменчивость характеристик области мезопаузы связана в основном с атмосферными гравитационными (на внутрисуточном масштабе) и планетарными волнами (на межсуточном масштабе). Показано, что между ними существует взаимозависимость.
2. Показано, что спутниковые измерения гидроксильного излучения выявляют стационарные планетарные волны в области мезопаузы, включая летнюю мезопаузу. Рассчитан годовой ход вертикальной структуры амплитуды и фазы первых двух гармоник, показана возможность распространения стационарных планетарных волн через экватор.
3. Прослежены 2-дневные и 5-дневные планетарные волны одновременно в температуре по данным прибора MLS спутника Aura и в появлении серебристых облаков по данным сети фотокамер.
4. Создана численная модель AGWWND, способная рассчитывать распространение и вертикальную структуру монохроматических атмосферных гравитационных волн от нижней границы атмосферы до термосферы с учетом диссипации и реалистических вертикальных профилей температуры и скорости ветра.
5. Впервые в мире детально проанализирован случай наблюдения мезосферного фронта (29/30 июня 2012 г.) сетью фотокамер и одновременно инструментом SABER со спутника TIMED. Обнаружено, что на высоте около 85 км фронт разделял две воздушные массы с разностью температур 20-25 К, и, соответственно, присутствием и отсутствием серебристых облаков. Соответствующий меридиональный градиент температуры оценивается не менее 0,07 К/ км, протяженность фронта не менее 320 км, кроме того, стереофотограмметрия выявила подъем серебристых облаков в окрестности фронта до беспрецедентно большой высоты, 96 км, при невозмущенной высоте слоя облаков 84 -86 км. Впервые с помощью стереофотосъемки серебристых облаков в течение трех лет в одном из пунктов международной сети дано статистическое описание характеристик мезосферных фронтов.
6. Реакция температурного режима в конкретном долготном секторе области мезопаузы на стратосферное потепление определяется как поведением среднезональной температуры, так и, в большой степени, наложением планетарных волн разного периода. Эта реакция сильно зависит от долготы. В период внезапного стратосферного потепления (ВСП) вертикальный градиент температуры в области мезопаузы испытывает зависящие от долготы довольно резкие изменения, которые могут влиять на прохождение атмосферных гравитационных волн в область мезопаузы. Показано, что гравитационно-волновая дисперсия температуры во время или после ВСП действительно сильно меняется (в 4

раза). Гравитационные волны, в свою очередь, передают импульс и энергию среднему течению, изменяя его и влияя на картину планетарных и приливных волн. При всех возможных многообразиях откликов температуры области мезопаузы на ВСП у них сохраняются некоторые общие черты, подразумевающие, в частности, наличие стационарных планетарных волн вблизи мезопаузы с холодной ложбиной в районе Атлантики и Европы. Последнее обеспечивается приблизительным постоянством фазы первой гармоники стационарных планетарных волн в зимнее время.

7. Моделирование циркуляции средней атмосферы с учетом эффектов нормальных атмосферных мод показало, что эти волны играют важную роль в процессе возникновения и развития событий ВСП. Их воздействие возможно и напрямую, за счет суперпозиции бегущих и стационарных волн и/или косвенно, через изменение условий распространения стационарных планетарных волн.

8. Анализ данных и моделирования ВСП приводит к заключению, что только комбинация эмпирических наземных и спутниковых и ассимилированных данных с различным временным разрешением может дать более или менее реалистичную картину реакции области мезопаузы на стратосферные потепления.

Заключение

Изложенные в предыдущих главах результаты представляют собой цикл взаимосвязанных работ по решению важной проблемы создания самосогласованного описания основных черт и основных факторов изменчивости температуры и других характеристик среднеширотной области мезопаузы. В ходе выполнения работ были решены многие частные методические задачи по организации и методике измерений и выполнен анализ данных многочисленных однородных и комбинированных измерений для количественных оценок различных составляющих изменчивости области мезопаузы. Отдельные части диссертации представляют собой эмпирические модели (например, эмпирическая модель среднеширотных вертикальных профилей температуры и суммарной концентрации молекул для периода 1976-1991 гг. с учетом сезона, многолетнего тренда и уровня солнечной активности, раздел 3.5); в целом результаты по основным составляющим изменчивости температуры (сведенные вместе в Приложении), могут, в части, касающейся температуры среднеширотной области мезопаузы, служить основой для создания глобальной модели средней атмосферы, нацеленной на воспроизведение большого ряда пространственно-временных спектральных составляющих характеристик атмосферы, проявляющихся в природе.

Поскольку изменчивость измеряемых характеристик области мезопаузы в большой степени определяется атмосферными гравитационными и планетарными волнами, в ходе диссертации некоторые полезные результаты были получены с помощью численных гидродинамических моделей, воспроизводящих распространение этих волн (см. разделы 4.2, 4.3, 4.5).

При выполнении настоящей диссертационной работы получены следующие основные результаты:

1. На основе многолетних спектрофотометрических измерений излучения гидроксила среднеширотной области мезопаузы с привлечением результатов других методов построено самосогласованное количественное описание основных составляющих изменчивости температуры среднеширотной области мезопаузы на временных масштабах от десятков минут до десятков лет. Значимость полученных результатов основана на высокой точности измерений температуры и ее большой статистической базе, что позволило получить количественные оценки для отдельных гармоник лунных приливов впервые в мировой практике.
2. В области среднеширотной мезопаузы существует регулярный (сохраняющий фазу в одинаковые сезоны многолетнего периода) полумесячный зональный прилив со

средним периодом 13.66 дней, синхронный с изменением абсолютной величины экваториального склонения Луны и имеющий измеримую амплитуду (в температуре ~ 2.5 К зимой, 1.2 К летом). Знак температурного отклика области мезопаузы на полумесячный зональный прилив противоположен зимой и летом (температура увеличивается зимой и уменьшается летом при приближении Луны к экваториальной плоскости Земли). То же самое справедливо для отклика на полумесячный синодический прилив (температура увеличивается зимой и уменьшается летом при приближении Луны к фазам $\sim -45^\circ$ и 135° (середины между сизигием и предшествующей ему квадратурой)).

3. Предложена и отработана методика построения многолетних временных рядов характеристик серебристых облаков (частота появлений и яркость), позволяющих параметризовать интегральную за сезон наблюдения активность серебристых облаков по данным систематических наземных наблюдений с корректировкой на погодный фактор. По этой методике на основе данных наблюдений серебристых облаков в московском регионе построены самые длительные в мире (с 1962 г. по настоящее время) временные ряды вероятности появления серебристых облаков в ясную ночь и накопленной за сезон суммарной яркости (с погодной корректировкой).
4. На основе построенных временных рядов сезонных характеристик активности серебристых облаков обоснована новая концепция об околонулевых временных трендах в характеристиках серебристых облаков в современную эпоху, на смену предыдущей концепции М. Гадсдена о постепенном росте активности серебристых облаков. Новая концепция включает в себя и пересмотренные результаты о частоте появления полярных мезосферных облаков по спутниковым данным на средних и субполярных широтах.
5. Реакция области мезопаузы на внезапные стратосферные потепления (ВСП) включает в себя как изменение среднезональной температуры, так и перестройку ансамблей планетарных, приливных и гравитационных волн. Реакция температурного режима в конкретном долготном секторе области мезопаузы на стратосферное потепление определяется как поведением среднезональной температуры, так и, в большой степени, наложением планетарных волн разного периода. Эта реакция сильно зависит от долготы. При всех возможных многообразиях откликов температуры области мезопаузы на ВСП у них сохраняются некоторые общие черты, подразумевающие, в частности, наличие стационарных планетарных волн вблизи мезопаузы с холодной ложбиной в районе Атлантики и Европы. Последнее обеспечивается

приблизительным постоянством фазы первой гармоники стационарных планетарных волн в зимнее время.

6. В период ВСП вертикальный градиент температуры в области мезопаузы испытывает зависящие от долготы довольно резкие изменения, которые влияют на прохождение атмосферных гравитационных волн в область мезопаузы. В результате происходит значительный рост внутрисуточной (гравитационно-волновой) дисперсии температуры. В среднем в Восточно-европейском секторе среднеширотной области мезопаузы эта дисперсия кратковременно усиливается в 4 раза через 3-5 суток после стратосферного максимума ВСП.

Кроме этих выводов, по итогам диссертационной работы можно сформулировать два важных практических результата.

7. Создана международная сеть автоматических фотокамер для регистрации серебристых облаков (САФСО). Она позволила исследовать динамические процессы в серебристых облаках, обусловленных изменчивостью среднеширотной летней верхней мезосферы (мониторинг полей серебристых облаков в различных долготных секторах субполярного пояса северного полушария, изучение структуры полей серебристых облаков различных пространственных масштабов, включая мезосферные фронты, волны Кельвина-Гельмгольца и др.).
8. Создана численная модель AGWWND для расчета распространения и диссипации атмосферных гравитационных волн (АГВ), которая позволила проводить расчет распространения, вертикальной структуры и диссипации монохроматических АГВ в атмосфере с учетом реалистических фоновых вертикальных профилей температуры и скорости ветра, характерных для различных сезонов и уровней солнечной активности. Модель многократно применялась для расчета различных ситуаций распространения АГВ в атмосфере и анализе данных наблюдений.

Эти практические результаты успешно использованы в самой диссертации, а также реализованы при решении задач, связанных с распространением АГВ в верхнюю атмосферу от различных наземных источников. Они также могут быть применены при исследованиях в смежных направлениях.

Приложение

Оценки составляющих изменчивости температуры в области среднеширотной мезопаузы

Название составляющей	Оценка величины	Примечание
Среднегодовая температура ночного ОН*- слоя	193 К	По спектрофот-м измерениям [Перминов и др 2014] в 2000-2011 гг. на 57° N
Среднегодовая температура воздуха в слое 86-88 км	187 К	По лидарным измерениям [Gerding et al 2008] в 2002-2007 гг. на 54° N
Среднегодовая температура мезопаузы	164 К	По лидарным измерениям [Gerding et al 2008] в 2002-2007 гг. на 54° N
Полная дисперсия ⁱ температуры ОН*- слоя	$400 \pm 70 \text{ K}^2$	Оценка получена суперпозицией регулярных годовых колебаний и внутрисезонных колебаний (см. ниже). Остальные составляющие значительно меньше.
Дисперсия за счет регулярного сезонного хода температуры мезопаузы	90 K^2	По лидарным измерениям [Gerding et al 2008] в 2002-2007 гг. на 54° N
Дисперсия за счет регулярного сезонного хода температуры в слое 86-88 км	400 K^2	По лидарным измерениям [Gerding et al 2008] в 2002-2007 гг. на 54° N
Дисперсия за счет регулярного сезонного хода температуры ОН*- слоя	$310 \pm 20 \text{ K}^2$	По спектрофотометрическим измерениям [Перминов и др. 2014] в 2000-2011 гг. на 57° N
Амплитуды первых трех регулярных годовых гармоник температуры ОН*- слоя	$23.9 \pm 0.3 \text{ K}$ $7.2 \pm 0.3 \text{ K}$ $1.6 \pm 0.3 \text{ K}$	По спектрофотометрическим измерениям [Перминов и др. 2014] в 2000-2011 гг. на 57° N
Амплитуды первых двух регулярных годовых гармоник температуры в слое 86-88 км	25.4 К 9.2 К	По лидарным измерениям [Gerding et al 2008] в 2002-2007 гг. на 54° N
Дисперсия за счет регулярного суточного хода температуры ОН*- слоя	1.4 K^2	Данные Рис. 2.2.1(а) за 2000-2013 гг. с середины ноября до середины февраля
Амплитуды первых трех регулярных суточных гармоник температуры на высоте ~ 87 км	$2 \div 15 \text{ K}$ $1.5 \div 5.5 \text{ K}$ $0.5 \div 5 \text{ K}$	По лидарным, зимним гидроксильным измерениям и из расчета по модели вертикального ветра
Амплитуда лунного полумесячного (~13.7 сут.) зонального прилива ⁱⁱ	зима: $2.4 \pm 0.6 \text{ K}$ лето: $1.2 \pm 1.0 \text{ K}$	По спектрофотометрическим измерениям $T_{ОН}$ в 2000-2013 гг. на 57° N [Перцев и др. 2015] Табл. 2.3.3, 2.3.4
Амплитуда лунного полумесячного (~14.8 сут.) синодического прилива	зима: $2.5 \pm 0.6 \text{ K}$ лето: $0.78 \pm 0.77 \text{ K}$	По спектрофотометрическим измерениям $T_{ОН}$ в 2000-2013 гг. на 57° N [Перцев и др. 2015] Табл. 2.3.3, 2.3.4.

Дисперсия температуры ОН*- слоя в диапазоне периодов 0,33÷6 часов	$4 \div 15 \text{ K}^2$	Рис. 3.2.5; [Перминов и др. 2014]
Дисперсия температуры ОН*- слоя в «приливном» диапазоне 8÷24 ч.	$7 \div 13 \text{ K}^2$	[Перминов и др. 2014]
Дисперсия температуры ОН*- слоя за счет внутрисезонных колебаний	$20 \div 150 \text{ K}^2$	Табл. 3.2.1; [Перминов и др. 2014]
Дисперсия температуры ОН*- слоя за счет межгодовых колебаний	зима: 17 K^2 ; лето: 6 K^2	Табл. 3.3.1 (по спектрофотометрическим измерениям в 2000-2013 гг. на 57° N)
То же после вычитания эффекта солнечного цикла из данных	зима: 7 K^2 ; лето: 4 K^2	То же
Вклад солнечного цикла в межгодовую дисперсию температуры ОН*- слоя	зима: 10 K^2 ; лето: 2 K^2	То же
Субвековой линейный тренд температуры ОН*- слоя	$-1 \div 0 \text{ K/год}$	Раздел 3.5; [Semenov et al., 2002]; оценки зависят от сезона и интервала лет.
Изменение среднегодовой температуры ОН*- слоя за счет увеличения среднегодового уровня СА от солнечного минимума к максимуму (на 120 sfu)	3.6 K	По спектрофотометрическим измерениям [Перминов и др. 2014] в 2000-2011 гг. на 57° N
Перепад зимней температуры в солнечном цикле	10 K	Рис. 3.3.1
Перепад летней температуры в солнечном цикле	4.5 K	Рис. 3.3.1

ⁱ дисперсия = средний квадрат отклонения от среднего

ⁱⁱ Доверительные интервалы оценок амплитуд в этой таблице соответствуют вероятности 90%.

ССЫЛКИ

- Абурджания Г.Д., Харшиладзе О.А., Чаргазия Х.З. 2013** Линейный механизм генерации и интенсификации внутренних гравитационных волн в ионосфере при их взаимодействии с неоднородным зональным ветром. 1. Модель среды и исходные динамические уравнения. Геомагнетизм и аэрономия, Т. 52, № 3, С. 379-383.
- Антонова П.А., Иванов-Холодный Г.С., Чертопруд В.Е. 1996.** Аэрономия слоя E/ M., Янус, 168 с.
- Астапович И.С. 1939.** Серебристые облака. Изв. АН СССР. Сер. геогр. геофиз. № 2. С. 183-204.
- Астапович И.С. 1958.** Метеорные явления в атмосфере Земли// Государственное издательство физико-математической литературы. 650 с.
- Бартенев О.В. 2001.** Фортран для профессионалов. Математическая библиотека IMSL. Ч. 3., М.: Диалог-МИФИ, 368 с.
- Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Каган Л.М., Понятов А.А., Толмачева А.В. 2007.** Исследование атмосферы Земли методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы// Вестник РФФИ. № 3 (53). С. 8-35.
- Беликович В.В., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е. 2004.** Исследование ионосферы методом частичных отражений. Геомагнетизм и Аэрономия. Т. 44, № 2, С. 189-194.
- Бидлингмайер Е.Р., Погорельцев А.И. 1992.** Численное моделирование трансформации акустико-гравитационных волн в температурные и вязкие волны в термосфере// Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 28. N 1. С. 64-74.
- Бланк А.Д. 1980.** Возмущение верхней атмосферы, вызванное обтеканием горного хребта// Изв. АН СССР. ФАО. Т. 16. № 4. С. 355-359.
- Брасье Г., Соломон С. 1987.** Аэрономия средней атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 413 с.
- Бреховских Л.М., Гончаров В.В. 1982.** Введение в механику сплошных сред. М. Наука. 329 с.
- Бронштэн В.А., 1987.** Метеоры, метеориты, метеороиды. М., Наука, 173 с.
- Бронштэн В.А., Гришин Н.И. 1970.** Серебристые облака. М., Наука, 360 с.
- Бюллетень результатов ракетного зондирования атмосферы. 1969-1995.** М., Гидрометеиздат.
- Васильев О.В. 1967.** Астрофизические исследования серебристых облаков. М. Изд. Астросовета АН СССР.
- Вяльшин В.В., Черкесов Л.В. 1988.** Влияние широтного изменения параметра Кориолиса на свободные внутренние волны // Морской гидрофиз. журнал. N 6. С. 9 - 16.
- Габис И.П., Трошичев О.А. 2011.** Квазидвухлетние осцилляции в экваториальной стратосфере: сезонные закономерности изменения ветра, дискретность периода цикла и прогноз его длительности. Геомагнетизм и Аэрономия. Т. 51, № 4, С. 508-519.
- Гаврилов Н.М. 1985.** Распространение внутренних гравитационных волн в стратифицированной атмосфере// Изв. АН СССР. Физ. атмос. и ок. Т. 21. N 9. С. 921-928.
- Гаврилов А.А. 2011.** Атмосферные приливы, как инициаторы зарождения

крупномасштабных метеорологических процессов// Научная перспектива. №3. С.67-70.

Гаврилов А.А. 2012. Численная гидротермодинамическая модель метеорологических крупномасштабных процессов, инициируемых атмосферными приливами// Физические проблемы экологии. №18. С. 81-91.

Гаврилов Н.М., Коваль А.В. 2013. Параметризация воздействия стационарных мезомасштабных орографических волн в численных моделях динамики атмосферы// Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. Т. 49. N 3. С. 271-278.

Гаврилов Н.М., Коваль А.В., Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н. 2013. Численное моделирование реакции общей циркуляции средней атмосферы на пространственные неоднородности орографических волн// Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. Т. 49. N 4. С. 401-408.

Гайкович К.П., Кропоткина Е.П., Соломонов С.В. 1999. Определение вертикального профиля атмосферного озона по наземным измерениям излучения в миллиметровом диапазоне// Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. Т. 35. N 1. С. 86-95.

Герасимова Н.Г., Яковлева А.В. 1956. Комплект светосильных спектрографов с дифракционными решетками// Приборы и техника эксперимента. N 1. С. 83-86.

Гивишвили Г.В., Лещенко Л.Н., Лысенко Е.В., Перов С.П., Семенов А.И., Сергеенко Н.П., Фишкова Л.М., Шефов Н.Н. 1996. Многолетние тренды некоторых характеристик земной атмосферы. Результаты измерений. // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. Т. 32. N 3. С. 329-339.

Гивишвили Г.В., Лещенко Л.Н. 1993. Долговременные тренды свойств ионосферы и термосферы средних широт // Доклады АН. Т. 333, 86-89.

Гивишвили Г.В., Лещенко Л.Н. 2000. Долговременные вариации температуры среднеширотной нижней термосферы // Доклады АН. Т. 371, 524-526.

Гилл А. 1986. Динамика атмосферы и океана. Т. 1, 2. М., Мир.

Глазков В. Н., Ивановский А.И. и др. 1986. Аналитические методы описания полей метеорологических параметров и результаты их применения при моделировании структуры и циркуляции средней атмосферы. - Ионосферные исслед-я, № 39, с. 52-60.

Голицын Г.С. . 1965. Затухание малых колебаний в атмосфере благодаря вязкости и теплопроводности// Изв. АН СССР. ФАО. Т. 1. №2. С. 136-149.

Госсард Э.Э., Хук У.Х. 1978. Волны в атмосфере. М.: Мир,.532 с.

Гришин Н.И. 1957. Инструкция для наблюдения серебристых облаков. М.: Изд-во АН СССР. 23 с.

Гришин Н.И. 1957 б. Изучение движений серебристых облаков методом кино съемки. Метеорология и гидрология. №3. С 34-37.

Гришин Н.И. 1958. Изучение движений серебристых облаков. Бюлл. ВАГО. № 21(28). С. 52-60.

Груздев А.Н., Безверхний В.А. 1999. Многолетние вариации квазидвухлетней цикличности экваториального стратосферного ветра // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 35. No 6. С. 773–785.

- Гушина Р.Т., Белов А.В., Ерошенко Е.А., Обридко В.Н. и др. 2014.** Модуляция космических лучей на фазе роста солнечной активности 24-го цикла// Геомагнетизм и Аэрномия. Т. 54, № 4, С. 470-476.
- Далин П.А., Перцев Н.Н., Ромейко В.А. 2005.** Серебристым облакам 120 лет? Природа, № 6, С. 12-21.
- Далин П.А., Перцев Н.Н., Ромейко В.А. 2013.** Открытие серебристых облаков: факты и домыслы. Пространство и время, № 2 (12), с. 183-195.
- Дикий Л.А. 1969.** Теория колебаний земной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 200 с.
- Евлашин Л.С., Семенов А.И., Шефов Н.Н. 1999.** Многолетние вариации температуры и плотности термосферы на основе анализа характеристик полярных сияний // Геомагнетизм и Аэрномия. Т. 39, № 2, С. 113-117.
- Захаров Н.Н. 1988.** Фотограмметрические измерения видимых движений серебристых облаков// Исследования по геомагнетизму, аэрномии и физике Солнца. Вып. 80. С. 69-78.
- Зиничев В.А., Комраков Г.П., Митяков Н.А., Рапопорт В.О., Рыжов Н.А., Сазонов Ю. А. 2009.** Радиоакустическое зондирование ионосферы // Изв. вузов. Т. 52, N 2. С. 128-133.
- Измерение, 1978.** Измерение ветра на высотах 90-100 км наземными методами/ под ред. Портнягина Ю.И., Шпренгера К. Л. : Гидрометеиздат. 341 с.
- Кононович Э.В., Шефов Н.Н. 2003.** Тонкая структура одиннадцатилетней цикличности солнечной активности // Геомагнетизм и Аэрномия. Т. 43, № 2, С. 166-173.
- Коробейникова М.П., Насыров Г.А., Хамидулина В.Г. 1966.** Эмиссия ночного неба λ 5577 Å. Таблицы и карты изофот, Ашхабад, 1964 г. / Под ред. Калчаева и Шефова. М., ВИНТИ, 280 с.
- Кремер Н.Ш. 2004.** Теория вероятностей и математическая статистика: учебник для вузов. М.:Юнити-Дана. 573 с.
- Кропоткина Е.П., Шефов Н.Н. 1975.** Влияние лунных приливов на вероятность появления серебристых облаков. Известия АН СССР. ФАО. Т. 11. № 11. С. 1184-1186.
- Кудабаева Д.А. 2015.** Стационарные долготные неоднородности в площадях мезосферных облаков по данным CIPS/ AIM. Геом. Аэр-я. В печати.
- Кудабаева Д.А., Солодовник А.А. 2015.** Вариации площади глобального поля серебристых облаков северного полушария в сезоны 2007–2012 гг. Геом. Аэр-я. Т. 55, № 2, С. 274–278.
- Куличков С.Н. 1999.** Дальнее распространение инфразвуковых волн в атмосфере. Докт. диссер. М., 326 с.
- Куличков, С.Н., Е.В. Голикова, А.И. Свертилов. 2012.** Нелинейные эффекты в инфразвуковых сигналах от взрывов// <http://rao.akin.ru/Docs/Rao/ses25/Pt2s3.pdf>
- Куличков С.Н., Чунгузов И.П., Попов О.Е., Буш Г.А., 2013.** Распространение инфразвуковых волн в слоистой атмосфере (презентация)
- <http://www.ifaran.ru/science/conferences/Obukhov2013/Program/Kulichkov.pdf>
- Курганский М.В. 1980.** К теории малых колебаний атмосферы с точным учетом силы Кориолиса // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 16. № 12. С. 1243 - 1249.
- Курганский М.В., Кержанович В.В., Линкин В.М., Озорович Ю.Р., Перцев Н.Н., Бламон Ж., Янг Р. 1989.** Проявление орографических волн в атмосфере Венеры: Анализ

результатов аэростатического эксперимента ВЕГА.//Космические исследования, Т. 27, N 5, 761-764.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. 1986. Гидродинамика. М. Наука. 730 с.

Лаптухов А.И., Лаптухов В.А. 2010. Различие температур воздуха в годы максимума и минимума солнечной активности и его механизм// Геом-м и Аэр-я. Т. 50, № 3, С. 392-400.

Лысенко Е.В., Перов С.П., Семенов А.И., Шефов Н.Н., Суходоев В.А., Гивишвили Г.В., Лещенко Л.Н., Сергеев Н.П. 1999. Многолетние тренды среднегодовой температуры на высотах 25-110 км // Известия АН. Физика Атмосферы и Океана. Т. 35, № 4, С. 435-443.

Матвеева О.А., Семенов А.И. 1986. Вариации температуры мезопаузы во время стратосферного потепления // Геомагнетизм и аэрномия. Т.26. №2. С.331-332.

Мерзляков Е.Г., Портнягин Ю.И., Соловьева Т.В., Погорельцев А.И., Суворова Е.В. 2012. Высотно- широтная структура вертикальной компоненты ветра мигрирующего суточного прилива в области верхней мезосферы и нижней термосферы (80-100 км). Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 48. № 2. С. 195-206.

Месси Х.С., Бойд Р.Л. 1962. Верхняя атмосфера. Л., Гидромет. Изд. 376 с.

Миланкович М. 1939. Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. М.–Л.: ГОНТИ, 208 с.

Митра А. 1977. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли. / М.: Мир, 370 с.

Монин А.С., Обухов А.М. 1958. Малые колебания атмосферы и адаптация метеорологических полей// Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1988, С. 261 - 269.

Мохов И.И., Семенов А.И. 2014. Нелинейные температурные изменения в атмосфере в области мезопаузы на фоне глобальных изменений климата в 1960 -2012 гг. Доклады Академии наук Т. 456, № 5, С. 596–599.

Новиков Н.Н. 1981. Внутренние гравитационные волны близи мезопаузы. VI. Полярная область // Полярные сияния и свечение ночного неба. М.: Радио и связь, №.29. С. 59 - 67.

Новожилов Н.И. 1962. Об учете волновых движений в серебристых облаках при определении структуры мезопаузы// Труды совещания по серебристым облакам. III. Таллин, 16-19 мая 1961 г., Таллин, Изд АН Эст ССР, 126-130.

Обухов А.М. 1967. Погода и турбулентность// Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1988, С. 281 - 288.

Перминов В.И., Семенов А.И., Шефов Н.Н., 1998. Дезактивация колебательных состояний молекул гидроксила атомарным и молекулярным кислородом в области мезопаузы. Геомагнетизм и Аэрномия, Т. 38, № 6, с. 100-105.

Перминов В.И., Перцев Н.Н., Шефов Н.Н. 2002. Стационарные планетарные вариации гидроксильного излучения. // Геомагнетизм и Аэрномия, Т. 42 № 5 С. 642-645.

Перминов В.И., Семенов А.И., Шефов Н.Н. 2007. О вращательной температуре гидроксильной эмиссии // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 47. № 6. С. 798-805.

Перминов В.И. 2009. Сезонные вариации температуры вблизи мезопаузы по измерениям гидроксильного излучения в Звенигороде // Геомаг-м и аэрномия. Т. 49. № 6. С. 835-842.

- Перминов В.И., Перцев Н.Н. 2009.** Сезонные особенности отклика температуры и интенсивностей эмиссий мезопаузы на вариации солнечной активности. Геомагнетизм и Аэрномия, Т. 49, № 1, с. 91-99.
- Перминов В.И., Перцев Н.Н. 2010.** Сезонный и ночной ход эмиссий гидроксила и Атмосферной системы молекулярного кислорода среднеширотной мезопаузы. Геомагнетизм и Аэрномия, Т. 50, № 4, с. 544–550.
- Перминов В.И., Перцев Н.Н. 2013.** Поведение эмиссий и температуры мезопаузы во время стратосферных потеплений по наблюдениям на средних широтах. Геомагнетизм и аэрномия. Т.53. № 6. С. 827-831.
- Перминов В.И., Семенов А.И., Медведева И.В., Перцев Н.Н. 2014.** Изменчивость температуры в области мезопаузы по наблюдениям гидроксильного излучения на средних широтах. Геомагнетизм и Аэрномия. Т. 54. № 2. С. 246-256.
- Перцев Н.Н. 1983.** Возмущение верхней атмосферы, вызванное обтеканием изолированной горы. //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 19, N 6, 570-575.
- Перцев Н.Н. 1984а.** Сопоставление наблюдений орографических возмущений в тропосфере и верхней атмосфере. //Изв. АН СССР. ФАО. Т. 20, N 10, 901-906.
- Перцев Н.Н. 1984б.** Исследование орографических эффектов в верхней атмосфере. Канд. Диссер. М.: ИФА АН СССР, 99 с.
- Перцев Н.Н. 1987.** Возмущение верхней атмосферы, вызванное обтеканием неоднородного горного хребта. //Изв. АН СССР. ФАО. Т. 23, N 7, 686-693.
- Перцев Н.Н. 1989а.** Азимутальная анизотропия горных подветренных волн в верхней атмосфере. //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 25, N 6, 585-591.
- Перцев Н.Н. 1989б.** К оценке нагревания высоких слоев атмосферы, вызванного диссипацией горных подветренных волн //Изв. АН СССР. ФАО, Т. 25, N 7, 764-766.
- Перцев Н.Н. 1991.** Причины и следствия увеличения температуры гидроксильного слоя над горами. //Динамика ионосферы. Ч.3. Алма-Ата: Гылым, С. 165-170.
- Перцев Н.Н. 1993.** Распознавание типов гидродинамических колебаний, модулирующих наблюдаемое излучение верхней атмосферы// Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т.29. N 5. С. 608-612.
- Перцев Н.Н., Шалимов С.Л. 1996.** Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу // Геомагнетизм и Аэрномия. Т.36 N.2 С. 111-118.
- Перцев Н.Н. 1997.** Сезонный и высотный ход мезомасштабных флуктуаций орографического происхождения в средней атмосфере// Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т.33. N 6. С. 779-786.
- Перцев Н.Н., Павлова Н.К. 2001.** Отклик атомарного кислорода вблизи мезопаузы на прохождение пакета атмосферных гравитационных волн //Геомагнетизм и Аэрномия. Т.41, № 4, с. 547-551.
- Перцев Н.Н., Погорельцев А.И., Зарубин А. С. 2009.** Гравитационные волны области мезопаузы по данным спектрофотометрических измерений и численного моделирования. Международный симпозиум стран СНГ «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД-2009). Сборник тезисов. Санкт-Петербург. с. 149-150.

- Перцев Н.Н., Погорельцев А.И., Зарубин А. С. 2009 б.** Гравитационные волны области мезопаузы по данным спектрофотометрических измерений и численного моделирования. /Доклад на Международном симпозиуме стран СНГ «Атмосферная радиация и динамика» (СП-бГУ, МСАРД-2009), 5 с.
- Перцев Н.Н., Перминов В.И. 2011.** Изменения характеристик эмиссий мезопаузы во время стратосферных потеплений/ /Доклад на Международном симпозиуме стран СНГ «Атмосферная радиация и динамика» (СП-бГУ, МСАРД-2011), 5 с.
- Перцев Н.Н., Андреев А.Б., Мерзляков Е.Г., Перминов В.И. 2013.** Мезосферно-термосферные проявления стратосферных потеплений: совместное использование спутниковых и наземных измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 10. № 1. С. 93–100.
- Перцев, Н.Н., П.А. Далин, В.И. Перминов. 2015.** Влияние полусуточных и полумесячных лунных приливов на область мезопаузы по наблюдениям характеристик гидроксильного слоя и серебристых облаков. Геомагнетизм и аэрономия, в печати; доступна по ссылке http://ifaran.ru/files/download/11414/Pertsev_et_al_2015.pdf
- Погорельцев А.И. 2003.** Взаимодействие волн глобального масштаба в средней атмосфере и их влияние на среднезональную циркуляцию. Докт. Диссер. С-Пб, 248 с.
- Погорельцев А.И. 2007.** Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными вассилляциями // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43. № 4. С. 463-475.
- Погорельцев А.И., Перцев Н.Н. 1995.** Влияние фонового ветра на формирование структуры акустико-гравитационных волн в термосфере// Известия РАН ФАО. Т. 31 N.6 С.755-760.
- Погорельцев, А.И., Е.Н. Савенкова, Н.Н. Перцев. 2014.** Внезапные стратосферные потепления: роль нормальных атмосферных мод. Геомагнетизм и аэрономия, V. 54, No. 3, P. 387-403.
- Покровский К.Д. 1897.** Светящиеся ночные облака.// Изв. Русс. Астрон. Общества. Вып. 6. С. 273-289.
- Портнягин Ю.И., Мерзляков Е.Г., Соловьева Т.В., Макаров Н.А. 2010.** Исследование динамических процессов в верхней атмосфере методом радиолокации метеорных следов // Проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды. Т. 1. С. 201-217.
- Портнягин Ю.И., Мерзляков Е.Г., Соловьева Т.В., Погорельцев А.И., Суворова Е.В., Мухтаров П, Панчева Д. 2011.** Высотно-широтная структура вертикальной компоненты ветра мигрирующего полусуточного прилива в области верхней мезосферы и нижней термосферы (80-100 км). Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 47. № 1. С. 1-11.
- Потапов Б.П., Семенов А.И., Соболев В.Г., Шагаев М.В. 1978.** Внутренние гравитационные волны вблизи мезопаузы. II. Аппаратура и методы оптических измерений. // Полярные сияния и свечение ночного неба. М., Сов. Радио, № 26. С. 30-65.
- Радиозондирование. 2008//** Радиозондирование ионосферы спутниковыми и наземными ионозондами// Труды ИПГ им. Е.К.Федорова. Вып. 87. 209 с.
- Рейфер А.Б., Алексеенко М.И., Бурцев П.Н., Застенкер А.И., Белогуров Ю.А., Непомнящий С.И. 1976.** Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам. Гидрометеиздат, Ленинград., 431 с.

- Репнев А.И., Криволуцкий А.А. 2010.** Вариации химического состава атмосферы по измерениям со спутников и их связь с потоками энергичных частиц космического происхождения (обзор). Изв. РАН. ФАО. Т. 46. № 5. С. 1-28.
- Родионов С.Ф., Павлова Е.Н., Шолохова Е.Д. и др. 1954.** Годичный ход инфракрасного излучения ночного неба. Докл. АН СССР. Т. 98. №. 6. С. 957.
- Ромейко В.А., Н.Н. Перцев, П.А. Далин. 2002.** Многолетние наблюдения серебристых облаков в Москве: база данных и статистический анализ // Геомагнетизм и Аэрномия. Т. 42 № 5 С. 702-707.
- Рыжов Н.А. 2012.** Исследования динамических процессов в атмосфере методами акустического и радиоакустического зондирования. Канд. Дисс, Ниж. Новгород. 121 с.
- Семенов А.И., Шефов Н.Н. 1996.** Эмпирическая модель вариаций гидроксильного излучения// Геомагнетизм и Аэрномия. Т. 36, № 4, С. 68-85.
- Семенов А.И., Шефов Н.Н., Гивишвили Г.В., Лещенко Л.Н., Лысенко Е.В., Русина В.Я., Фишкова Л.М., Марцваладзе Н.М., Торшелидзе Т.И., Кашеев Б.Л., Олейников А.Н. 2000.** Сезонные особенности многолетних трендов температуры средней атмосферы// Докл. АН. Т. 374. № 6. С. 816-819.
- Семенов А.И., Баканас В.В., Перминов В.И., Железнов Ю.А., Хомич В.Ю. 2002.** Спектр излучения ночной верхней атмосферы Земли в ближней инфракрасной области // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 42. № 3. С. 407–414.
- Семенов А.И., Перцев Н.Н., Шефов Н.Н., Перминов В.И., Баканас В.В. 2004.** Расчет высотных профилей температуры и концентрации атмосферы на высотах 30-110 км, Геомагнетизм и Аэрномия. Т. 44, № 6, С. 835-840.
- Семенов А.И., Шефов Н.Н., Перминов В.И., Хомич В.Ю., Фадель Х.М. 2005.** Отклик температуры средней атмосферы на солнечную активность для различных сезонов года// Геомагнетизм и аэрномия. Т. 45. № 2. С. 250–254.
- Семенов А.И., Темный В.В., Шефов Н.Н., 2013.** Валерьян Иванович Красовский – основатель отечественной научной школы физики верхней атмосферы Земли. М., КРАСАНД. 224 с.
- Семенов А.И., Шефов Н.Н., Медведева И.В. 2014.** Эмпирическая модель вариаций эмиссии континуума верхней атмосферы. 1. Интенсивность// Геомагнетизм и Аэрномия. Т. 54, № 4, С. 528-539.
- Сидоренков Н.С. 2002.** Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб.: Гидрометеиздат, 380 с.
- Суходоев В.А., Яров В.Н., Перцев Н.Н., Шефов Н.Н. 1988.** Исследование орографического эффекта в мезопаузе в районе Кавказа. //Исследование динамических процессов в верхней атмосфере (Труды пятого всесоюзного совещания по исследованию динамических процессов в верхней атмосфере). М.: Гидрометеиздат, 181-183.
- Суходоев В.А., Перцев Н.Н., Решетов Л.М. 1989.** Вариации характеристик гидроксильного излучения, обусловленные орографическими возмущениями. //Полярные сияния и свечение ночного неба, М.: ВИНТИ, N 33, 61-66.
- Сывороткин В.Л. 2002.** Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М., Геоинформцентр, 250 с.

- Татарский В.И. 1979.** К теории распространения звука в стратифицированной атмосфере// Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 15. N 11. С. 1140-1150.
- Торошелидзе Т.И. 1991.** Анализ проблем аэронавтики по излучению верхней атмосферы. Тбилиси: Мецниереба, 214 с.
- Тулинов В.Ф., Фейгин В.М. 1972.** Измерение интенсивности ионизирующих излучений в верхней атмосфере средних широт. Труды ЦАО. Вып. 111. С. 85-91.
- Фаст Н.П. 1975.** О частоте наблюдений серебристых облаков// Физика мезосферы и мезосферных облаков. Метеорологические исследования. №22. М., Наука. С. 137-147.
- Федоров В.М. 2012.** Теоретический расчет межгодовой изменчивости солнечной постоянной. Астр. Вест. Т. 46. № 2. С. 184-189.
- Федынский В.В., Станюкович К.П. 1935.** Результаты фотографического изучения одного яркого метеора. Астроном. журн. Т. XX. № 5. С. 440-445.
- Фесенков В.Г. 1923.** О строении атмосферы (фотометрический анализ сумерек). Труды Главной Астрофизической обсерватории. Т. 2. С.7-123.
- Фишкова Л.М. 1978.** О колебаниях интенсивности ночного излучения верхней атмосферы в периоды стратосферных потеплений // Геомагн. Аэрон. Т.18. №3. С.549-550.
- Фишкова Л.М., Марцваладзе Н.М., Шефов Н.Н. 2000.** Закономерности вариаций эмиссии атомарного кислорода 557.7 нм // Геомагн. Аэронавтика Т. 40, № 6, С. 107-111.
- Фишкова Л.М., Марцваладзе Н.М., Шефов Н.Н. 2001а.** Многолетние вариации эмиссии натрия ночной верхней атмосферы // Геомагнетизм и Аэронавтика. Т. 41, № 4, С. 552-556.
- Фишкова Л.М., Марцваладзе Н.М., Шефов Н.Н. 2001б.** Сезонные вариации зависимости эмиссии атомарного кислорода 557.7 нм от солнечной активности и многолетнего тренда // Геомагнетизм и Аэронавтика. Т. 41, № 4, С. 557-562.
- Хвостиков И.А. 1938.** Очерки по физике земной атмосферы// Успехи Физ.Наук. Т. 19, Вып. 1, С. 49-73.
- Хвостиков И.А. 1952.** Серебристые облака. Природа. Т. 44. №5. С. 49-59.
- Хвостиков И.А. 1964.** Физика высоких слоев атмосферы. Л. 1964.
- Чепмен С., Линдзен Р. 1972.** Атмосферные приливы. М., Мир, 293 с.
- Чунгузов И. П. . 1988.** Об орографических волнах в атмосфере, возбуждаемых нестационарным ветром. // Изв. АН СССР. ФАО. Т. 24. № 1. С. 9—19.
- Швед Г.М., Ермоленко С.И., Карпова Н.В., Вендт З., Якоби К. 2013.** Регистрация глобальных осцилляций атмосферы сейсмическими приборами. Физика Земли. № 2. С. 131-142.
- Шерстюков Б.Г. 2011.** Изменения, изменчивость и колебания климата. Обнинск: ФБГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 293 с.
- Шефов Н.Н. 1961.** Об определении вращательной температуры полос ОН// Спектральные, электрофотометрические и радиолокационные исследования полярных сияний и свечения ночного неба. М., Изд-во АН СССР, № 5, С. 5-9.
- Шефов Н.Н. 1967.** Некоторые свойства гидроксильного излучения// Полярные сияния и свечение ночного неба. № 13. М., Наука, С. 37-43.
- Шефов Н.Н., Торошелидзе Т.И. 1975.** Излучение верхней атмосферы как индикатор динамических процессов// Полярные сияния и свечение ночного неба. № 23. М., Наука, С.

42-53.

Шефов Н.Н., Перцев Н.Н., Шагаев М.В., Яров В.Н. 1983. Орографически обусловленные вариации эмиссий верхней атмосферы. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 19, N 9, 920-926

Шефов Н.Н., Семенов А.И. 2004. Особенности долготно-временного распределения частоты появления серебристых облаков // Геомагн. и Аэрномия. Т. 44, № 2, С. 283-286.

Шефов Н.Н., Семенов А.И., Хомич В.Ю. 2006. Излучение верхней атмосферы – индикатор ее структуры и динамики. М., ГЕОС, 740 с.

Шилкин А.В. 2011. Анализ влияния солнечных протонных событий на содержание атмосферного озона по спутниковым данным SBUV // Совр. Пробл. Дистанц. Зонд-я из космоса. Т. 8. N. 4. С. 149-156.

Шпынев Б.Г., Ойнац А.В., Лебедев В.П. и др. 2014. Проявление гравитационных приливов и планетарных волн в долговременных вариациях геофизических параметров // Геомагн. и Аэрномия. Т. 54, № 4, С. 540-552.

Andrews D.G. 2010. An Introduction to Atmospheric Physics. Second Edition. Cambridge University Press, 233 p.

Bageston J. V., Wrasse C. M., Batista P. P., Hibbins R. E., Fritts D. C., Gobbi D., Andrioli V. F. 2011a. Observation of a mesospheric front in a thermal-doppler duct over King George Island, Antarctica. Atmos. Chem. Phys., 11, 12137–12147, www.atmos-chem-phys.net/11/12137/2011/ doi:10.5194/acp-11-12137-2011

Bageston, J. V., Wrasse, C. M., Hibbins, R. E., Batista, P. P., Gobbi, D., Takahashi, H., Andrioli, V. F., Fechine, J., and Denardini, C. M. 2011b. Case study of a mesospheric wall event over Ferraz station, Antarctica (62°S), Ann. Geophys., 29, 209–219, doi:10.5194/angeo-29-209-2011

Bakanas V.V., Perminov V.I., Semenov A.I. 2003. Seasonal variations of emission characteristics of the mesopause hydroxyl with different vibrational excitation // Adv. Space Res. V. 32. № 5. P. 765-770.

Barnett J.J., Corney M. 1985. Planetary waves // Middle Atmosphere Program. Handbook for MAP. V. 16, P. 86-137.

Baron, P., D. P. Murtagh, J. Urban, H. Sagawa, S. Ochiai, Y. Kasai et al. 2013. Observation of horizontal winds in the middle-atmosphere between 30°S and 55°N during the northern winter 2009–2010. Atmos. Chem. Phys., V.13, 6049–6064, www.atmos-chem-phys.net/13/6049/2013/ doi:10.5194/acp-13-6049-2013

Beatty T.J., Hostetler C.A., Gardner C.S. 1992. Lidar observations and their spectra near the mesopause and stratopause at Arecibo. J. Atm. Sci. V.49. No. 6. P. 477 – 496.

Beig, G., J. Scheer, M. G. Mlynczak, P. Keckhut 2008. Overview of the temperature response in the mesosphere and lower thermosphere to solar activity, Rev. Geophys., 46, RG3002, doi:10.1029/2007RG000236.

Belyaev A.N., Alpatov V.V., Blanc E., Melnikov V.E. 2006. Space-based observations of O₂ A (0,0) band emission near the solar terminator and their interpretation. Adv. Space Res. V. 38. P. 2366–2373.

- Berger, U., and F.-J. Lübken. 2011.** Mesospheric temperature trends at midlatitudes in summer, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L22804, doi:10.1029/2011GL049528.
- Bernard R. 1981.** Variability of the semi-diurnal tide in the upper atmosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 43. No. 7. P. 663-674.
- Bhardwaj, S. K., P. B. V. Subba Rao. 2013.** Secular trend of geomagnetic elements in the Indian region // *Earth Planets Space* V. 65, No. 12, 1515–1523.
- Bittner M., Offermann D., Graef H.-H., Donner M., Hamilton K. 2002.** An 18-year time series of OH rotational temperatures and middle atmosphere decadal variations // *J. Geophys. Res.* V. 64. P. 1147-1166.
- Bittner, M., Höppner, K., Pilger, C., Schmidt, C. 2010.** Mesopause temperature perturbations caused by infrasonic waves as a potential indicator for the detection of tsunamis and other geohazards, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 1431-1442, doi:10.5194/nhess-10-1431-2010
- Bowman M.R., Gibson A.J., Sandford M.C.W. 1969.** Atmospheric sodium measured by a tuned laser radar. *Nature.* V. 221. P. 456-457
- Bremer, J., and U. Berger. 2002,** Mesospheric temperature trends derived from ground-based LF phase-height observations at mid-latitudes: Comparison with model simulations, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 64(7), 805–816, doi:10.1016/S1364-6826(02)00073-1.
- Bremer, J., and D. Peters. 2008,** Influence of stratospheric ozone changes on long-term trends in the meso- and lower thermosphere, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 70, 1473–1481, doi:10.1016/j.jastp.2008.03.024.
- Brinksma, E.J., Y.J. Meijer, I.S. McDermid, R.P. Cageao, J.B. Bergwer, et al. 1998.** First lidar observations of mesospheric hydroxyl. *Geophys. Res. Lett.* V. 25, No. 1, P. 51-54.
- Burns G.B., French W.J.R., Greet P.A., Phillips F.A., Williams P.F.B., Finlayson K., Klich G. 2002.** Seasonal variations and inter-year trends in 7 years of hydroxyl airglow rotational temperatures at Davis station (69° S, 78° E), Antarctica // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 64. № 8-11. P. 1167- 1174.
- Burov, M.I. 1959.** The photogrammetric method for the height determination of noctilucent clouds, *Proceedings of the Conference “Noctilucent Clouds”, Tartu*, 92-111.
- Burrage, M.D., Arvin, N., Skinner, W.R., et al. 1994.** Observations of the O₂ atmospheric band nightglow by the high-resolution doppler imager. *J. Geophys. Res.* V.99, P.15023–15077.
- Charney, J. G., P. G. Drazin. 1961.** Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.* V. 66, P. 83-109., doi:10.1029/JZ066i001p00083.
- Cho Y.-M., Shepherd G.G., Won Y.-I., Sargoytchev S., Brown S., Solheim B. 2004.** MLT cooling during stratospheric warming events // *Geophys. Res. Lett.* V.31. L10104, doi: 10.1029/2004GL019552.
- Christensen, O. M., Eriksson P., Urban.G. et al. 2014.** Tomographic retrieval of water vapour and temperature around polar mesospheric clouds using Odin-SMR//*Atmos. Meas. Tech. Discuss.* V. 7, P. 11853-11900.
- CIRA-1972.** COSPAR International Reference Atmosphere. Berlin: Akad. Verlag. 450 p.
- CIRA-1986.** COSPAR International Reference Atmosphere. Part II. Middle Atmosphere models//*Adv. Space Res.* 1990. V. 10, No. 12. P. 1-525.
- Clairemidi J., Hersé M., Moreels G. 1985.** Bi-dimensional observation of waves near the

mesopause at auroral latitudes // Planet. Space Sci. V. 33. No. 9. P. 1013 - 1022.

Clark T.L., Peltier W.R. 1984. Critical reflection and the resonant growth of non-linear mountain waves. , J. Atmos. Sci. V. 41. N.21. P. 3122-3134.

Clark R.R., Burrage M.D., Franke S.J., Manson A.H., Meek C.E., Mitchell N.J., Muller H.G. 2001. Observations of planetary waves with MLT radars and the UARS-HRDI instrument// J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 64. P. 1217-1228.

Clemesha B.R., Takahashi H., Batista P.P. 1990. Mesopause temperatures at 23° S // J. Geophys. Res. V. 95. № D6. P. 7677-7681.

Cogger L.L., Elphinstone R.D., Giers D.H. 1988. Wave characteristics obtained from OH rotational temperatures and 557.7 nm Airglow intensities // J. Atm. Terr. Phys. V. 50. No. 10/11. P. 943 - 946.

Collins, R. L., M. C. Kelley, M. J. Nicolls, C. Ramos, T. Hou, T. E. Stern, K. Mizutani, T. Itabe, 2003. Simultaneous lidar observations of a noctilucent cloud and an internal wave in the polar mesosphere, J. Geophys. Res., 108(D8), 8435, doi:10.1029/2002JD002427.

Crary D.J., Forbes J.M. 1983. On the extraction of tidal information from measurements covering a fraction of a day. Geoph. Res.Lett., V. 10, No. 7, P. 580-582.

D'Angelo N., Ungstrup E. 1976. On the occurrence of widely observed noctilucent clouds. J. Geophys. Res. V. 81. P. 1777-1778.

Dalin P. A., Pertsev N. N., Romejko V. A. 2006. Significance of Lunar Impact on Noctilucent Clouds. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, V. 68, N 14, P. 1653-1663.

Dalin, P., S. Kirkwood, H. Andersen, O. Hansen, N. Pertsev, and V. Romejko. 2006 b. Comparison of long-term Moscow and Danish NLC observations: statistical results. Ann. Geophys., V. 24, 2841–2849.

Dalin, P., N. Pertsev, A. Zadorozhny, M. Connors, I. Schofield, I. Shelton, M. Zalcik, T. McEwan, I. McEachran, S. Frandsen, O. Hansen, H. Andersen, V. Sukhodoev, V. Perminov, V. Romejko. 2008. Ground-based observations of noctilucent clouds with a northern hemisphere network of automatic digital cameras. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, V. 70, 1460-1472.

Dalin, P., N. Pertsev, S. Frandsen, O. Hansen, H. Andersen, A. Dubietis, R. Balciunas. 2010 A case study of the evolution of a Kelvin-Helmholtz wave and turbulence in noctilucent clouds, J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., V. 72(14-15), 1129-1138, doi:10.1016/j.jastp.2010.06.011.

Dalin P., N. Pertsev, A. Dubietis, M. Zalcik, A. Zadorozhny, M. Connors, I. Schofield, T. McEwan, I. McEachran, S. Frandsen, O. Hansen, H. Andersen, V. Sukhodoev, V. Perminov, R. Balčiūnas, V. Romejko. 2011. A comparison between ground-based observations of noctilucent clouds and Aura satellite data. Journal of Atmospheric and Solar- Terrestrial Physics. V. 73. 2097–2109.

Dalin, P., N. Pertsev. 2011b. Additional notes about NLC long-term behavior according to visual observations.

http://www.cawses.org/wiki/index.php/Project_3_PMC/NLC_altitude_frequency_and_brightness_changes_related_to_changes_in_dynamics_and_chemical_composition

Dalin, P., N. Pertsev, V. Romejko. 2012. Notes on historical aspects on the earliest known observations of noctilucent clouds. Hist. Geo Space. Sci., 3, 87-97, doi:10.5194/hgss-3-87-2012;

www.hist-geo-space-sci.net/3/87/2012/

- Dalin, P., S. Kirkwood, M. Hervig, M. Mihalikova, D. Mikhaylova, I. Wolf, A. Osepian** 2012 b. Wave influence on polar mesosphere summer echoes above Wasa: experimental and model studies. *Ann. Geophys.*, 30, 1143–1157, 2012 www.ann-geophys.net/30/1143/2012/ doi:10.5194/angeo-30-1143-2012
- Dalin, P., M. Connors, I. Schofield, A. Dubietis, N. Pertsev, V. Perminov, et al.,** 2013. First common volume ground-based and space measurements of the mesospheric front in noctilucent clouds, *Geophysical Research Letters*, 40, doi:10.1002/2013GL058553
- Dalin, P., V. Perminov, N. Pertsev, A. Dubietis, A. Zadorozhny, A. Smirnov, A. Mezentsev, S. Frandsen, J. Grønne, O. Hansen, H. Andersen, I. McEachran, T. McEwan, J. Rowlands, H. Meyerdierks, M. Zalcik, M. Connors, I. Schofield, I. Veselovsky,** 2013b. Optical studies of rocket exhaust trails and artificial noctilucent clouds produced by Soyuz rocket launches, *JGR-Atmosphere*, V.118, I.14, P. 7850–7863, doi:10.1002/jgrd.50549.
- Dalin, P., A. Pogoreltsev, N. Pertsev, V. Perminov, N. Shevchuk, A. Dubietis, M. Zalcik, S. Kulikov, A. Zadorozhny, D. Kudabayeva, A. Solodovnik, G. Salakhutdinov, I. Grigoryeva.** 2015. Evidence of the formation of noctilucent clouds due to propagation of an isolated gravity wave caused by a tropospheric occluded front. *Geophysical Research Letters*, 42, 2037–2046, doi:10.1002/2014GL062776
- Davidson S.** 2014. Sunspots 2014: Big sunspot jump a harbinger of coming cooling. <http://www.commdiginews.com/news-2/sunspots-2014-big-sunspot-jump-a-harbinger-of-coming-cooling-28078/>
- DeLand M.T., Shettle E.P., Thomas G.E., Olivero J.J.** 2006. A quarter-century of satellite polar mesospheric cloud observations// *Journal of Atmosph. Solar- Terrestrial Physics*. V. 68, 9–29.
- DeLand, M. T., E. P. Shettle, G. E. Thomas, and J. J. Olivero.** 2007. Latitude-dependent long-term variations in polar mesospheric clouds from SBUV version 3 PMC data, *J. Geophys. Res.*, 112, D10315, doi:10.1029/2006JD007857.
- DeLand., M. T., G. E. Thomas.** 2015. Updated PMC trends derived from SBUV data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, V. 120, P. 2140–2166, doi:10.1002/2014JD022253.
- Dewan, E.M., Picard, R.H., O’Neil, R.R., Gardiner, H.A., Gibson, J., Mill, J.D., Richards, E., Kendra, M., Gallery, W.O.,** 1998. MSX satellite observations of thunderstorm-generated gravity waves in midwave infrared images of the upper stratosphere. *Geo.Res.Let.* 25, 939–942.
- Dickinson R.E.** 1968. Planetary Rossby waves propagating vertically through weak westerly wind wave guides. *Journal of Atmosph. Sci.* V. 25. P. 984–1002.
- Dickinson R.E.** 1971. Cross-equatorial eddy momentum fluxes as evidence of tropical planetary wave sources. *Quart. J. R. Met. Soc.* V. 97. P. 554–558.
- Dowdy, A.J., Vincent, R.A., Tsutsumi, M., Igarashi, K., Murayama, Y., Singer, W., Murphy, D.J.,** 2007. Polar mesosphere and lower thermosphere dynamics: mean wind and gravity wave climatologies. *J. Geophys. Res.* 112 (D17), <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD008126>
- Dubietis, A., P. Dalin, R. Balciunas, K. Cernis,** 2010. Observations of Noctilucent Clouds from Lithuania. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72, 14–15, 1090–1099, doi:10.1016/j.jastp.2010.07.004
- Dubietis, A., P. Dalin, R. Balciunas, K. Cernis, N. Pertsev, V. Sukhodoev, V. Perminov, M.**

- Zalcik, A. Zadorozhny, M. Connors, I. Schofield, T. McEwan, I. McEachran, S. Frandsen, O. Hansen, H. Andersen, J. Grønne, D. Melnikov, A. Manevich, and V. Romejko, 2011.** Noctilucent clouds: modern ground-based photographic observations by a digital camera network, *Applied Optics*, 50, 28, F72-F79, doi:10.1364/AO.50.000F72
- Dunkerton T.J., Butchart N. 1984.** Propagation and selective transmission of internal gravity waves in a sudden warming. *J. Atmos. Sci.* V. 41. P. 1443-1460.
- Egedal J. 1929.** The tides of the upper atmosphere and the heights of meteors. *Nature*. V.124. No. 3137. P. 913-914.
- Eliassen A., Palm E. 1961.** On the transfer of energy in stationary mountain waves// *Geofys. Publikasjoner*. V. 22 N. 3. P. 1-23.
- Espy, P.J., Witt, G., 1996.** Observation of a quasi 16-day oscillation in the polar summer mesospheric temperature. *Geophysical Research Letters* 23 (10), 1071–1074.
- Espy, P.J., Stegman J., Witt, G., 1997.** Interannual variations of the quasi-16-day oscillation in the polar summer mesospheric temperature. *J. Geophysical Res.* V. 102. No. D2. P. 1983–1990.
- Espy P.J., S. Ochoa Fernández, P. Forkman, D. Murtagh, J. Stegman 2010.** The role of the QBO in the inter-hemispheric coupling of summer mesospheric temperatures. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, 23403–23422.
- Fadel Kh., Semenov A.I., Shefov N.N., Sukhodoev V.A. 2003.** Variations of the temperature in the mesopause and lower thermosphere region with solar activity. *Adv. Space Res.* V.32(9). 1663-1668.
- Fejer, B. G., B. D. Tracy, M. E. Olson, Chau J. L. 2011.** Enhanced lunar semidiurnal equatorial vertical plasma drifts during sudden stratospheric warmings, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L21104, doi:10.1029/2011GL049788.
- Fiedler, J., G. Baumgarten, U. Berger, P. Hoffmann, N. Kaifler, F.-J. Lübken. 2011.** NLC and the background atmosphere above ALOMAR, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 5701–5717, doi:10.5194/acp-11-5701-2011.
- Fleming E.L., Chandra S., Shoeberl M.R., Barnett J.J. 1988.** Monthly mean global climatology of temperature, wind, geopotential height and pressure for 0 – 120 km // *NASA Technical Memorandum* 100697.
- Flury, T., K. Hocke, S. C. Müller, N. Kämpfer. 2008.** First measurements of lower mesospheric wind by airborne microwave radiometry, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L19802, doi:10.1029/2008GL034663.
- Foerster W., Jesse O. 1892.** Aufforderung zu Beobachtungen der leuchtenden Nachtwolken// *Meteorol. Ztschr.* 9(27), 413-417.
- Fogle B., Haurwitz B., 1966.** Noctilucent clouds// *Space Science Rev.* V. 6, No. 3, P. 279-340.
- Forbes J.M. 1982.** Atmospheric tides 1. Model description and results for the solar diurnal component// *J. Geophys. Res.* V. 87. No. A7. P.5222-5240.
- Fovell, R., D. Durran, and J. R. Holton, 1992.** Numerical simulations of convectively generated stratospheric gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, V. 49, P. 1427–1442.
- Franke, S.J., E. Stoll, R.J. States, C.S. Gardner. 2001.** Comparison of Na Doppler lidar and MF radar measurements of meridional winds in the mesosphere above Urbana, IL. *J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, V. 63, No. 17, P. 1789-1796

- Friedman J.S., Chu X. 2007.** Nocturnal temperature structure in the mesopause region over the Arecibo Observatory (18.35° N, 66.75° W): seasonal variations // *J. Geophys. Res.* V. 112. D14107, doi:10.1029/2006JD008220.
- Friedrich, M., Torkar, K.M., 1983.** High-latitude plasma densities and their relation to riometer absorption, *J. Atmos. Terr. Phys.*, V. 45, P. 127-135.
- Fritts, D. C., J. R. Isler, G. E. Thomas, Ø. Andreassen, 1993.** Wave breaking signatures in noctilucent clouds. *Geophys. Res. Lett.* V. 20, P. 2039–2042.
- Funke B., Lopez-Puertas M., Bermejo-Pantaleon D., Garcia-Comas M., Stiller G.P., von Clarmann T., Kiefer M., Linden A. 2010.** Evidence for dynamical coupling from the lower atmosphere to the thermosphere during a major stratospheric warming // *Geophys. Res. Lett.* V.37. L13803, doi:10.1029/2010GL043619.
- Fytterer T., Arras Ch., Hoffmann P., Jacobi Ch. 2014.** Global distribution of the migrating terdiurnal tide seen in sporadic E occurrence frequencies obtained from GPS radio occultations// *Earth, Planets and Space*, 66:79. <http://www.earth-planets-space.com/content/66/1/79>
- Gabis I., Troshichev O. 2008.** The Quasi-biennial oscillations in the equatorial stratosphere: seasonal regularities, dependence on the solar UV flux, and relation to ozone depletion in Antarctica// *Solar physics research trends*. Ed. by P.Wang. Nova Science Publishers. P. 165-194.
- Gadsden M., 1985.** Observations of noctilucent clouds from North-West Europe//*Annales Geophys.* V. 3. No. 1. P. 119-126.
- Gadsden M., 1986.** Discussion//Collection of Works of the International Workshop of Noctilucent Clouds. Ed. by O.A.Avaste. Academy of Sciences of the Estonian SSR. Tallinn, 1986. P. 193-194.
- Gadsden, M. , 1990.** A secular change in noctilucent clouds occurrence// *J. Atmos. Terr. Phys.*, 52, 247–251.
- Gadsden, M. , 1998.** The North-West Europe data on noctilucent clouds: a survey, *J. Atmos. Solar- Terr. Physics*, V. 60, P. 1163-1174.
- Gadsden M., Schröder W. 1989.** The nature of noctilucent clouds//*Gerlands Beitr. Geophysik.* V. 98. No. 5. P. 431-442.
- Gadsden, M., Schröder W., 1989 b.** Noctilucent clouds, Springer-Verlag, 165 p.
- Gao H., Xu J.Y., Chen G.M., et al. 2011.** Global distributions of OH and O₂(1.27μm) nightglow emissions observed by TIMED satellite. *Sci China Tech Sci*, 54: 1–10
- Gao H., Nee J.B., Chen G.M. 2012.** Longitudinal distribution of O₂ nightglow brightness observed. *Sci China Tech Sci*, 55: 1258-1263, doi: 10.1007/s11431-012-4802-0
- Gardner C.S. 1989.** Sodium resonance fluorescence lidar applications in atmospheric science and astronomy. *Proceedings of the IEEE*. V. 77. No. 3. P. 408-418. DOI: 10.1109/5.24127
- Gardner C.S., Zhao Y., Liu A.Z. 2002.** Atmospheric stability and gravity wave dissipation in the mesopause region. *J. Atmos. Solar- Terr. Physics*, V. 64, No. 8-11, P. 923-929.
- Gavrilov N.M., Manson A.H., Meek C.E. 1995.** Climatological monthly characteristics of middle atmospheric gravity waves (10 min – 10 h) during 1979-1993 at Saskatoon// *Ann. Geoph.* V.13. P. 285-295.

- Gavrilov N.M., Kshevetskii S.P. 2014.** Three-dimensional numerical simulation of nonlinear acoustic-gravity wave propagation from the troposphere to the thermosphere. *Earth, Planets and Space* 66:88.
- Gerding M., Höffner J., Rauthe M., Singer W., Zecha M., Lübken F.-J. 2007.** Simultaneous observation of NLC, MSE and temperature at a mid-latitude station (54° N) // *J. Geophys. Res.* V. 112. D12111, doi:10.1029/2006JD008135.
- Gerding M., Höffner J., Lautenbach J., Rauthe M., Lübken F.-J. 2008.** Seasonal variation of nocturnal temperatures between 1 and 105 km altitude at 54° N observed by lidar // *Atmos. Chem. Phys.* V. 8. № 24. P. 7465-7482.
- Gerding M., Höffner J., P. Hoffmann, M. Kopp, and F.-J. Lübken F.-J. 2013.** Noctilucent cloud variability and mean parameters from 15 years of lidar observations at amid-latitude site (54_N, 12_E), *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 317–328, doi:10.1029/2012JD018319.
- Golitsyn G.S., Semenov A.I., Shefov N.N., Fishkova L.M., Lysenko E.V., Perov S.P. 1996.** Long-term temperature trends in the middle and upper atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* V.23, N 14, P. 1741-1744.
- Gordley L.L., Hervig M., Fish C. et al. 2009.** The solar occultation for ice experiment (SOFIE). *J. Atmos. Sol. – Terr. Phys.* V. 71. P. 300-315.
- Gray, L. J., J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood et al. 2010.** Solar influences on climate// *Rev. Geophys.*, 48, RG4001, doi:10.1029/2009RG000282.
- Greisiger K.M., Schindler R., Kürschner D. 1987.** Long-period variations of wind parameters in the mesopause region and the solar cycle dependence. *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 49. P. 281-285.
- Gruzdev A.N., Brasseur G.P. 2005.** Long-term changes in the mesosphere calculated by a two-dimensional model. *J. Geophys. Res.*, V. 110, D03304, doi:10.1029/2003JD004410
- Gumbel J. 2007.** Atmospheric science with sounding rockets – present status and future perspectives// *Proc. 18th ESA Symposium on ‘European Rocket and Balloon Programmes and Related Research’*, Visby, Sweden, 3–7 June 2007 (ESA SP-647), P. 47-54.
- Hartquist, T., Havnes, O., Kassa, M. 2009.** Exploring polar mesospheric summer echoes, *Astron. Geophys.*, 50, 1.8–1.14, doi:10.1111/j.1468-4004.2009.50108.x
- Hedin A.E. 1991.** Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere// *J. Geophys. Res.* V. A96. N 2. P. 1159-1172.
- Hedin A.E., Biondi M.A. et al. 1991.** Revised global model of thermosphere winds using satellite and ground-based observations// *J. Geophys. Res.* V. A96. N5. P. 7657-7688.
- Hemenway C.L., Soberman R.K., Witt G., 1964.** Sampling of noctilucent cloud particles. *Tellus.* V.16. P. 84-88.
- Herzberg G., 1951.** The atmosphere of the planets. *J. Roy. Astron. Soc. Canada.* V. 45. N. 3. P. 100-123.
- Hicks J.E., Justus C.G. 1970.** Response of winds in the 90- to 140- km altitude region to variations in solar activity// *J. Geophys. Res.* V. 75. P. 5565-5570.
- Hines C.O. 1968.** A possible source of waves in noctilucent clouds // *J. Atmos. Sci.* V. 25. P. 937-942.
- Hines C.O. and colleagues. 1974.** The upper atmosphere in motion. AGU. Washington D.C. 1027 p.

- Holton J.R. 1980.** The dynamics of sudden stratospheric warmings// *Ann. Rev. Earth Pl. Sc.* V. 8. P. 169-190.
- Holton J.R. 1983.** The influence of gravity wave breaking on the general circulation of the middle atmosphere // *J. Atmos. Sci.* V.40. № 10. P.2497-2507.
- Holton J.R. 1984.** The generation of mesospheric planetary waves to zonally asymmetric gravity wave breaking// *J. Atmos. Sci.* V.41. № 23, 3427–3430.
- Holton J. R., Mass C. 1976.** Stratospheric vacillation cycles // *J. Atmos. Sci.* V. 33. P. 2218 – 2225.
- Hoppe U.-P. 1988.** The effects of gravity waves in horizontal layers: simulation and interpretation// *European rocket and balloon programmes and related research.* ESA, France, P. 161-166.
- Howard, L., 1820.** *The Climate of London, Deduced from Meteorological Observations, Made at Different Places in the Neighbourhood of the Metropolis*, V. 2. Harvey and Darton, London, 163 p.
- Höffner J., Lübken F.-J. 2007.** Potassium lidar temperatures and densities in the mesopause region at Spitsbergen (78° N) // *J. Geophys. Res.*, V. 112, D20114, doi:10.1029/2007JD008612
- Jacobi, Ch., Schindler, R., Kürschner, D., 1998.** Planetary wave activity obtained from long-period (2-18 days) variations of mesopause region winds over Central Europe (52°N, 15°E). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 60, 1, 81-93.
- Jardetzky W. 1926.** Über die leuchtenden Wolken// *Meteorol. Ztschr.* 43(61), H.3, P. 310-312.
- Jenkins G.M., Watts D.G. 1969.** *Spectral analysis and its applications.* Holden-Day, Boca Raton, Fla., 525 pp.
- Karlsson, B., C. McLandress, T. G. Shepherd 2009.** Interhemispheric mesospheric coupling in a comprehensive middle atmosphere model. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 71, 518–530, doi:10.1016/j.jastp.2008.08.006.
- Kazimirovsky E.S. et al., 1991.** The tropospheric and stratospheric effects in the ionosphere. *J. Geomag. Geoelectr., Japan*, V. 43, Suppl. I, P. 551-562.
- Keckhut, P., W.J. Randel, C. Claud, T. Leblanc et al. 2011.** An evaluation of uncertainties in monitoring middle atmosphere temperatures with the ground-based lidar network in support of space observations, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2011.01.003.
- Kirkwood, S., Stebel, K. 2003.** Influence of planetary waves on noctilucent cloud occurrence over NW Europe, *J. Geophys. Res.*, 108(D8), 8440, doi:10.1029/2002JD002356,
- Kirkwood, S., Dalin, P., Rechou, A. 2008.** Noctilucent clouds observed from the UK and Denmark - trends and variations over 43 years, *Annales Geophysicae*, 26, 1243-1254.
- Kopp M., Gerding M., Höffner J., Lübken F.-J. 2015.** Tidal signatures in temperatures derived from daylight lidar soundings above Kühlungsborn (54°N, 12°E). *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2014.09.002.
- Kosibowa S. 1972.** Historia badan oblokow mezosfercznych. *Preglad Geofyz.* V. 16. P. 341.
- Krassovsky V.I. 1957.** Nature of the intensity variations of the terrestrial atmosphere emission. *Mém. Soc. Roy. Sci. Liège.* V. 18. No. 1. P. 58-67.
- Krassovsky V.I., Potapov B.P., Semenov A.I., Sobolev V.G., Shagaev M.V., Shefov N.N., Toroshelidze T.I. 1977.** Internal gravity waves near the mesopause and the hydroxyl emission //

Ann. Géophys. V. 33. No. 3. P. 347 - 356.

Kulichkov S.N. 2010. On the prospects for acoustic sounding of the fine structure of the middle atmosphere//Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies. Ed. by A.Le Pichon, E.Blanc, A. Hauchecorne. Springer Science & Business Media. 733 p.

Kurihara J., Y. Ogawa, S. Oyama, S. Nozawa, M. Tsutsumi, C.M. Hall, Y. Tomikawa, R. Fujii 2010. Links between a stratospheric sudden warming and thermal structures and dynamics in the high-latitude mesosphere, lower thermosphere, and ionosphere // Geophys. Res. Let. V. 37, L13806, doi: 10.1029/2010GL043643.

Labitzke, K., H. van Loon. 1999. The Stratosphere: Phenomena, History and Relevance, Springer, New York. 179 p.

Langhoff S.R., Werner H.J., Rosmus P. 1986.Theoretical transition probabilities for the OH Meinel system // J. Molecular Spectrosc. V. 118. № 4. P. 507-529.

Laštovička, J. Bremer, J. 2004. An overview of long-term trends in the lower ionosphere below 120 km, Surv. Geophys., 25, 69–99.

Laštovička, J., R. A. Akmaev, G. Beig, J. Bremer, J. T. Emmert, C. Jacobi, M. J. Jarvis, G. Nedoluha, Yu. I. Portnyagin, T. Ulich. 2008. Emerging pattern of global change in the upper atmosphere and ionosphere. Ann. Geophys., 26, 1255–1268.

Li, F., G. R. Swenson, A. Z. Liu, M. Taylor, Y. C. Zhao, 2007. Investigation of a “wall” wave event. J. Geophys. Res. V. 112, D04104.

Li, G., Zong H. 2007. 27.3-day and 13.6-day atmospheric tide// Sci China Ser D-Earth V. 50. No. 9. P. 1380-1395.

Li, G., Zong H., Zhang Q. 2011. 27.3-day and average 13.6-day periodic oscillations in the Earth's Rotation Rate and atmospheric pressure fields due to celestial gravitation forcing//Adv. Atm. Sci. V. 28. No. 1. P. 45–58.

Lindemann F.A., Dobson G.M.B. 1922. A Theory of Meteors and the Density and Temperature of the Outer Atmosphere to which It Leads// Proc. Royal Society of London, Series A, 102. P. 411–437.

Lindzen R.S. 1967. Thermally driven diurnal tide in the atmosphere. Quart. J.Roy.Met.Soc. V. 93, P. 18-42.

Lindzen R.S. 1981. Turbulence and stress due to gravity wave and tidal breakdown// J. Geophys. Res. V. 86. P.9707-9714.

Liu H.-L., Roble R.G. 2002. A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric-lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3 // J. Geophys. Res. V.107. №.D23. P.4695-4722, doi: 10.1029/2001JD001533.

Liu X., Xu J., Liu H.-L., Ma R. 2008. Nonlinear interactions between gravity waves with different wavelengths and diurnal tide. J Geophys Res 113, D08112, doi:10.1029/2007JD009136

Longuet-Higgins M.S. 1968. The eigenfunctions of Laplace's tidal equation over a sphere// Philos. T. R. Soc. Lond. V. 262. P. 511-607.

Lopez-Gonzalez M.J., Rodriguez E., Wiens R.H. et al. 2004. Seasonal variations of O₂ atmospheric and OH(6-2) airglow and temperature at mid-latitudes from SATI observations // Ann. Geophys. V. 22. P. 819-828.

- Lübken F.-J. 1999.** Thermal structure of the Arctic summer mesosphere. *J. Geophys. Res.* V. 104, No.D8, P. 9135-9149.
- Marsh, D.R., Skinner, W.R., Yudin, V.A. , 1999.** Tidal Influences on O₂ atmospheric band dayglow: HRDI observations vs. model simulations. *Geophys. Res. Lett.* V. 26, P. 1369–1372.
- Matsumura M., Saito A., Iyemori T., Shinagawa H., Tsugawa T., Otsuka Y., Nishioka M., Chen C.H. 2011.** Numerical simulations of atmospheric waves excited by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space* 63(7):885–889, doi:10.5047/eps.2011.07.015
- Matsuno T. 1971.** A dynamical model of sudden stratospheric warming// *J. Atmos. Sci.* V. 28. P. 871-883.
- Mauersberger, K., D. Krankowsky .2003,** Vapor pressure above ice at temperatures below 170 K, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1121, doi:10.1029/2002GL016183
- McIntosh D.H., Hallissey M. 1974.** Noctilucent clouds over western Europe during 1973. *Meteorol. Mag.* V. 103, P. 157- 160.
- McIntyre M.E. 1982.** How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings// *J. Meteorol. Soc. Jap.* V. 60. № 1. P. 37-64.
- Meek, C.E., Manson, A.H., Franke, S.J., Singer, W., Hoffmann, P. et al. 1996.** Global study of northern hemisphere quasi-2-day events in recent summers near 90 km altitude. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 58, 1401-1411.
- Meinel A.B. 1948.** The near-infrared spectrum of the night sky and aurorae. *Publ. Astron. Soc. Pac.* V. 60. N. 337. P. 373-378.
- Merkel, A.W., Thomas, G.E., Palo, S.E., Bailey, S.M., 2003.** Observations of the 5-day planetary wave in PMC measurements from the Student Nitric Oxide Explorer Satellite. *Geophysical Research Letters* 30 (4), 1196.
- Merkel, A.W., Garcia, R.R., Bailey, S.M., Russell III, J.M., 2008.** Observational studies of planetary waves in PMCs and mesospheric temperature measured by SNOE and SABER. *J. Geophysical Research.* V. 113, D14202, doi:10.1029/2007JD009396.
- Miyoshi Y. 2003.** Effects of the stratospheric sudden warming on the temperature in the MLT region // *Advances in Polar Upper Atmospheric Research.* №17. P. 1-12.
- Mlynczak M. G. 1997.** Energetics of the mesosphere and lower thermosphere and the SABER experiment // *Adv. Space Res.* V. 20. No. 6. P. 1177–1183.
- Moffat-Griffin, T.; Hibbins, R.E.; Nielsen, K.; Jarvis, M.J.; Taylor, M.J. 2008.** Observing mesospheric gravity waves with an imaging riometer. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, V. 70/ No.10. P. 1327-1335.
- Montenbruck O., Pflieger T., 2000.** *Astronomy on the personal computer*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Moreels G., Hersé M. 1977.** Photographic evidence of waves around the 85 km level// *Planet. Space Sci.* V. 25. No. 3. P. 265 - 273.
- Muller, H.G., Nelson, L., 1978.** A travelling quasi 2-day wave in the meteor region. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 40, 761-766.

- Mulligan F.J., Horgan D.F., Galligan J.G., Griffin E.M. 1995.** Mesopause temperatures and integrated band brightnesses calculated from airglow OH emissions recorded at Maynooth (53.2° N, 6.4° W) during 1993 // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 57. № 13. P. 1623-1637.
- Mulligan F.J., Lowe R.P. 2008.** OH-equivalent temperatures derived from ACE-FTS and SABER temperature profiles – a comparison with OH*(3-1) temperatures from Maynooth (53.2°N, 6.4°W)// *Ann. Geophys.*, V. 26, P. 795–811, www.ann-geophys.net/26/795/2008/
- Murphy, D. M., T. Koop, 2005.** Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications, *Quart. J. Royal Met. Soc.*, V. 131, P. 1539-1565.
- Naoe, H., K. Shibata 2010.** Equatorial quasibiennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation, *J. Geophys. Res.*, 115, D19102, doi:10.1029/2009JD012952
- NASA 2012.** sites.wff.nasa.gov/code840/atrex.html
- Niciejewski R.J., Killeen T.L. 1995.** Annual and semi-annual temperature oscillations in the upper mesosphere // *Geophys. Res. Lett.* V. 22. № 23. P. 3243-3246.
- Occhipinti G., Coisson P., Makela J.J., Allgeyer S., Kherani A., Hébert H., Lognonné P. 2011.** Three-dimensional numerical modeling of tsunami-related internal gravity waves in the Hawaiian atmosphere. *Earth Planets Space* V. 63(7):847–851, doi:10.5047/eps.2011.06.051
- Offermann D., Gusev O., Donner M., Forbes J.M., Hagan M., Mlynczak M.G., Oberheide J., Preusse P., Schmidt H., Russell III J.M. 2009.** Relative intensities of middle atmosphere waves // *J. Geophys. Res.* V.114. D06110, doi: 10.1029/2008JD010662.
- Offermann D., Hoffmann P., Knieling P., Koppmann R., Oberheide J., Steinbrecht W. 2010.** Long-term trends and solar cycle variations of mesospheric temperature and dynamics // *J. Geophys. Res.* V. 115. D18127, doi:10.1029/2009JD013363.
- Olivero J.J., Thomas G.E., 1986.** Climatology of polar mesospheric clouds. *J. Atmosph. Sci.*, V. 46. P. 1263.
- Orland, D.A., Hays, P.B., Skinner, W.R., et al. , 1998.** Remote Sensing of mesospheric temperature and O₂(¹Σ) volume emission rate with the high-resolution doppler imager. *J. Geophys. Res.* V. 103, P. 821–1836.
- Paton J. 1971.** Noctilucent clouds// *Meteorol. Mag.*, V.100, P. 179-182.
- Pautet, P.-D., Stegman, J., Wrasse, C. M., Nielsen, K., Takahashi, H., Taylor, M. J., Hoppel, K. W., and Eckermann, S. D., 2011.** Analysis of gravity waves structures visible in noctilucent cloud images, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.*, 73, 2082–2090, doi:10.1016/j.jastp.2010.06.001
- Pautet, P.-D., M. J. Taylor, W. R. Pendleton, Jr., Y. Zhao, T. Yuan, R. Esplin, D. McLain. 2014.** Advanced mesospheric temperature mapper for high-latitude airglow studies. *Applied Optics*, V. 53, No 26, P. 5934-5943. <http://dx.doi.org/10.1364/AO.53.005934>
- Pendleton W.R., Taylor M.J., Gardner L.C. 2000.** Terdiurnal oscillations in OH Meinel rotational temperatures for fall conditions at northern mid-latitude sites. *Geophys. Res. Lett.* V. 27. No. 12. P. 1799-1802.
- Perminov, V.I., R.P.Lowe, N.N.Pertsev. 1999.** Longitudinal variations in the hydroxyl nightglow. *Adv. Space Res.* V. 24. N.11. P. 1609-1612.
- Pertsev N.N. 1994.** A weak sensitivity of gravity waves near mesopause to solar and magnetic activity//SCOSTEP. Proceedings of Eighth international symposium on Solar Terrestrial Physics.

Part -1. P. 213 (1-4).

Pertsev N. N., V. I. Perminov, R. P. Lowe, R. DeSerranno. 1999. Effect of Vertical Motion of the hydroxyl Nightglow Layer on the observed variation of rotational temperature. Intern. J. Geomag. Aeron. 1999. V.1. N.3, P. 259-265

Pertsev N. N., A. I. Semenov, N. N. Shefov. 2005. Long-term variations of temperature and neutral density of the mid-latitude atmosphere by rocket and optical data. Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway, 30 May - 2 June (ESA SP-590 edited by B. Warmbein, ESA Publications Division), P. 245 – 250.

Pertsev N.N., A.I. Semenov, N.N. Shefov. 2006. Empirical Model of Vertical Structure of the Middle Atmosphere: Seasonal Variations and Long-Term Changes of Temperature and Number Density. Adv. Space Res., V. 38, N 11, P.2465-2469, doi:10.1016/j.asr.2006.02.079

Pertsev N., Dalin P., Romejko V. 2007. A lunar signal in summer nighttime tropospheric cloudiness and in Noctilucent clouds// Proc. 18th ESA Symposium on ‘European Rocket and Balloon Programmes and Related Research’, Visby, Sweden, 3–7 June 2007 (ESA SP-647), P. 589-592.

Pertsev N., Perminov V. 2008. Response of the mesopause airglow to solar activity inferred from measurements at Zvenigorod, Russia// Annales Geophys., V. 26, № 5, 1049-1056.

Pertsev N., Dalin P. 2010. Lunar semimonthly signal in cloudiness: lunar-phase or lunar-declination effect? //Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 72, 713-717, doi:10.1016/j.jastp.2010.03.013.

Pertsev N., P. Dalin, V. Perminov, V. Romejko, A. Dubietis, R. Balčiunas, K. Černis, M. Zalcik. 2014. Noctilucent clouds observed from the ground: sensitivity to mesospheric parameters and long-term time series. Earth, Planets and Space. 2014, V. 66:98

<http://www.earth-planets-space.com/content/66/1/98>

Peterson A. W. 1979. Airglow events visible to the naked eye // Appl.Opt. V. 18. No. 20. P. 3390 - 3393.

Pfaff R., Holzworth R., Goldberg R. et al., 2001. Rocket probe observations of electric field irregularities in the polar summer mesosphere. Geophysical Research Letters. V. 28, No. 8, P. 1431–1434

Picone, J.M., Hedin, A.E., Drob, D.P. et al. , 2002. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues, J. Geophys. Res., 107(A12), 1468, doi:10.1029/2002JA009430.

Pogoreltsev A.I. 1996. Simulation of the influence of stationary planetary waves on the zonally averaged circulation of the mesosphere/lower thermosphere region// J. Atmos. Terr. Phys. V. 58. No. 7. P. 901-910.

Pogoreltsev, A., 1999. Simulation of planetary waves and their influence on the zonally averaged circulation in the middle atmosphere. Earth Planets and Space 51, 773-784.

Pogoreltsev A.I., Sukhanova S.A. 1993. Simulation of the global structure of stationary planetary waves in the mesosphere and lower thermosphere// J. Atmos. Terr. Phys. V. 55. No. 1. P. 33-40.

- Pogoreltsev A.I., Pertsev N.N. 1994.** A model for a simulation of the solar cycle variation in the thermospheric gravity wave activity// SCOSTEP. Proceedings of Eighth international symposium on Solar Terrestrial Physics. Part -1. P. 214 (1-4).
- Pogoreltsev, A. I., Pancheva D., Mitchel N.J. 2002a.** Secondary planetary waves in the middle atmosphere: numerical simulation and analysis of the neutral wind data//J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 64. P. 1251-1261.
- Pogoreltsev A.I., Fedulina I.N., Mitchell N.J., Muller H.G., Luo Y., Meek C.E., Manson A.H. 2002b.** Global free oscillations of the atmosphere and secondary planetary waves in the MLT region during August/September time conditions//J. Geophys. Res. V. 107(D24). doi:10.1029/2001JD001535.
- Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Fröhlich K., Jacobi Ch. 2007.** Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere//J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 69. № 17-18. P. 2083-2101. doi:10.1016/j.jastp.2007.05.014.
- Pogoreltsev A., Kanukhina A., Suvorova E., Savenkova E. 2009.** Variability of Planetary Waves as a Signature of Possible Long-term Trends//J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 71. doi:10.1016/j.jastp.2009.05.011.
- Portnyagin Yu. I. et al., 1977.** Zur Abhängigkeit der Windparameter der Mesopausenregion vom 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität, Phys. Solariterr., 5, P. 91-96.
- Portnyagin Yu.I. 1984.** Basic features of global circulation in the mesopause- lower thermosphere region // Handbook for MAP. V. 10. P. 134 - 142.
- Portnyagin Yu.I., Kajdalov O. V. 1986.** Tides in the 80 - 100 km height region // J. Atmos. Terr. Phys. V. 48. No. 11 - 12. P. 1159 - 1173.
- Portnyagin Yu.I., Solovjova T.V., 2000.** Global empirical wind model for the upper mesosphere/ lower thermosphere. I. Prevailing wind // Ann. Geophys. V. 18. No. 3. P. 300-315.
- Portnyagin Yu., Solovjova T., Merzlyakov E., Forbes J. et al. 2004.** Mesosphere/ lower thermosphere prevailing wind model// Adv. in Space Research 2004. V. 34. № 8. P. 1755-1762.
- Rapp, M., F.-J. Lübken, A. Müllemann, G. Thomas, E. Jensen. 2002.** Small scale temperature variations in the vicinity of NLC: Experimental and model results, J. Geophys. Res., 107(D19), 4392, doi:10.1029/2001JD001241.
- Rapp, M., F.-J. Lübken. 2004.** Polar mesosphere summer echoes (PMSE): review of observations and current understanding. Atmos. Chem. Phys., 4, 2601–2633, 2004
www.atmos-chem-phys.org/acp/4/2601/.
- Rees, D., U. von Zahn, G. von Cossart, K. H. Fricke, W. Eriksen and J. A. McKay, 2000.** Daytime lidar measurements of the stratosphere and mesosphere at the ALOMAR observatory, Adv. Space Res., 26, No. 6, 893-902, doi:10.1016/S0273-1177(00)00027-2.
- Reisin E.R., Scheer J. 2004.** Gravity wave activity in the mesopause region from airglow measurements at El Leoncito // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 66. P. 655–661.
- Reisin E.R., Scheer J. 2009.** Evidence of change after 2001 in the seasonal behaviour of the mesopause region from airglow data at El Leoncito // Adv. Space Res. V. 44. № 3. P. 401-412.
- Roble, R. G., R. E. Dickinson. 1989.** How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere? Geophys. Res. Lett., 16, 1441–1444.
- Romejko, V.A., P.A. Dalin, N.N. Pertsev. 2003.** 40 years of Noctilucent Cloud Observations

near Moscow: database and simple statistics//JGR. V.108, No D8, 8443, doi: 10.1029/2002JD002364.

Rong P.P., Russell III J.M., Hervig M.E., Bailey S.M. 2012. The roles of temperature and water vapour at different stages of the polar mesosphere cloud season// J. Geophys. Res. V. 117. D04208, doi:10.1029/2011JD016464.

Russell, J. M., III, Gordley L.L., Park J.H., et al., 1993. The Halogen Occultation Experiment, J. Geophys. Res., V. 98, No. D6, P. 10,777– 10,797.

Salby, M. L., 1981. Rossby normal modes in nonuniform background configurations. Part II: equinox and solstice conditions. Journal of the Atmospheric Sciences 38, 1827-1840.

Salby, M.L., 1984. Survey of planetary-scale traveling waves: the state of theory and observations. Reviews of Geophysics and Space Physics 22 (2), 209–236.

Salby, M.L., 1996. Fundamentals of atmospheric physics. Academic Press, 627 p.

Sargoytchev S. I., Brown S., Solheim B. H., Cho Y., Shepherd G. G., López-González M. J. 2004. Spectral Airglow Temperature Imager (SATI): a Ground-Based Instrument for the Monitoring of Mesosphere Temperature // App. Opt. V. 43. № 30. P. 5712-5721.

Sassi F., Garcia R.R., Hoppel K.W. 2012. Large-scale Rossby normal modes during some recent Northern Hemisphere winters//J. Atmos. Sci. V. 69. P. 820-839.

von Savigny C. 2011. Evidence for a QBO signature at the polar summer mesopause. Presentation at SADDU Meeting, March 1/2, 2011, IUP Bremen.

Schilling G.F. 1965. Latitudinal Variation of Mesopause Height Inferred from Eclipse Observations. J. Atmos. Sci., V. 22, 110–115.

doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1965\)022<0110:LVOHMI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1965)022<0110:LVOHMI>2.0.CO;2)

Schminder R., Kürschner D. 1981. Wind field anomalies in the upper mesopause region over Central Europe and the major stratospheric warming in February 1981 // J. Atmos. Terr. Phys. V. 43. № 7. P. 735-736.

Schröder W. 1974. Noctilucent clouds and mesospheric circulation. Idöjaras. V. 28. P. 31-40.

Schröder W. 1998. Noctilucent clouds// IAGA. Bremen. 339 p.

Schwartz M.J., Lambert A., Manney G.L. et al. 2008. Validation of the AURA Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements// J. Geophys. Res. V. 113. D15S11, doi:10.1029/2007JD008783.

Scott R. K., L.M. Polvani. 2006. Internal variability of the winter stratosphere. Part I: Time independent forcing//J. Atmos. Sci. V. 63. P. 2758-2776.

Seele, C., P. Hartogh 1999. Water vapor of the polar middle atmosphere: Annual variation and summer mesosphere conditions as observed by ground-based microwave spectroscopy, Geophys. Res. Lett., 26(11).

Semenov A.I. 2000. Long term temperature trends for different seasons by hydroxyl emission // Phys. Chem. Earth (B). V.25, № 5-6, P. 525-529.

Semenov A. I., Shefov N.N., Lysenko E.V., Givishvili G.V., Tikhonov A.V. 2002. The seasonal peculiarities of behavior of the long-term temperature trends in the middle atmosphere at the mid-latitudes // Phys. Chem. Earth. V. 27, N 6-8, P. 529-534.

Semenov A. I., Shefov N.N., Medvedeva I.V. 2012. Orographic disturbances in the upper atmosphere// J. Atmos. Sol. Terr. Phys. V. 90-91. P. 124-131.

- Senft D.C., Papen G.C., Gardner C.S. Yu J.R., Krueger D.A., She C.Y. 1994.** Seasonal variations of the thermal structure of the mesopause region at Urbana, IL (40° N, 88° W) and Ft. Collins, CO (41° N, 105° W) // *Geophys. Res. Lett.* V. 21. № 9. P. 821-824.
- P. E. Sheese, K. Strong, E. J. Llewellyn, R. L. Gattinger, J. M. Russell III, C. D. Boone, M. E. Hervig, R. J. Sica, J. Bandoro. 2012.** Assessment of the quality of OSIRIS mesospheric temperatures using satellite and ground-based measurements. *Atmos. Meas. Tech.*, V. 5, P. 2993–3006, www.atmos-meas-tech.net/5/2993/2012/doi:10.5194/amt-5-2993-2012
- Shefov N.N. 1973.** Relations between the hydroxyl emission of the upper atmosphere and the stratospheric warmings // *Gerlands Beitr. Geophysik.* V. 82. № 2. P. 111-114.
- Shefov N.N., Pertsev N.N. 1984.** Orographic disturbances of the upper atmosphere emissions. // *Handbook for MAP*, V. 10, 171-175.
- Shefov N.N., Semenov A.I., Pertsev N.N. 2000.** Dependencies of the amplitude of the temperature enhancement maximum and atomic oxygen concentrations in the mesopause region in seasons and solar activity level // *Phys. Chem. Earth (B)*, V. 25, No. 5-6, P. 537-539.
- Shepherd G.G., Thuillier G., Solheim B. H. et al. 1993.** Longitudinal structure in atomic oxygen concentrations observed with WINDII on UARS. *Geoph. Res. Lett.* V. 20. P. 1303-1306.
- Shepherd G.G., Thuillier G., Gault W. A. et al. 1993b.** WINDII: The wind imager interferometer on the Upper atmosphere research satellite. *J. Geophys. Res.*, V. 98, P. 10725.
- Shettle, E.P., M. T. DeLand, G. E. Thomas, J. J. Olivero. 2009.** Long term variations in the frequency of polar mesospheric clouds in the Northern Hemisphere from SBUV, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02803, doi:10.1029/2008GL036048
- Shibata T. 1986.** Two classes of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed by an HF Doppler array // *J. Geomag. Geoelectr.* V. 38. P. 779-796.
- Shiokawa K., Katoh Y., Satoh M. et al. 1999.** Development of optical mesosphere thermosphere imagers (OMTI) // *Earth, Planets Space*, V. 51, P. 887-896.
- Sidorenkov N.S., Zhigailo T.S. 2013.** Geophysical effects of the Earth's monthly motion. *Odessa Astronomical Publications*, V. 26 No.2 P. 285-287.
- Siebert, L., Simkin, T., and Kimberly, P. 2010.:** *Volcanoes of the World*, Third Edn., University of California Press, Los Angeles, 551 p.
- Sigernes F., Shumilov N., Deehr C.S., Nielsen K.P., Svenøe T., Havnes O. 2003.** Hydroxyl rotational temperature record from the auroral station in Adventdalen, Svalbard (78°N, 15°E) // *J. Geophys. Res.* V.108. №A9. 1342, doi: 10.1029/2001JA009023.
- Simmons D.A.R., McIntosh D.H., 1983.** An analysis of noctilucent cloud over western Europe during the period 1966 to 1982 // *Meteorol. Magazine.* V. 112. P. 289-299.
- Siskind D.E., Coy L., Espy P. 2005.** Observations of stratospheric warmings and mesospheric coolings by the TIMED SABER instrument // *Geophys. Res. Lett.* V.32. L09804, doi: 10.1029/2005GL022399.
- Siskind D.E., S.D. Eckermann, J.P. McCormack, L.Coy, K.W. Hoppel, N.L. Baker. 2010.** Case studies of the mesospheric response to recent minor, major and extended stratospheric warmings // *J. Geophys. Res.*, V. 115, D00N03, doi: 10.1029/2010JD014114
- Slipher V.M. 1929.** Emissions in the spectrum of the light of the night sky. *Publ. Astron. Soc. Pac.* V.41. P. 269.

- Smith A.K. 1996.** Longitude variations in mesospheric winds: evidence for gravity waves filtering by planetary waves. *J. Atmos. Sci.* V. 53. No. 8. P. 1156-1173.
- Smith A.K., 1997:** Stationary planetary waves in upper-mesospheric winds. *J. Atmos. Sci.*, V. 54, 2129–2145.
- Smith A.K. 2003.** The Origin of Stationary Planetary Waves in the Upper Mesosphere// *J. Atmos. Sci.*, V. 60, 3033–3041.
- Smith A. 2004.** Physics and chemistry of the mesopause region // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* V. 66. P. 839-857.
- Sox, L., Wickwar, V. B., Herron, J. P., Emerick, M. T., 2013.** Rayleigh Lidar Temperature Studies in the Upper Mesosphere and Lower Thermosphere/ Poster Presentation, CEDAR Workshop, Boulder, CO, USA (доступен на digitalcommons.usu.edu).
- Stan C., Straus D.M. 2009.** Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events// *J. Geophys. Res.* V. 114, D12103, doi:10.1029/2008JD011277.
- Starkov G.V., Yevlashin L.S., Semenov A.I., Shefov N.N. 2000.** A subsidence of the thermosphere during 20th century according to the measurements of the auroral heights // *Physics and Chemistry of the Earth. Part B.* V. 25, N 5-6, P. 547-550.
- Stening, R. J., J. M. Forbes, M. E. Hagan, A. D. Richmond. 1997,** Experiments with lunar atmospheric tidal model, *J. Geophys. Res.*, 102, 13,465–13,471, doi:10.1029/97JD00778.
- Stray, N.H., Espy P.J., Limpasuvan V., Hibbins R.E. 2014.** Characterisation of quasi-stationary planetary waves in the Northern MLT during summer. *Journal of Atm. Solar-Terrestrial Physics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2014.12.003>
- Stroud, W. G., W. Nordberg, W. R. Bandeen, F. L. Bartman, P. Titus. 1960.** Rocket-grenade measurements of temperatures and winds in the mesosphere over Churchill, Canada, *J. Geophys. Res.*, V. 65. No. 8, 2307–2323, doi:10.1029/JZ065i008p02307.
- Sugiyama T. 1998.** Statistical study of noctilucent clouds occurrence in Western Europe// *Proc. NIPR Symp. Upper Atmos. Phys.* V.11. P. 81-87.
- Suzuki, S., K. Shiokawa, Y. Otsuka, T. Ogawa, K. Nakamura, T. Nakamura 2007.** A concentric gravity wave structure in the mesospheric airglow images, *J. Geophys. Res.*, V. 112, D02102, doi:10.1029/2005JD006558.
- Swarztrauber P.N., Kasahara A. 1985.** The vector harmonic analysis of Laplace's tidal equations// *SIAM J. Sci. Stat. Comp.* V. 6. P. 464-491.
- Swinbank R., O'Neill A, 1994.** A stratosphere-troposphere assimilation system// *Mon. Weather Rev.* V. 122. P. 686-702.
- Tahira M.A. 1988.** Study of the long range propagation of infrasonic waves in the atmosphere (I). Observation of the volcanic infrasonic waves propagating through the thermospheric duct // *J. Meteorol. Soc. Japan.* V.66. N.1. P. 17-26.
- Tanaka H. 1986.** A slowly varying model of the lower stratospheric zonal wind minimum induced by mesoscale mountain wave breakdown. *J. Atmos. Sci.*, V. 43, N 18. P. 1881-1892.
- Taylor M.J., Hapgood MA., Rothwell P. 1987.** Observations of gravity wave propagation in the OI (557.7 nm), Na (589.2 nm) and the near infrared OH nightglow emissions // *Planet. Space Sci.* V. 35. No. 4. P. 413 - 427.
- Taylor M.J., Hill M.J. 1991.** Near infrared imaging of hydroxyl wave structure over an ocean

site at low latitudes // *Geophys. Res. Lett.* V. 18. No. 7. P. 1333 - 1336.

Taylor M.J., Espy P J., Baker DJ., Sica RJ., Neal P.C., Pendleton W.R. 1991. Simultaneous intensity, temperature and imaging measurements of short period wave structure in the OH nightglow emission // *Plan. Space Sci.* V. 39. No. 8. P. 1171 - 1188.

Taylor, M. J., Turnbull, D. N., Lowe, R. P. 1995. Spectrometric and imaging measurements of a spectacular gravity wave event observed during the ALOHA-93 campaign, *Geophys. Res. Lett.*, V. 20, P. 2849–2852.

Taylor, M.J., Gadsden, M., Lowe, R. P., Zalcik, M. S., Brausch, J., 2002. Mesospheric cloud observations at unusually low latitudes, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 64, 991–999.

Tepley, C. A., R. G. Burnside, J. W. Meriwether, Jr. 1981. Horizontal thermal structure of the mesosphere from observations of OH (8-3) band emission. *Plan. Space Sci.* V. 29, P.1241–1249.

Thayaparan T. 1997. The terdiurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere over London, Canada (43°N, 81°W). *J. Geophys. Res.* V. 102(D18). P. 21695–21708.

Thomas G.E., Olivero J.J., Jensen E.J., Schroeder W., Toon O.B. 1989. Relation between increasing methane and the presence of ice clouds at the mesopause// *Nature* V. 338. P. 490–492

Thomas G.E. 1996. Global change in the mesosphere – lower thermosphere region: has it already arrived? // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* V. 58. No. 14. P. 1629 – 1656.

Torrence Ch., Compo G.P. 1998. A practical guide to wavelet analysis// *B. Am. Meteorol. Soc.* V. 79. P. 61-78.

Trowbridge C.C. 1907. Physical nature of meteor trains. *Ap. J.* V. 26. 95-116.

Ugolnikov O.S., Maslov I.A. 2013. Summer mesosphere temperature distribution from wide-angle polarization measurements of the twilight sky. *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* V.105-106. P. 8–14.

Veretenenko, S., M. Ogurtsov. 2014. Stratospheric polar vortex as a possible reason for temporal variations of solar activity and galactic cosmic ray effects on the lower atmosphere circulation. *Advances in Space Research* V.54. No. 12. P. 2467–2477

Vestine E.H. 1934. Noctilucent clouds// *J. Roy. Astron. Soc. Canada.* V. 28. No. 7. P. 303-317.

Vincent R.A. 1984. MF/HF radar measurements of the dynamics of the mesosphere region—A review//*J. Atmos. Terr. Phys.* V. 46. P. 961-974.

Vlasov M.N., Kelley M.C. 2012. Eddy turbulence, the double mesopause, and the double layer of atomic oxygen. *Ann. Geophys.* , V. 30, P. 251-258.

Wang D.Y., Ward W.E., Shepherd G.G., Wu D.-L. 2000. Stationary planetary waves inferred from WINDII wind data taken within altitudes 90-120 km during 1991-96. *J. Atm. Sci.*, V. 57, No. 12. P. 1906-1918.

Wang D.Y., Ward W.E., Solheim B.H., Shepherd G.G. 2002. Longitudinal variations of green line emission rates observed by WINDII at altitudes 90-120 km during 1991-1996. *J. Atm. Solar-Ter. Phys.*, V. 64, P. 1273-1286.

Weinstock J. 1986. Finite amplitude gravity waves: harmonics, advective steepening and saturation. *J. Atm. Sci.* V. 43. P. 688-703.

Wiens R.H., Zhang S.P., Peterson R., Shepherd G.G. 1995. Tides in emission rate and temperature from the O₂ nightglow over Bear Lake Observatory// *Geophys. Res. Lett.* V.22. P. 2637-2640.

- Witt G. 1962.** Height, structure and displacements of noctilucent clouds. *Tellus*. V. 14. P. 1-18.
- Xu, J., A. K. Smith, W. Yuan, H.-L. Liu, Q. Wu, M. G. Mlynczak, J. M. Russell III. 2007.** Global structure and long-term variations of zonal mean temperature observed by TIMED/SABER, *J. Geophys. Res.*, 112, D24106, doi:10.1029/2007JD008546.
- Xu, J., H.-L. Liu, W. Yuan, A. K. Smith, R. G. Roble, C. J. Mertens, J. M. Russell III, M. G. Mlynczak. 2007 b.** Mesopause structure from Thermosphere, Ionosphere, Mesosphere, Energetics, and Dynamics (TIMED)/Sounding of the Atmosphere Using Broadband Emission Radiometry (SABER) observations, *J. Geophys. Res.*, 112, D09102, doi:10.1029/2006JD007711
- Xu X., Manson AH., Meek C.E. et al. 2009.** Relationship between variability of the semidiurnal tide in the Northern Hemisphere mesosphere and quasi-stationary planetary waves throughout the global middle atmosphere. *Ann. Geophys.* V. 27. P. 4239-4256.
- Yee, J. H., G. Crowley, R. G. Roble, W. R. Skinner et al., 1997.** Global simulations and observations of $O(^1S)$, $O_2(^1\Sigma)$ and OH mesospheric nightglow emissions, *J. Geophys. Res.*, V. 102, P. 19949.
- Yoder, C. F., J. G. Williams, M. E. Parke, 1981.** Tidal variations of Earth rotation. *J. Geophys. Res.*, V. 86(B2), P. 881–891.
- Yu Y., Hickey M.P. 2007.** Numerical modeling of a gravity wave packet ducted by the thermal structure of the atmosphere. *J. Geophys. Res.* V.112, A06308, doi:10.1029/2006JA012092
- Yuan T., Thurairajah B., She C.- Y, Chandran A., Collins R.L., Krueger D.A. 2012.** Wind and temperature response of midlatitude mesopause region to the 2009 sudden stratospheric warming // *Geophys. Res.* V. 117. D09114. doi:10.1029/2011JD017142.
- Yue J. 2014.** New satellite observations yield clear evidence of lower to upper atmosphere coupling. SCOSTEP Newsletter. http://www.yorku.ca/scostep/?page_id=135 . P. 7-8.
- Yue, J., B. Thurairajah, L. Hoffmann, J. Alexander, A. Chandran, M. J. Taylor, J. M. Russell III, C. E. Randall, S. M. Bailey. 2014.** Concentric gravity waves in polar mesospheric clouds from the Cloud Imaging and Particle Size experiment, *J. Geophys. Res. Atmos.*, V. 119, P. 5115–5127, doi:[10.1002/2013JD021385](https://doi.org/10.1002/2013JD021385).
- Zalcik M.S., Noble M.P., Dalin P., et al. 2014.** In search of trends in noctilucent cloud incidence from the La Ronge flight service station (55N 105W). *J. Roy. Astron. Soc. Can.* V. 108. P.148–155
- Zaragoza G, Taylor F.W., López-Puertas M. 2001.** Latitudinal and longitudinal behavior of the mesospheric OH nightglow layer as observed by the Improved Stratospheric and Mesospheric Sounder on UARS. *J. Geophys Res.*, V. 106: 8027-8033.