

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

На правах рукописи

Марчук Екатерина Артемовна

**РОЛЬ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В МОДУЛЯЦИИ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И ГАЗООБМЕНА
МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И ОКЕАНОМ**

Специальность 1.6.18 —

«Науки об атмосфере и климате»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

Доктор физико-математических наук
Репина Ирина Анатольевна

Москва - 2026

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ОБЗОР МЕТОДОВ И СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ОКЕАНЕ И АТМОСФЕРЕ	19
1.1 Внутренние волны в океане как предмет исследования.....	19
1.1.1 Понятие внутренних волн	19
1.1.2 Механизмы генерации внутренних волн	20
1.1.3 Дистанционные методы измерения характеристик внутренних волн	22
1.1.4 Контактные методы измерения характеристик внутренних волн	24
1.2 Внутренние волны в атмосфере как предмет исследования	25
1.2.1 Понятие внутренних гравитационных волн (ВГВ)	25
1.2.2 Механизмы генерации внутренних гравитационных волн	26
1.2.3 Контактны и дистанционные методы измерения	26
1.3 Выводы к главе	28
ГЛАВА 2. АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ И МЕХАНИЗМА ГЕНЕРАЦИИ ВНУТРЕННИХ ВОЛН СУБМЕЗОМАСШТАНЫМИ ВИХРЯМИ В РАЙОНЕ МОЗАМБИКСКОГО ПРОЛИВА	30
2.1 Генерация внутренних волн вихрями	30
2.2 Методика и материалы	33
2.3 Исходные данные	38
2.4 Моделирование формы волновых гребней внутренних волн, генерируемых движущимися неоднородностями плотности на периферии вихря	47
2.5 Выводы к главе	61
ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРЕННИХ ВОЛН В КАРСКОМ МОРЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА И ИМПУЛЬСА НАД МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ	62
3.1 Внутренние волны в арктических морях	62
3.2 Приборы и методы	67
3.3 Методика обработки данных	70
3.3.1 Спектральный метод	72
3.3.2 Прогрессивный многоканальный корреляционный метод	74
3.3.3 Метод расчёта турбулентных потоков COARE	75
3.3.4 Статистическая оценка значимости и проверка стационарности	79

3.4 Определение направления распространения и скорости короткопериодных внутренних волн, наблюдавшихся во время дрейфа судна 12.08.2021 (Станция 3911)	80
3.5 Кросс-спектры между флуктуациями температуры воды (термокоса), температуры поверхности (ТПО) и флуктуациями метеопараметров в приводном слое атмосферы	87
3.6 Оценка влияния внутренних волн на флуктуации атмосферного давления в приводном слое атмосферы	98
3.7 Анализ мезомасштабных вариаций вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса вблизи поверхности Карского моря	103
3.8 Выводы к главе 3	108
ГЛАВА 4. ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН НА ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА, ИМПУЛЬСА И КОНЦЕНТРАЦИИ CO₂ В ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ВБЛИЗИ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ	111
4.1 Внутренние гравитационные волны и атмосферные примеси	114
4.2 Методика и материалы	119
4.3 Исходные данные	122
4.4 Частотные спектры и кросс-спектры мезомасштабных вариаций метеопараметров и вертикальных турбулентных потоков тепла, импульса и концентрации CO ₂	123
4.5 Определение характеристик ВГВ (когерентностей, азимутов и скоростей распространения) корреляционным методом	135
4.6 Влияние индуцируемой волнами и приливами адвекции частиц среды на формирование наблюдаемых спектров	144
4.6 Выводы к главе 4	148
Заключение	152
Список условных сокращений	156
Список литературы	157
Список рисунков	174
Список таблиц	179

Введение

Диссертация посвящена исследованию влияния внутренних волн на процессы **тепло- и газообмена между атмосферой и океаном** и механизма возникновения пространственно-временной модуляции обменных процессов.

Мезомасштабные волновые и вихревые структуры в атмосфере и океане имеют пространственные масштабы от сотен метров до десятков километров. Время жизни таких явлений составляет от нескольких часов до нескольких суток. Основные формирующие факторы – стратификация среды и вращение Земли, приток солнечной энергии и воздействие ветра. К таким явлениям в океане относятся инерционные колебания, приливные колебания, внутренние волны и вихри. В атмосфере к мезомасштабным процессам относят местные ветровые циркуляции (бризы, фён, бора), горно-долинные циркуляции, линии шквалов, мезоциклоны, конвективные ячейки и т.д. [Вельтищев, 1988]. Кроме того, в литературе, в последние десятилетия особое внимание уделяется субмезомасштабным явлениям, которые имеют пространственные масштабы порядка единиц километров, а время жизни - от нескольких часов до нескольких суток [Thomas et al., 2008].

Внутренние гравитационные волны возникают в результате колебательных движений частиц устойчиво стратифицированной среды (в океане или атмосфере), вызванных силами плавучести [Migropolsky, 2001]. Внутренние волны в океане имеют длины волн от сотен метров до сотен километров, периоды от нескольких минут до нескольких часов и скорость распространения до десятков см/с. Горизонтальные масштабы внутренних волн в атмосфере варьируются от нескольких километров до масштабов, сопоставимых с радиусом Земли. Периоды линейных внутренних волн лежат между периодом Брента-Вяйсяля и инерционным периодом (обратный параметр Кориолиса) [Holton, 1992].

Океанические волны, как поверхностные, так и внутренние, модулируют процессы обмена энергией, импульсом и влагой между атмосферой и океаном, тем самым влияя и на динамику пограничного слоя атмосферы [Liu, 2024]. Вызванные волнами поверхностные напряжения изменяют шероховатость поверхности, тем самым модулируя изменения в приводном слое атмосферы. Нелинейные океанические внутренние волны могут вызывать модуляцию поверхностного напряжения, создавая локализованный сдвиг скорости ветра, усиливающий поток импульса между атмосферой и океаном [Ortiz-Suslow et al., 2019].

С другой стороны, модуляцию вертикальных турбулентных потоков импульса и тепла в устойчиво-стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС) вызывают также атмосферные внутренние гравитационные волны (ВГВ) [Zaitseva et al., 2024]. По измерениям скорости ветра на разных высотах АПС с помощью содара и акустических термоанемометров в

работе [Zaitseva et al., 2024] наблюдалось усиление кинетической энергии турбулентных пульсаций скорости ветра и турбулентных потоков импульса и тепла в АПС в интервалы времени прохождения пакетов короткопериодных ВГВ с периодами 5-6 мин.

При этом, до настоящего времени остается открытым вопрос о том, каковы источники и физический механизм возникновения наблюдаемой квазипериодической модуляции вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса в приводном слое атмосферы в широком диапазоне периодов, от десятков минут до суток.

Актуальность исследования

Актуальность темы диссертации обусловлена необходимостью параметризации влияния волновых процессов в океане и атмосфере на турбулентные потоки тепла, импульса и газовых примесей в численных моделях прогноза погоды и изменений климата.

Внутренние волны способствуют вертикальному перемешиванию океана, а также горизонтальному и вертикальному переносу энергии и импульса в нем, тем самым оказывая влияние на динамику и температурную стратификацию океана в целом. Таким образом, их изучение имеет важное прикладное значение, например, для подводного мореплавания и решения задач подводной акустики [Коняев, Сабинин, 1992]. Они распространяются во всей толще океана и играют важную роль в трансформации водных масс, захватывая и вентилируя более глубокие воды или опуская плотные поверхностные воды за счёт глубины перемешанного слоя. Верхние слои океана, в свою очередь, являются проводником между атмосферой и внутренней частью океана, поэтому понимание процессов, вызывающих изменение перемешанного слоя, имеет первостепенное значение для моделирования теплообмена и поглощения углерода океаном [Abernathy et al., 2016; Sallée et al., 2012].

Внутренние гравитационные волны в атмосфере могут распространяться вверх на очень большие высоты (до 400 км [Nishioka et al., 2013]) и переносить энергию и импульс от своего источника (обычно в тропосфере) до уровня, где они обрушиваются из-за сдвиговых и конвективных неустойчивостей, генерируя турбулентность, и рассеиваются, оказывая тем самым влияние на термический режим и динамику верхней атмосферы. Таким образом, внутренние волны в атмосфере влияют на структуру атмосферной циркуляции и погоду [O'Connor, 1963], одновременно с этим вызывая изменение направления меридионального термического градиента в мезосфере [Fritts, Alexander, 2003]. Кроме того, их неустойчивость может выступать в качестве источника вторичных волн, оказывающих воздействие на термосферу [Oyama, Watkins, 2012].

Учет процессов, характеризующих взаимодействие океана и атмосферы в глобальных и региональных моделях климатической системы, имеющих масштабы, малые по сравнению с размерами численной сетки этих моделей, имеет решающее значение для улучшения моделирования климата и прогноза погоды, как в тропическом регионе, так и в полярных областях [Seo et al., 2023; Vihma et al., 2014; Репина и др., 2019]. Основными направлениями, по которым в настоящее время происходит совершенствование численных моделей изменения климата и прогноза погоды, являются повышение пространственного разрешения в этих моделях и совершенствование методов параметризации процессов с подсеточными масштабами [Дымников, 2015]. Рассмотрим подробнее оба этих направления.

Во-первых, размеры мезомасштабных явлений малы по сравнению с размерами численной сетки в существующих глобальных и региональных моделях изменения климата. Следовательно, влияние этих явлений на циркуляцию атмосферы и океана и их взаимодействие между собой может быть учтено пока только с помощью адекватной параметризации. К процессам подсеточного масштаба относят: неадиабатические источники тепла (радиация, фазовые переходы влаги, облачность, осадки и т. д.); турбулентность в пограничном слое атмосферы, верхнем слое океана и придонном пограничном слое; конвекцию и гравитационные волны; циклы углерода и метана; фотохимические процессы; перенос тепла и влаги в почве, растительном покрове [Vitebro et al., 1999]; гидрологический цикл суши [Степаненко, 2008].

Во-вторых, мезомасштабные процессы участвуют в сложном взаимодействии атмосферы и океана. К примеру, мезомасштабные вихри в океане могут влиять на теплообмен между атмосферой и океаном, а также на характеристики приводной скорости ветра [Каменкович и др., 1987; Griffies et al., 2014; Huot et al., 2022]. Одновременно с этим, некоторые атмосферные фронты могут генерировать океанические вихри [Small et al., 2008]. Таким образом, для точного учета сложных обратных связей между атмосферными и океаническими процессами требуются связанные модели, которые могут отображать одновременно как атмосферные, так и океанические процессы с достаточно высоким разрешением [Perlin et al., 2020].

Наконец, понимание характеристик и механизмов генерации некоторых мезомасштабных процессов находится в стадии развития. Так роль мезомасштабных вихрей в переносе тепла и питательных веществ в океане является активной областью исследований на сегодняшний день [Danabasoglu et al., 1994]. Подобные пробелы в понимании мезомасштабных явлений требуют экспериментальных и теоретических исследований их динамики и механизмов взаимодействия с целью усовершенствования параметризации этих процессов в моделях климата и прогноза погоды.

Степень разработанности темы исследования

Внутренние волны (ВВ) в океане являются ключевым механизмом вертикального перемешивания и переноса энергии, что определяет их важность для климатической системы в целом [Eckart, 1961; Munk, 1981; Миропольский, 1981; Wunsch, Ferrari, 2004]. Источниками генерации внутренних волн могут служить многие процессы, такие как нестационарное обтекание приливным течением топографии дна [Jackson et al., 2012], флуктуации атмосферного давления [Бондур и др., 2019; Букатов и др., 2021; Лаппо, 1979; Доценко, Миклашевская, 2009; Лаврова и др., 2015; Kozlov et al., 2015], колебания напряжения трения на поверхности океана [Chunchuzov et al., 2009], колебания напряжения течений на поверхности океана и фронты океанических течений [Миропольский, 1981; Свергун и др., 2018], речные плюмы [Nash, Moum, 2005], нелинейные резонансные взаимодействия между поверхностными гравитационными волнами [Миропольский, 1981] и т.д. Одним из малоизученных источников генерации внутренних волн, наряду с другими, являются вихри в океане [Munk et al., 2000; Eldevik, Dysthe, 2002; Zhurbas et al., 2019].

Несмотря на то, что численному моделированию генерации внутренних и инерционно-гравитационных волн вихрями с разными пространственными масштабами и структурой (эллиптические, дипольные и монопольные вихри) посвящено немало работ [Wunsch, Ferrari, 2004; Plougonven, Zeitlin, 2007; Shakespeare, 2019; Zhao et al., 2021; Wang, Özgökmen, 2016], в настоящее время в литературе описаны только единичные случаи наблюдения генерации внутренних волн вихрями [Johannessen et al., 2019; Chunchuzov et al., 2021a]. В ряде работ посвящённых численному моделированию генерации спиралевидных структур вокруг вихрей с малым числом Россби $R_o = \frac{V}{Lf} \ll 1$ (V и L – характерные скорость и пространственный масштаб течения, f – параметр Кориолиса), вихревое течение в начальный момент времени задавалось в состоянии геострофического равновесия с $R_o < 0.1$. Генерация же спиралевидных инерционно-гравитационных волн (при постоянной частоте Брента–Вайсяля N во всем слое океана) [Zhao et al., 2021] или инерционных волн в однородном океане при $N = 0$ [Wang, Özgökmen, 2016] происходила в результате нарушения этого баланса, вызванного нелинейностью уравнений движения стратифицированной и вращающейся среды. Само по себе излучение подобных волн носит спонтанный характер и аналогично излучению акустических волн турбулентными вихрями в соответствии с механизмом, предложенным Лайтхиллом [Plougonven, Zeitlin, 2002; Wang, Özgökmen, 2016; Lighthill, 1952].

Таким образом, остаётся нерешённой задача выявления и количественного описания механизма генерации короткопериодных ВВ субмезомасштабными вихрями в реальных океанических условиях. Это определяет необходимость анализа спутниковых данных для

верификации теоретических моделей и установления связи между параметрами вихря и волнового поля (соответствует Задаче 1 диссертации). Внутренние волны, выходя на поверхность океана, модулируют поле шероховатости и температуру поверхностного слоя воды, что, в свою очередь, влияет на динамику приводного слоя атмосферы [Liu, 2024; Ortiz-Suslow et al., 2019]. Экспериментальные работы [Репина, Смирнов, 2008; Баханов и др., 2007а-в] зафиксировали корреляции между поверхностными проявлениями ВВ и возмущениями в приводном слое, а в рамках кампании CASPER было показано, что прохождение пакетов нелинейных ВВ может приводить к локальному изменению потока импульса на 30–40 % [Ortiz-Suslow et al., 2019; Wang et al., 2018]. Но эти исследования носят, как правило, эпизодический характер и не дают систематического ответа на следующие вопросы: на каких именно временных масштабах (периодах) происходит наиболее значимая модуляция метеопараметров и потоков; существует ли статистически значимая когерентность между колебаниями температуры воды в слое термоклина и флуктуациями атмосферного давления, скорости ветра и температуры воздуха; какова относительная амплитуда модуляции турбулентных потоков тепла и импульса, вызванной ВВ, в сравнении с фоновой изменчивостью.

То есть, отсутствует комплексное исследование, связывающее характеристики ВВ с мезомасштабной изменчивостью метеопараметров и турбулентных потоков в приводном слое. Это определяет актуальность Задачи 2 данной работы.

Атмосферные внутренние гравитационные волны (ВГВ) играют важную роль в переносе энергии и импульса от тропосферы к верхним слоям атмосферы, а также в генерации турбулентности при обрушении [Fritts, Alexander, 2003; Gossard, Hooke, 1975]. В устойчиво-стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС) ВГВ с периодами 3–11 мин модулируют сдвиги скорости ветра и вертикальные турбулентные потоки импульса [Chunchuzov et al., 2009б; Zaitseva et al., 2024].

Влияние ВГВ на концентрации газовых примесей исследовано для таких веществ, как озон и аэрозоли [Eckermann et al., 1998; Serafimovich et al., 2010; Sun et al., 2015], причём показано, что волновая адвекция может приводить к значительным осцилляциям концентраций. Но для диоксида углерода (CO_2) — одного из важнейших парниковых газов — систематические исследования влияния ВГВ в полярных регионах практически отсутствуют. Имеющиеся работы [Pathakoti et al., 2018; Bezyk et al., 2023] сосредоточены на суточной и сезонной изменчивости, но не рассматривают волновые эффекты в мезомасштабном диапазоне периодов (от десятков минут до нескольких часов).

Следовательно, остаётся открытым вопрос о том, существуют ли статистически значимые когерентные колебания концентрации CO_2 и метеопараметров, обусловленные ВГВ,

и каков механизм формирования наблюдаемых спектральных максимумов. Это определяет постановку Задач 3 и 4 диссертации.

Многочисленные экспериментальные работы [Chunchuzov et al., 2017; Chunchuzov et al., 2021b; Куличков и др., 2017a] фиксируют в спектрах метеопараметров дискретные наборы пиков («гребенчатые» спектры), соответствующие периодам от нескольких минут до нескольких часов. Природа этих пиков не всегда объясняется линейными источниками (приливы, солнечный терминатор, метеофронты), поскольку их количество и взаимное расположение указывают на нелинейные процессы.

Теоретические работы [Chunchuzov, 2002, 2009a] показывают, что переменная адвекция частиц среды, обусловленная суммарным полем волн, приводит к модуляции фазы каждой волны и генерации множественных комбинационных гармоник. Однако экспериментальной проверки этой модели для совместных колебаний метеопараметров, турбулентных потоков и концентрации CO_2 , особенно в полярных условиях, до настоящего времени не проводилось.

То есть, не установлено, является ли предложенный нелинейный механизм универсальным для объяснения наблюдаемых спектров флуктуаций температуры, скорости ветра, концентрации CO_2 и турбулентных потоков. Данный пробел восполняется в рамках Задач 2–4 настоящей работы.

Цель работы

Цель диссертационной работы состоит в количественной оценке влияния внутренних волн в океане и атмосфере на турбулентные потоки тепла, импульса и концентрации углекислого газа в приводном слое атмосферы с использованием спутниковых и натурных наблюдений, и в установлении механизма возникновения наблюдаемой периодической модуляции обменных процессов.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Установить механизм генерации внутренних волн (ВВ) в океане субмезомасштабными вихрями;
2. Получить количественные оценки влияния ВВ в океане на флуктуации давления, температуры, скорости ветра и турбулентные потоки тепла и импульса в приводном слое атмосферы;
3. Установить влияние внутренних гравитационных волн (ВГВ) в атмосфере на вертикальные турбулентные потоки тепла и импульса через поверхность океана;
4. Установить влияние ВГВ на концентрацию CO_2 в приводном слое атмосферы полярных районов.

Методы исследования

Выявление субмезомасштабных спиралевидных вихрей проводилось с использованием методов дистанционного зондирования океана из космоса по снимкам спутникового радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА). Преимущество РСА состоит в том, что его данные всепогодны, то есть не зависят от наличия облачности. Субмезомасштабные вихри и внутренние волны проявляются на поверхности океана за счёт контраста шероховатости поверхности или интенсивности поверхностных волн, которую можно достоверно зафиксировать на РСА снимках.

С целью поиска четких проявлений вихрей и определения их границ мы использовали методологию, описанную в статье [Bashmachnikov et al., 2020] и методику выделения вихрей на поверхности океана, разработанную в работах [Митягина, 2009; Каримова, 2012]. Далее производилась спектральная обработка горизонтальных спектров вариаций интенсивности отраженного сигнала вдоль разрезов, проведенных через разные части полосатой структуры, обнаруженной вокруг вихря на спутниковом снимке. По полученным спектральным максимумам, соответствующим этим полосатым структурам, оценивались масштабы внутренних волн. В конечном итоге была предложена модель формирования спиралевидных полос на снимках [Марчук, 2022].

Для исследования влияния внутренних волн в океане на метеопараметры и турбулентные потоки тепла и импульса использовались натурные наблюдения в рамках экспедиции «Плавучий университет ИО РАН - МФТИ» в Карском море в августе 2021 года. Для обнаружения волновых сигналов на фоне шумов применяется метод РМСС (Progressive Multi-Channel Correlation), широко используемый для локации источников инфразвука в атмосфере и сейсмике [Le Pichon, Cansi, 2003].

Исследование концентраций диоксида углерода в приводном слое прибрежной зоны Антарктики производилось с использованием натурных наблюдений, полученных в рамках 68 Российской антарктической экспедиции на судне «Академик Фёдоров».

Выявление общих периодов для флуктуаций температуры воды на разных глубинах и флуктуаций различных метеопараметров, турбулентных потоков тепла и импульса, а также метеопараметров и концентрации CO_2 производилось с помощью анализа кросс-спектров и спектральной плотности мощности всех этих флуктуаций [Коняев, 1981].

В Главе 2 на примере конкретного механизма (генерация внутренних волн субмезомасштабными вихрями) изучаются закономерности возникновения волновых возмущений в океане. В Главе 3 на основе данных комплексных наблюдений в Карском море эти закономерности обобщаются на волны от всех возможных источников, и исследуется их

влияние на метеопараметры и турбулентные потоки через поверхность океана. Наконец, в Главе 4 исследование дополняется анализом влияния уже атмосферных волн на те же потоки и на концентрации газовых примесей в атмосфере. Такая структура позволяет последовательно раскрыть роль волновых процессов в системе океан-атмосфера: от механизма генерации через влияние на обменные процессы к воздействию на газообмен.

Научная новизна работы:

1. Экспериментально подтверждена теоретически обоснованная ранее [Johannessen et al., 2019; Chunchuzov et al., 2021a] генерация ВВ субмезомасштабными вихрями в районе Мозамбикского течения.
2. Впервые предложена модель формирования спиралевидных волновых гребней ВВ, объясняющая наблюдаемые формы и периоды мелкомасштабных полосатых спиралевидных структур на спутниковых снимках РСА.
3. Впервые показано, что внутренние волны в океане вызывают в приводном слое атмосферы временные колебания метеопараметров (скорости ветра, температуры, атмосферного давления) и вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса в широком диапазоне доминантных периодов (10 мин, 18-20 мин, 35 мин, 1 ч, 3 ч и 4,7 ч).
4. Установлен резонансный механизм взаимодействия внутренних волн в слое термоклина с определёнными спектральными компонентами флуктуаций атмосферного давления, для которых частоты и горизонтальные фазовые скорости совпадают с соответствующими характеристиками внутренних гравитационных мод в термоклине.
5. Впервые установлено влияние ВВ в широком диапазоне периодов, общих для океанических и атмосферных внутренних волн, на турбулентные потоки тепла и импульса через поверхность океана.
6. На основе анализа натурных данных в Антарктиде и численного моделирования впервые установлен механизм формирования «гребенчатых» спектров флуктуаций метеопараметров, обусловленный нелинейной адвекцией частиц воздуха в суммарном поле атмосферных внутренних гравитационных волн, приливов и волн от солнечного терминатора.
7. Впервые установлена и экспериментально подтверждена количественная связь между частотными спектрами флуктуаций температуры воздуха, концентрации CO_2 и горизонтальной скорости ветра в приводном слое атмосферы, обусловленная адиабатическими вертикальными смещениями частиц воздуха в поле внутренних гравитационных волн.

Теоретическая и практическая значимость работы

Разработанная модель генерации спиралевидных ВВ субмезомасштабными вихрями ($Ro \gg 1$) необходима для лучшего понимания механизмов образования ВВ в океане. В свою очередь, изучение характеристик и динамики ВВ может помочь в обеспечении безопасности подводного мореплавания [Zang et al., 2023] и строительства [Xiao, 2024; Тюгин, 2014]. Кроме того, эти исследования могут стать основой для планирования и проведения полевых экспериментов по изучению ВВ и мезомасштабной изменчивости в приполярных морях.

Результаты исследования влияния ВВ на модуляцию турбулентных потоков импульса, явного и скрытого тепла, метеоэлементов (давление, скорость ветра и температуры воздуха) и концентрацию диоксида углерода вблизи поверхности моря могут найти практическое применение в разработке параметризации этих процессов в моделях прогноза погоды и климата.

Исследование частотных спектров флуктуаций температуры и концентрации примесей позволяет расширить представление о механизмах мезомасштабной изменчивости парниковых газов и улучшить представление о нелинейном взаимодействии волновых процессов в атмосфере.

Полученные результаты могут также служить в качестве экспериментальной базы для верификации численных моделей высокого разрешения генерации и распространения ВВ.

Положения, выносимые на защиту

1. Механизм генерации короткопериодных внутренних волн субмезомасштабными вихрями: спиралевидные полосатые структуры на периферии субмезомасштабных вихрей (на примере Мозамбикского пролива по данным PCA Sentinel-1A) являются проявлением внутренних волн с длинами волн порядка 100 м, генерируемых в устойчиво-стратифицированном слое термоклина при адвекции турбулентных неоднородностей плотности круговым течением вихря.
2. Статистически значимая связь между характеристиками внутренних волн в океане и вариациями метеопараметров и турбулентных потоков в приводном слое атмосферы. Подтверждена статистически значимыми максимумами когерентности между колебаниями температуры воды на глубинах 10–20 м и флуктуациями атмосферного давления, скорости ветра и температуры воздуха на периодах 4–15 мин, 18–20 мин, 35 мин, 1–3 ч и 4,7 ч. Внутренние волны в океане вызывают модуляцию вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса с относительной амплитудой до 40 %, возрастающей с увеличением периода модуляции.
3. Единый дискретный набор периодов модуляции метеопараметров, концентрации CO_2 и турбулентных потоков в приводном слое атмосферы, связанных с внутренними

гравитационными волнами (ВГВ) в атмосфере. Характеристики ВГВ для прибрежной зоны Антарктики.

4. Нелинейный механизм формирования «гребенчатых» спектров и множественных гармоник за счёт адвективной модуляции волн. Переменная адвекция частиц среды, вызванная суммарным полем внутренних волн (включая приливы, волны от солнечного терминатора и случайные источники), приводит к модуляции фазы каждой волны в эйлеровой системе координат. Это нелинейное взаимодействие генерирует многочисленные суммарные и разностные гармоники, чем объясняется появление дискретных спектральных максимумов во временных вариациях метеопараметров, концентрации CO₂ и турбулентных потоков.

Степень достоверности определяется тем, что научные выводы, сделанные в диссертации, получены с использованием апробированных методик на обширном массиве наблюдений с корректной оценкой статистической значимости. Достоверность и новизна научных результатов подтверждается публикациями в ведущих профильных рецензируемых журналах и выступлениями на профильных конференциях.

Апробация результатов

Основные результаты, изложенные в диссертации, были представлены на 12 международных и всероссийских научных конференциях и семинарах:

X Международная научно – практическая конференция «Исследования и образование MARESEDU - 2021» (Москва, 25-29 октября 2021 г.); XIX Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 25-29 ноября 2021 г.); XVIII Большой Географический Фестиваль (Санкт-Петербург, 8-10 апреля 2022 г.); Arctic Observing Summit 2022 (Тромсё, Норвегия, 30 марта – 1 апреля 2022 г.); VII Международная научно-практическая конференция «Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий (Майкоп, 15 – 19 мая 2023 г.); Конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде «CITES - 2023» (Москва, 13-16 июля 2023 г.); Моря России: от теории к практике океанологических исследований (25 – 29 сентября 2023 г., г. Севастополь); Russian-China workshop: 15th Conference of Atmospheric Physics, Climate and Environment (Москва/ Ханты-Мансийск, 11-16 сентября 2023 г.); VIII Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (13-17 мая 2024 г., г. Владивосток); XIII Международная конференция по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды “Enviromis - 2024”(1-6 июля, 2024 г., г. Томск); XXI Научной школе «Нелинейные волны» (5-11 ноября 2024 г., г. Нижний -

Новгород); 2025 Xiamen symposium on marine environmental science (14 – 17 января 2025 г., Сямень, Китай).

Связь с научными программами, планами, темами

Работа выполнялась в соответствии с научными планами и программами исследований в рамках следующих проектов:

- Проект РНФ «Мезомасштабные флуктуации метеорологических полей, примесей и инфразвуковых сигналов», № 21-17-00021 (2021 – 2023 гг.)
- Государственное задание Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН «Исследование энерго- и газообмена, а также структуры атмосферного пограничного слоя в прибрежных районах Шпицбергена», ААААА20-120061690076 (2022 – 2023 гг.)
- Государственное задание Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН «Разработка методов определения характеристик энерго- и массообмена в системе взаимодействия атмосферы и гидросферы. Регистрационный номер: 1021032424880-5-1.5.11 (2022-2024)
- Государственное задание Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН «Диагноз и моделирование взаимодействия пограничных слоёв атмосферы и гидросферы», номер госрегистрации 1024032500386-6 (2025-2027).
- Проект РНФ «Развитие параметризаций взаимодействия атмосферы с неоднородными ландшафтами для моделей Земной системы по данным измерений и вихреразрешающего моделирования» № 24-17-00155 (2024 – 2026 гг.)
- Проект РНФ «Исследование мезомасштабных флуктуаций метеорологических полей, примесей и инфразвуковых сигналов» № 25-17-00060 (2025-2027 г.)

Личный вклад автора

Автор лично принимал участие во всех этапах работы — от участия в экспедиционных исследованиях по измерению характеристик внутренних волн до формулирования основных результатов и выводов. Автором проведён отбор и анализ спутниковых РСА изображений, а также поиск и визуальное выделение на поверхности океана спиралевидных структур в виде чередующихся темных и светлых полос, которые продолжаются и за условными границами центральной части вихря. Соискатель производил обработку и анализ экспериментальных

данных. В том числе в области построения и анализа кросс-спектров между метеовеличинами и температурой воды на разных глубинах, турбулентных потоков тепла и импульса. Соискателем были оценены характеристики распределения концентрации CO₂ в приводном слое атмосферы в районе Восточной Антарктиды. Соискателем написаны все статьи, в которых она является первым автором, и части статей, опубликованных в соавторстве, а также представлены результаты работы в научных докладах на конференциях.

Публикации

По теме диссертации опубликовано 4 статьи в отечественных рецензируемых журналах, 3 из которых входят в систему индексирования Scopus и WoS, ядро РИНЦ, белый список и список ВАК. Во всех опубликованных работах вклад автора является определяющим.

Публикации по теме диссертации в журналах из Перечня ВАК:

1. Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Репина И.А., Йоханнессен У.М. Анализ параметров и механизма генерации внутренних волн субмезомасштабным вихрем в районе Мозамбикского пролива // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58, № 6. С. 706–719. DOI: 10.31857/S0002351522060104
2. Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Попов О.Е., Репина И.А., Козлов И.Е., Сильвестрова К.П., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б., Йоханнессен У.М. Исследование характеристик внутренних волн в Карском море и их влияния на турбулентные потоки тепла и импульса над морской поверхностью// Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60. № 5. С. 582–600. DOI: 10.31857/S0002351524050029
3. Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Репина И.А., Иванов Б.В., Безгрешнов А.М. Связь концентраций CO₂ вблизи Восточной Антарктиды с метеорологическими условиями и атмосферными волновыми процессами // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2025. Т. 61. № 4. С. 519 – 537. DOI: 10.7868/S3034648725040086
4. Sandalyuk N., Khachatrian E., Marchuk E. Automatic eddy detection in Antarctic marginal ice zone using Sentinel-1 SAR data.// Front. Mar. Sci. 2025. 12:1648021. doi: 10.3389/fmars.2025.1648021.

Другие публикации по теме диссертации:

- 1) Марчук Е.А. Исследование влияния начальных данных моделирования скорости ветра в приводном слое атмосферы на прогноз ветрового волнения в Балтийском море Тезисы Всероссийской конференции и школы молодых ученых с международным участием по

вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2025 / под ред. М.А. Толстых. – Москва: ИВМ РАН, 2025. – 221 с.

- 2) Марчук Е.А., Чечин Д.Г., Репина И.А., Артамонов А.Ю. Исследование мезомасштабных атмосферных циркуляций во время морских холодных вторжений в Арктике по данным рейса НИС «Академик Страхов» в 2021 году. Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды: адаптация к изменениям климата. Материалы IV всероссийской научной конференции с международным участием. Москва, 24-28 ноября 2025 г. М.: ФГБУ «ИГКЭ», 2025. 367 с
- 3) Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Репина И.А., Иванов Б.В., Безгрешнов А.М. Динамика концентрации углекислого газа в Южном полушарии по данным 68 РАЭ // XXI научная школа «Нелинейные волны – 2024». С. 151. Нижний Новгород, 2024.
- 4) Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Попов О.Е., Репина И.А., Козлов И.Е., Сильвестрова К.П., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б., Йоханнессен У.М. Исследование характеристик внутренних волн в Карском море и их влияния на турбулентные потоки тепла и импульса над морской поверхностью // Комплексные исследования Мирового океана. С. 165-166. Владивосток, 2024.
- 5) Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Репина И.А., Иванов Б.В., Безгрешнов А.М. Динамика концентрации углекислого газа в южном полушарии по данным 68-й Российской антарктической экспедиции // Моря России. С. 285-286. Севастополь, 2024.
- 6) Марчук Е.А., Иванов Б.В., Безгрешнов А.М., Ивлев М.О. Анализ тепловых балансовых и ледовых наблюдений в сезон 68-й Российской антарктической экспедиции // Моря России. С.91-92. Севастополь, 2023.
- 7) Марчук Е.А., Репина И.А., Козлов И.Е., Сильвестрова К.П., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б. Анализ температуры поверхности Карского моря на основе спутниковых данных и данных экспедиции "Плавучий университет-2021" // Моря России. С.93-53. Севастополь, 2023.
- 8) Марчук Е.А., Репина И.А., Козлов И.Е., Сильвестрова К.П., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б. Анализ температуры поверхности Карского моря на основе спутниковых данных и данных экспедиции «Плавучий Университет-2021» // Международная научно-практическая конференция «Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий». – С. 63-65. Майкоп, 2023.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, четырёх глав, заключения, списка условных сокращений, списка использованных источников из 237 наименований. В ней содержится 179 страницы, 2 таблицы и 50 рисунков.

Во введении представлены актуальность и степень разработанности темы исследования, основная цель исследования, поставленные задачи, методология и методы исследования, научная новизна, практическая и теоретическая значимость работы, основные защищаемые положения, степень достоверности полученных результатов, апробация результатов исследования, личный вклад автора и список опубликованных диссертантом работ.

В **главе 1** рассматриваются общие характеристики внутренних волн в атмосфере и в океане и способы их натурных и дистанционных измерений.

В **главе 2** проводится исследование механизма формирования мелкомасштабных полосатых спиралевидных структур на периферии субмезомасштабного вихря с использованием спутниковых снимков. Апробирована теоретическая модель. Показано, что наблюдаемые формы и периоды спиралевидных структур хорошо согласуются с формами волновых гребней внутренних волн в слое термоклина и их длинами волн.

Глава 3 посвящена исследованию характеристик внутренних волн в Карском море (характерных периодов, фазовых скоростей и направлений распространения) и их влияния на мезомасштабные флуктуации (периоды от нескольких минут до нескольких часов) атмосферных полей скорости ветра, давления, температуры и вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса в приводном слое атмосферы. Эти исследования проводятся на основе данных измерений температуры на разных глубинах Карского моря, полученных во время экспедиции “Плавучий Университет” в 2021 году, и данных измерений метеопараметров на борту судна.

В **главе 4** приводится анализ зависимости турбулентных потоков тепла, импульса и концентрации CO_2 от метеорологических параметров и волновых процессов в атмосфере (периоды от нескольких минут до суток) на основе данных измерений этих параметров в приводном слое атмосферы и на основе данных, полученных в рамках 68-й Российской антарктической экспедиции на НЭС «Академик Фёдоров» (декабрь 2022 – февраль 2023 гг.).

В **Заключении** представлены основные выводы диссертационной работы и сформулированы основные результаты исследования.

Благодарности. Автор выражает свою признательность научному руководителю д.ф.-м.н. Репиной Ирине Анатольевне за безграничное терпение и помощь на всех этапах выполнения

диссертации. Автор благодарен за поддержку в работе д.ф.-м.н. Чунчузову Игорю Петровичу. Также автор выражает благодарность проекту “Плавучий университет” и лично к.ф.-м.н. Степановой Наталье Борисовне и д.ф.-м.н. Осадчеву Александру Александровичу за помощь в измерениях в рейсе и поддержку. Автор благодарен коллективу Российской Антарктической Экспедиции и лично к.г.н. Иванову Борису Вячеславовичу и Безгрешнову Андрею Михайловичу за возможность участия в экспедиции в Антарктиду и полезные советы.

Глава 1. Обзор методов и современного состояния исследований внутренних волн в океане и атмосфере

1.1 Внутренние волны в океане как предмет исследования

Понятие внутренних волн. Внутренние гравитационные волны или, в дальнейшем, внутренние волны (ВВ) – образуются в устойчиво-стратифицированных слоях океана, например, при возрастании плотности от поверхности ко дну [Коняев, Сабинин, 1992]. В устойчиво-стратифицированной среде адиабатическое (без передачи тепла) отклонение выделенной частицы среды от положения статического равновесия приводит к возникновению возвращающей силы, равной разнице силы Архимеда и силы тяжести, вызывающей колебания частицы относительно положения равновесия [Госсард, Хук, 1978]. В сплошной среде смещение одной частицы вызывает в окружающей ее среде смещение соседних частиц в соответствии с уравнениями гидродинамики, поэтому в устойчиво-стратифицированной среде возникает внутренняя волна смещений, скоростей и плотности среды. Диапазон частот линейных внутренних волн ограничен сверху частотой Брента-Вяйсяля, характеризующей собой частоту малых свободных колебаний частиц воды вблизи выбранного уровня z :

$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}} \quad (1.1)$$

где N – частота Брента-Вяйсяля в несжимаемой устойчиво-стратифицированной среде, ρ – плотность среды, g – ускорение свободного падения, z – глубина. Для сжимаемой среды плотность в этой формуле заменяется на потенциальную температуру (см. параграф 18 в [Госсард и Хук, 1978] или формулу (6.28) в [Бреховских, Гончаров, 1982])

Снизу частоту внутренних волн ограничивает инерционная частота:

$$f = 2\Omega \sin\varphi \quad (1.2)$$

где Ω – угловая скорость вращения Земли, φ – широта.

Распределение энергии внутренних волн по их волновым числам и частотам хорошо описывается эмпирическим спектром Гаррета-Мунка [Garret, Munk, 1975].

Одним из основных элементов, описывающих внутренние волны, является дисперсионное соотношение. Оно определяет связь между частотой волны ω и её волновым вектором $k = (k, l, m)$, где k, l – горизонтальные компоненты, а m – вертикальные:

$$\omega^2 = \omega^2(k) = \frac{N^2(k^2 + l^2) + f^2 m^2}{k^2 + l^2 + m^2} \quad (1.3)$$

Внутренние волны (ВВ) обнаруживаются с помощью наземных и спутниковых измерений практически во всем Мировом океане. Результаты наблюдений собраны в атласы распространения ВВ в океане [Елифанова и др., 2019; Jackson, 2007]. Наибольшее число наблюдений внутренних волн приходится на экваториальные области и зоны умеренных широт, кроме того, в тёплый период года благоприятные условия для генерации ВВ складываются в субарктических и арктических областях.

При исследовании внутренних приливных волн в Арктическом бассейне особенно важен эффект критической широты, которым пренебрегают при изучении внутренних приливных волн в умеренных и низких широтах. В высоких широтах разность между приливной частотой и параметром Кориолиса мала, а на широте около 75 градусов эта разность становится равной нулю, что исключает колебательные решения уравнения для внутренних волн. Таким образом, широта, близкая к 75 градусам, является критической для полусуточных ($T = 12, 5$ ч) внутренних волн. Севернее этой широты внутренние волны с частотой $M2$ не могут существовать в виде свободной волны, волна становится вынужденной.

Физически это ведёт к разрушению внутреннего прилива (или внутренние волны с приливной частотой) и порождению пакетов короткопериодных волн, которые уносят энергию разрушенного внутреннего прилива.

Важным отличием критических широт является малый наклон характеристик внутренних приливов. Как следствие, интенсивная генерация внутреннего прилива может происходить над весьма пологими склонами, а длина приливной внутренней волны оказывается значительно больше, чем в низких и умеренных широтах при прочих равных условиях [Лавренов, Морозов, 2002].

На экваторе параметр Кориолиса $f=2\Omega\sin\phi$ (где Ω — угловая скорость Земли, ϕ — широта) обращается в ноль, что приводит к исчезновению инерционного пика в спектре внутренних волн [Eriksen, 1980]. Также внутренние волны могут распространяться почти без отклонений. Одновременно с этим на экваторе распространена локальная генерация резонансных инерционных волн ($\omega = f_{local}$) и удалённая генерация волн с той же частотой ($\omega = f_{local}$) на более низких широтах (где $f < f_{local}$) [Fu, 1980; Munk, 1981].

ВВ в океане оказывают существенное влияние на его циркуляцию, вертикальное перемешивание, а также горизонтальный и вертикальный перенос импульса и энергии [Eckart, 1961; Munk, 1981; Миропольский, 1981; Wunsch, Ferrari, 2004].

Механизмы генерации внутренних волн. В литературе описано множество механизмов генерации ВВ. Наиболее часто встречающиеся и подробно описанные механизмы:

- Наиболее часто ВВ генерируются при трансформации длинной приливной волны под воздействием рельефа дна или возбуждаются приливом около границы материкового склона. (наиболее распространённый вариант генерации) [Maxworthy, 1979; Jackson et. al., 2012]. Генерация ВВ наблюдается при критическом режиме приливного потока, определяемым числом Фруда:

$$Fr = \frac{V_m}{c} \quad (1.4)$$

где $V_m = \sqrt{u^2 + v^2}$ — скорость жидкости. c — скорость малоамплитудной сдвиговой волны на границе разделов. Если $Fr < 1$ — то приливное течение характеризуется докритическим режимом. Волна может перемещаться вверх по течению (противоположно направлению потока). $Fr > 1$ — приливное течение характеризуется сверхкритическим режимом, т.е., волна может перемещаться вниз по течению в направлении потока. $Fr = 1$ — приливное течение характеризуется критическим режимом. При таком режиме возмущения на границе раздела останутся неподвижным относительно потока и будет накапливать энергию благодаря возникновению резонанса при равенстве величины скорости течения и горизонтальной скорости сдвиговой волны.

- Эволюция внутреннего бароклинного прилива, при которой генерация ВВ происходит при нелинейно-дисперсионном распаде внутренних приливных волн в пакеты короткопериодных ВВ [Jackson et. al., 2012; Brickman, Loder, 1993; Farmer et al., 2011].
- Резонансная генерация, при которой ВВ образуются в горизонтальных сужениях или над мелкомасштабными волнообразными неоднородностями рельефа дна при наличии сдвигового потока [Boguski et al., 1997; da Silva, Helfrich, 2008].
- Генерация ВВ речными плюмами [Nash, Moum, 2005; Matthews et al., 2011; Osadchiev et al., 2021]. Этот механизм можно рассматривать как пример резонансной генерации, где роль донной топографии берет на себя речное течение (т.е., метод придания вертикальных смещений пикноклину).
- Генерация ВВ апвеллингом, сдвиговой неустойчивостью крупных течений, крупными ветровыми волнами и сейшами [Миропольский, 1981; Vlasenko V.L., 1998].
- Генерация ВВ атмосферными явлениями: шквалами [Serebryany, 2023], атмосферными фронтами [Миропольский, 1981].
- Генерация короткопериодных ВВ длиннопериодными в результате нелинейной передачи энергии от волн больших периодов к волнам с более коротким периодом [Сабинин, Серебряный, 2007].
- Генерация ВВ судами на мелком термоклизе [Serebryany, 2023].

Одним из малоизученных источников внутренних волн являются вихри в океане, пример которого представлен на рис.1.1 [Marmorino et al., 2018; Johannessen O.M., 2019; Chunchuzov et al., 2021a]. Этот механизм подробнее будет рассмотрен в главе 2.

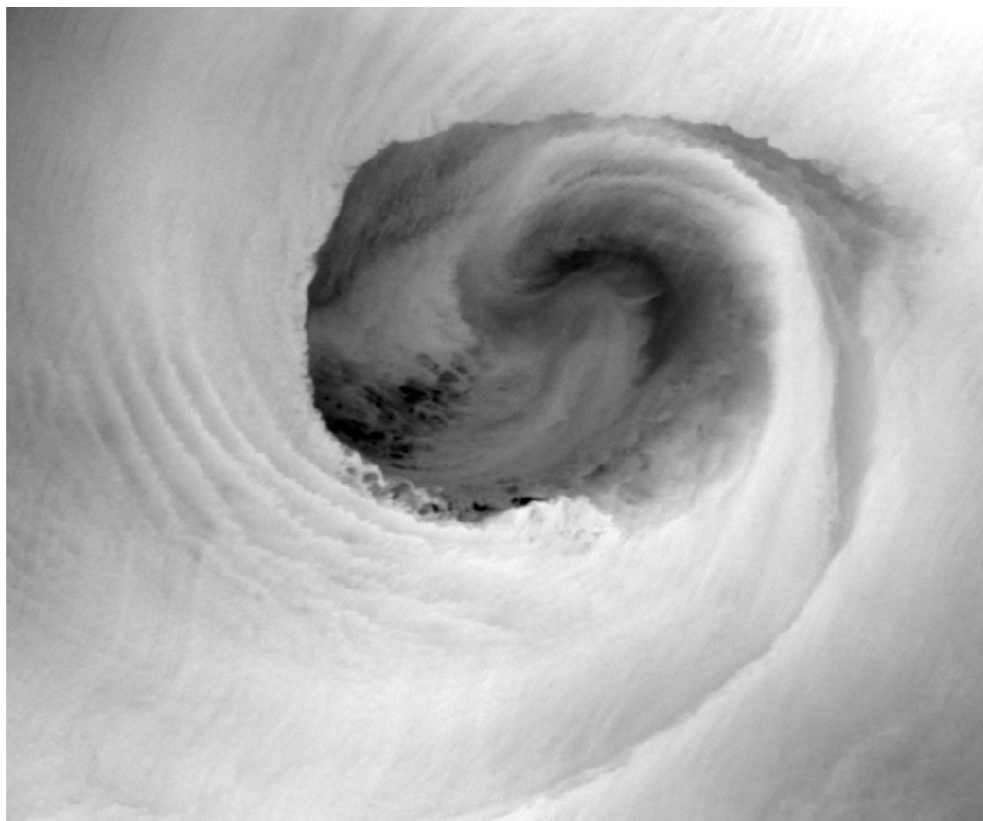


Рисунок 1.1 Спутниковый снимок в ИК диапазоне океанского вихря из статьи [Marmorino et al., 2018], который подробно анализируется в статье [Chunchuzov et al., 2021a]. На снимке четко видны неоднородности температуры на периферии вихря и исходящие от него спиралевидные полосы.

Дистанционные методы измерения характеристик ВВ. Дистанционное зондирование океана является значимым инструментом океанологических исследований с большим пространственным охватом и хорошим пространственным разрешением (0,1 – 1 км) [Кочеткова и др., 2014]. Использование данных спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) стало стандартной практикой при исследовании ВВ в Мировом океане [Jackson, 2004a] и окраинных и внутренних морях [Дубина, Митник, 2007; Лаврова и др., 2009; Лаврова и др., 2011; Козлов и др., 2010; Kozlov et al., 2008; Kozlov et al., 2014; Serebryany и др., 2022; Свергун и др., 2020а; Свергун и др., 2020б]. Спутниковые наблюдения за поверхностными проявлениями ВВ позволяют выделить районы локализации волн, определить их пространственно-временные характеристики, а также отследить и проанализировать возможные механизмы генерации [Бондур и др., 2006; Бондур и др., 2008; Лаврова и др., 2011; Apel et al.,

1985; da Silva et al., 2011; Jackson, 2004a; Liu et al., 2014; Zeng, Alpers, 2004; Zhao et al., 2004]. Качество изображений на снимках спутниковых РСА, в отличие от спутниковых снимков инфракрасного и видимого диапазона, не зависит от наличия облачности, а также от времени суток.

Исследования динамики океана через РСА изображения начали проводиться с 1980-х годов с использованием данных спутника SEASAT [Vesecky, Stewart, 1982; Alpers, 1985]. Следующие поколения спутников Almaz-1, ERA-1/2, JERS-1 и RADARSAT ознаменовали наличие огромного объёма информации о процессах динамики и циркуляции верхнего слоя океана [Vesecky, Stewart, 1982; Johannessen et al 1995; Johannessen et al 1996; Ivanov, Litovchenko, 1998]. Так появился новый научный инструмент для исследования мезомасштабных явлений, таких как ВВ и вихри.

ВВ проявляются на спутниковых РСА изображениях как чередование светлых и тёмных полос в поле шероховатости поверхности океана. Существует несколько предполагаемых механизмов формирования подобных полос на снимках. Во-первых, механизм взаимодействия поверхностных волн со средним течением, индуцируемым ВВ, описанный в [Gargett, Hughes, 1972]. В результате этого взаимодействия на поверхности ВВ проявляются в виде вытянутых полос контрастной шероховатости. Во-вторых, поверхностные проявления внутренних волн могут объясняться модулирующим воздействием периодических течений вблизи поверхности моря на спектр ветровой ряби на брэгговском волновом числе, т.е., в диапазоне длин волн, обеспечивающих обратное резонансное рассеяние радиоволн на морской поверхности. Усиление или ослабление брэгговского рассеяния происходит в зонах конвергенции и дивергенции поверхностных течений при наличии плёнки поверхностно-активных веществ (ПАВ) [Alpers, 1985; Lafond, 1962]. Поверхностная плёнка может быть как органического, так и антропогенного происхождения. Однако, проблема моделей, основанных на принципах брэгговского рассеяния, состоит в неспособности количественно воспроизвести наблюдаемые на РСА снимках контрасты проявления ВВ на поверхности моря [Alpers, Hennings, 1984; Cooper et al., 1994; Lyzenga and Bennett, 1988]. Только учёт влияния обрушения волн на обратное рассеяние радиолокационного сигнала способен «дотянуть» количественное соответствие между модельными и наблюдаемыми радиолокационными контрастами [Kudryavtsev et al., 2003; Kudryavtsev et al., 2005].

На РСА снимках присутствуют пакеты или группы ВВ, где каждый отдельный пакет сгенерирован полусуточным приливом. Расстояние между пакетами ВВ может составлять от 10 до 100 км. Каждый волновой пакет состоит из нескольких единиц или десятков индивидуальных волн, длина которых варьируется от 100 м до 20 км. Поперечный размер гребня волны составляет от 10 км до 100 км и более. Самые крупные волны (по амплитуде,

длине волны и длине гребня) находятся на переднем крае волнового пакета. Далее, после головной части волнового пакета, все характеристики волн уменьшаются вдоль по пакету [Jackson C.R., Apel J., 2004б; Jackson C.R., 2012].

Помимо внутренних волн, на РСА снимках видны проявления вихревых структур, которые могут быть связаны по своему генезису с ВВ. Вихревые структуры на радиолокационных изображениях проявляются в виде тонких закольцованных спиральных светлых или тёмных полос на поверхности моря. Чаще всего вихревые структуры видны из-за наличия поверхностно-активной плёнки (ПАВ), которая, как и в случае внутренних волн, влияет на шероховатость поверхности. При этом в результате конвергенции течений на поверхности воды образуются нитевидные слики, закручивающиеся в спирали. При этом скорость ветра не должна превышать 3-7 м/с [Ivanov, Ginzburg, 2002]. Помимо плёночного механизма существует сдвигово-волновой и ледовый механизмы проявления вихрей на РСА снимках [Каримова и др., 2012]. Сдвигово-волновой механизм работает при скоростях ветра менее 12 м/с и обуславливается взаимодействием капиллярно-гравитационных волн и сдвиговых течений. Ледовый механизм действует в зоне таяния прибрежных ледников и при наличии ледовых трассеров.

Следует учесть, что использование спутниковых РСА изображений для исследования внутренних волн и вихревых структур имеет ряд ограничений. Во-первых, зависимость от фоновых метеоусловий. Образование сликовых полос на поверхности воды тесно связано с динамикой внутренних волн и со скоростью ветра. При скорости ветра до 5-7 м/с происходит образование сликовых полос, ширина которых уменьшается с усилением ветра [Mormario et al., 2008]. Расстояние между соседними сликами соответствует длине ВВ. Кроме того, мода проявлений и величина радиолокационного контраста ВВ также зависит от локальной геометрии радиолокационных наблюдений, – угла падения радиосигнала, и ориентацией между направлением антенны (~дальности) РСА, ветра и внутренних волн друг относительно друга [Araújo et al., 2002; Brandt et al., 1999; da Silva et al., 1998; Kudryavtsev et al., 2012; Козлов, 2014].

Контактные методы измерения характеристик внутренних волн. Основные исследования внутренних волн проводятся на основе натурных наблюдений с судов и буйковых станций [Козубская и др., 1999; Сабинин, Серебряный, 2007; Зимин, 2012; Fer et al., 2020]. При натурных исследованиях ВВ определение их амплитуд и периодов является минимально необходимым.

В данной работе для исследования ВВ используются следующие контактные методы:

- Многоканальный метод – измерения температурных профилей в верхнем слое моря до глубины 50 м с малым интервалом по времени для оценки временной изменчивости

вертикального распределения температуры с высоким разрешением. В качестве приборов для этого метода использовалась цепь термодатчиков, называемая термокосой.

- Измерение температуры поверхности океана с помощью Инфракрасного (ИК) радиометра. С помощью этого метода фиксировались проявления внутренних волн в температуре поверхности океана.

Мелкомасштабные процессы в атмосфере и океане с масштабами, малыми по сравнению с размерами численной сетки в глобальных и региональных моделях изменения климата с разрешением от 1 до 100 км, играют ключевую роль в процессах взаимодействия атмосферы и океана в полярных районах [Репина и др. 2019, Ivanov et al., 2019]. Для параметризации в моделях Земной системы влияния этих процессов на обмен теплом, импульсом и влагой между атмосферой и океаном в полярных регионах, необходимо более детальное их исследование, в частности, при наличии поверхностных проявлений внутренних волн, которые играют важную роль в динамике арктических морей [Morozov et al., 2019; Fine, Cole, 2022; Chanona, Waterman, 2020].

1.2. Внутренние волны в атмосфере как предмет исследования

Понятие внутренних гравитационных волн (ВГВ). Атмосферные внутренние гравитационные волны (ВГВ) или волны плавучести, как и подобные волны в океане, образуются в устойчиво стратифицированной атмосфере. Частота гравитационных колебаний определяется величиной вертикального градиента потенциальной температуры. Знак этой величины характеризует стратификацию воздушной массы. Параметром устойчивости атмосферы является частота Брента-Вяйсяля:

$$N_{bv}^2 = g \frac{\partial \ln \theta_v}{\partial z} = \frac{g}{T} (\gamma_\alpha - \gamma) \quad (1.5)$$

где $\frac{\partial \theta_v}{\partial z}$ – вертикальный градиент потенциальной температуры. $\gamma_\alpha = -\left(\frac{\partial T_v}{\partial z}\right)_d \approx \frac{g}{c_{p,d}}$ – сухоадиабатический градиент температуры. γ – вертикальный градиент температуры. При $N_{bv}^2 > 0$ – стратификация слоя атмосферы статически устойчивая, тогда как конвективная неустойчивость возникает в слоях атмосферы с $N_{bv}^2 < 0$.

ВГВ оказывают существенное влияние на конвективные процессы в тропосфере, перенос энергии и импульса между различными слоями в атмосфере, на процессы генерации турбулентности и турбулентное перемешивание в нижней и верхней атмосфере [см., например: Gossard and Hooke, 1975; Калашник, 2014; Plougonven, Zhang, 2014; Грачев и др., 1994; Грачев и др., 2001; Кшевецкий, Куличков, 2015].

К числу наиболее часто встречающихся и подробно описанных в научной литературе **механизмов генерации внутренних гравитационных волн** относятся следующие:

- Волны, образующиеся за препятствием или подветренные волны. Они наиболее распространены в природе и довольно хорошо изучены. Такие волны часто выразительно отображаются в виде периодических структур облаков, возникающих вниз по потоку воздушного течения. В установившемся состоянии эти волны являются стационарными (неподвижными) относительно холмов или гор, служащих причиной их образования, но перемещаются относительно среднего течения (в противоположном к нему направлении) непосредственно над земной поверхностью [Gossard, Hooke, 1975].
- Волны, генерируемые метеорологическими фронтами и регистрируемые с помощью сети микробарографов за несколько часов до прохождения линий шквалов и фронтальных систем через сеть наблюдения, и после их прохождения [Куличков и др., 2017а; Куличков и др., 2017б].
- Образование волн плавучести под воздействием турбулентности [Лайхтман, 1970].
- Зарождение волн под влиянием проникающей конвекции наблюдается, когда конвективно неустойчивая область (каковой, например, является пограничный слой атмосферы в дневное время) оказывается под слоем инверсии. Поднимающиеся конвективные потоки воздуха попадают в устойчивый инверсионный слой, замедляются, прекращают своё восходящее движение и начинают опускаться, возвращаясь в нижнюю неустойчивую область, порождая при этом волны плавучести в верхнем устойчиво-стратифицированном слое атмосферы [Gossard, Hooke, 1975].
- Взаимодействие волн между собой [Gossard, Hooke, 1975].
- Сдвиговая неустойчивость [Gossard, Hooke, 1975].
- Неустойчивость слоя Экмана [Gossard, Hooke, 1975].

Наблюдения ВГВ в атмосфере проводятся как с использованием **контактных методов**, так и **методов дистанционного зондирования**. Среди спутниковых методов особое место занимает радиолокация с синтезированной апертурой (РСА), которая позволяет наблюдать ВГВ над морской поверхностью с высоким пространственным разрешением (до 5–20 м) независимо от облачности и времени суток [Спиридонов и др., 1988; Chunchuzov et al., 2000; Alpers, 2008; Magalhaes et al., 2011; Ivanov, 2015].

Физический механизм проявления атмосферных ВГВ на РСА-снимках принципиально схож с механизмом для океанических внутренних волн, но имеет свои особенности, обусловленные тем, что модуляция сигнала происходит через атмосферу, а не через океанический слой.

Основной механизм может быть описан следующей цепочкой процессов:

1. Модуляция скорости ветра. Распространяющаяся в устойчиво-стратифицированной атмосфере ВГВ вызывает периодические возмущения поля горизонтальной скорости ветра на уровне моря. Эти возмущения могут достигать 1–3 м/с и имеют пространственный период, соответствующий длине волны ВГВ (от нескольких сотен метров до десятков километров).
2. Модуляция поверхностного волнения. Изменение скорости приводного ветра приводит к изменению параметров коротких поверхностных волн (капиллярно-гравитационных волн с длинами от 1 до 10 см), которые ответственны за обратное рассеяние радиоволн. Усиление ветра увеличивает крутизну и амплитуду этих волн, повышая эффективную площадь рассеяния, что приводит к увеличению интенсивности сигнала, принимаемого РСА. Ослабление ветра, напротив, уменьшает рассеяние.
3. Формирование радиолокационного контраста. В результате периодического изменения шероховатости морской поверхности на РСА-изображениях возникают квазипараллельные чередующиеся светлые и тёмные полосы, соответствующие областям усиления и ослабления ветра в поле ВГВ.

Важно подчеркнуть, что наблюдаемый контраст существенно зависит от фоновой скорости ветра: при очень слабом ветре (< 2 м/с) модуляция поверхностного волнения становится незначительной, а при сильном ветре (> 10 – 12 м/с) капиллярно-гравитационные волны насыщаются, и контрастность падает.

Дополнительные механизмы. В ряде случаев к основному механизму добавляется эффект перераспределения поверхностно-активных веществ (ПАВ) под действием дивергенции горизонтального ветра, вызванной ВГВ. В областях конвергенции накапливается плёнка ПАВ, что подавляет короткие волны и усиливает тёмные полосы на снимке (аналогично механизму, описанному для океанических волн в разделе 1.1.3) [Spiridonov, 1988; Ivanov, 2015]. Но для атмосферных ВГВ этот механизм является вторичным и проявляется преимущественно в штилевых условиях. В данной работе используются следующие контактные методы для обнаружения ВГВ:

1. Измерение метеорологических параметров на судовых автоматических метеостанциях (АМС). Фиксируются такие параметры, как атмосферное давление, скорость ветра, направление ветра, температура воздуха и влажность. Далее проводится спектральная обработка данных для выявления значимых спектральных максимумов, обозначающих проявление ВГВ.

2. Измерения концентрации атмосферных примесей (в частности диоксида углерода). ВГВ вызывают почти периодические смещение частиц воздуха и их компонент скорости. Переменная во времени и пространстве адвекция газовых примесей и аэрозоля, вызванная

волнами, приводит к осцилляции их концентраций [Eckermann et al., 1998; Хуторова, Тептин, 2009; Peacock, Haller, 2013; Seabrook, Whiteway, 2016]. Также она способствует формированию определенного вида горизонтальных [Backmeister et al., 1996; Chunchuzov et al., 2024], вертикальных [Newell et al., 1996; Wei et al., 2009] и частотных спектров [Serafimovich, et al., 2010; Chunchuzov et al., 2017] осцилляций концентраций примесей. Таким образом, концентрация углекислого газа может служить маркером для выявления ВГВ.

1.3 Вывод к главе 1

Обзор предмета исследования показывает, что внутренние волны как в атмосфере, так и в океане представляют собой весьма сложные процессы для регистрации и анализа. Это связано с тем, что они характеризуются малыми пространственно-временными масштабами, что затрудняет их точное измерение и мониторинг.

При рассмотрении различных методов исследования, важно учитывать как их достоинства, так и недостатки. Контактные методы, например, обеспечивают высокую точность измерений, но могут быть ограничены в охвате территории и времени наблюдения. С другой стороны, спутниковые методы предоставляют возможность широкомасштабного мониторинга, но могут обладать недостаточной разрешающей способностью и быть подверженными влиянию атмосферных условий.

В связи с вышеизложенным, наиболее эффективным подходом для изучения особенностей пространственно-временной изменчивости ВВ является интеграция данных, полученных с помощью спутниковых наблюдений, с результатами контактных измерений. Такой комбинированный метод позволяет не только повысить точность и надежность результатов, но и получить более полное представление о динамике и характеристиках ВВ, что в конечном итоге способствует более глубокому пониманию механизмов их формирования.

Проведённый обзор современного состояния исследований внутренних волн в океане и атмосфере позволяет выделить три ключевых нерешённых проблемы, которые определяют структуру и методологию настоящей диссертационной работы.

Первая проблема касается механизма генерации короткопериодных внутренних волн (ВВ) субмезомасштабными вихрями. Как показано в разделе 1.1.2, классические источники генерации ВВ достаточно детально исследованы. Вместе с тем, теоретические работы предсказывают возможность генерации ВВ вихревыми структурами, но экспериментальных подтверждений крайне мало, а единичные наблюдения не дают количественной связи между параметрами вихря и характеристиками генерируемых волн. Для заполнения этого пробела в данной работе используется анализ спутниковых РСА-снимков (раздел 1.1.3), который позволяет одновременно фиксировать вихревые структуры и их волновые следы на

поверхности океана с высоким пространственным разрешением. Сочетание спутниковых данных с реанализом для оценки стратификации и скоростей течения обеспечивает верификацию теоретической модели генерации, что соответствует Главе 2 диссертации.

Вторая проблема состоит в отсутствии систематических исследований влияния океанических ВВ на метеопараметры и турбулентные потоки в приводном слое атмосферы в широком диапазоне периодов (от минут до часов). Как отмечено в разделе 1.1, имеющиеся работы носят эпизодический характер и фиксируют лишь отдельные случаи корреляций, но не дают статистически значимых оценок когерентности на дискретных периодах. Для решения этой задачи в диссертации проводится кросс-спектральный анализ и оценивается когерентность и фазовые сдвиги между океаническими и атмосферными сигналами. Это составляет содержание Главы 3.

Третья проблема касается влияния атмосферных внутренних гравитационных волн (ВГВ) на концентрацию атмосферных примесей в приводном слое полярных районов. В разделе 1.2 показано, что ВГВ исследованы в основном в аспекте переноса энергии и импульса, а их влияние на примеси ограничено работами для озона и аэрозолей. Для CO_2 — одного из важнейших парниковых газов — систематические исследования волновой модуляции практически отсутствуют. Для восполнения этого пробела в диссертации используется корреляционный метод РМСС для определения характеристик ВГВ (фазовых скоростей и азимутов) и выполняется сопоставление их с вариациями концентрации CO_2 . Это составляет содержание Главы 4.

Глава 2. Анализ параметров и механизма генерации внутренних волн субмезомасштабными вихрями в районе Мозамбикского пролива¹

2.1. Генерация внутренних волн вихрями

Субмезомасштабные вихри являются важнейшими элементами океанической циркуляции, при этом их взаимодействие с полем внутренних волн и механизмы передачи энергии остаются крайне малоизученными [Van Haren et al., 2026]. В то время как традиционные источники генерации внутренних волн (приливы, ветер, рельеф дна) хорошо исследованы, механизмы генерации волн вихревыми структурами субмезомасштабного диапазона долгое время оставались не изученными из-за отсутствия глобальных наблюдений с достаточным пространственным разрешением. Недавние исследования, включая анализ данных спутниковой альтиметрии SWOT, впервые позволили зафиксировать нелинейные внутренние волны, генерируемые субмезомасштабными вихрями в глобальном масштабе, что открыло новую эру в понимании океанической динамики [Archer et al., 2025]. Внутренние волны, генерируемые субмезомасштабными вихрями, играют важную роль в вертикальном перемешивании океана. Подобное взаимодействие может приводить к генерации турбулентности и формированию каскада передачи энергии от мезомасштабных вихрей к мелкомасштабной турбулентности, определяя тем самым энергетический баланс океана. Это особенно важно в контексте климатических изменений, так как океан является главным регулятором переноса тепла, углерода и питательных веществ в системе Земли, а субмезомасштабные процессы и внутренние волны вносят существенный вклад в этот перенос. В настоящее время существует острая необходимость в развитии теоретических моделей процессов мезомасштаба, их валидации на основе спутниковых и натурных данных, а также в учете этих механизмов в климатических моделях, что позволит повысить точность прогнозов изменений климата и улучшить понимание функционирования морских экосистем.

Численному моделированию генерации внутренних волн вихрями с разными пространственными масштабами и структурой (эллиптические, дипольные и монопольные вихри) посвящен ряд работ [Wunsch, Ferrari, 2004; Plougonven, Zeitlin, 2002; Plougonven, Snyder, 2007; Shakespeare, 2019]. Вместе с тем к настоящему времени экспериментальных подтверждений генерации внутренних волн мезомасштабными вихрями крайне мало. Исключением является специальный эксперимент по изучению вихрей и внутренних волн в прикромочной зоне Гренландского моря - MIZEX 87 [Johannessen et al., 2019]. В этом эксперименте впервые зафиксирован антициклонический вихрь масштабом 40 км,

¹ Результаты исследования, представленные во второй главе диссертации, опубликованы в [Марчук и др., 2022].

генерирующий внутренние волны с периодом 1 - 3 цикла/ч и амплитудой вертикальных смещений до 15 м, распространявшихся от вихря с групповой скоростью 0,2 м/с.

В данной главе проводится анализ и интерпретация спутниковых снимков, на которых были обнаружены вихри одновременно с внутренними волнами в разных частях океана. Подобное исследование актуально с точки зрения выяснения реального механизма генерации внутренних волн вихрями и определения связи параметров внутренних волн (длин волн, формы гребней и их фазовой скорости распространения) с параметрами течения самого вихря (масштабом, азимутальной скоростью течения и ее сдвигов).

Кратко рассмотрим основные теоретические подходы к описанию механизмов генерации внутренних волн вихрями, разработанные к настоящему времени. В ряде работ по численному моделированию генерации спиралевидных структур вокруг вихрей с малым числом Россби $Ro = \frac{V}{Lf} \ll 1$, (где V и L -характерные скорость и пространственный масштаб течения, f - параметр Кориолиса) вихревое течение в начальный момент времени задавалось в состоянии геострофического равновесия с $Ro < 0,1$. В этом случае генерация спиралевидных инерционно-гравитационных волн (при постоянной частоте Вайселя-Брента N во всем слое океана) [Zhao et al., 2021] или инерционных волн в однородном океане при $N = 0$ [Wang, Özgökmen, 2016] происходила в результате нарушения этого баланса, вызванного нелинейностью уравнений движения стратифицированной и вращающейся среды. Излучение этих волн носит спонтанный характер и, аналогично излучению акустических волн турбулентными вихрями, в соответствии с механизмом, описанным Лайтхиллом [Lighthill, 1952; Plougonven and Zeitlin, 2002; Wang, Özgökmen, 2016].

В работе [Barkan et al., 2017] было проведено численное моделирование генерации мезомасштабного антициклонического вихря размером около 50 км низкочастотным ветровым воздействием. Моделируемое поле скорости течения с возмущениями его вертикальной скорости содержало нитевидные спиралевидные структуры (филаменты) с интервалом 3–4 км между ними, которые интерпретировались как внутренние волны, излучаемые единственным большим антициклоническим вихрем. В данной работе масштаб самого вихря и масштабы спиралевидных структур более чем на порядок превышали масштаб субмезомасштабного вихря и наблюдаемые в работе [Марчук и др., 2022] периоды полосатых структур (порядка 100 м) на снимке.

В работе [Zhao et al., 2021] с помощью трехмерного численного моделирования исследуется излучение спиралевидных инерционно-гравитационных волн, (т.е. внутренних волн, частота которых близка к инерционной частоте) от геострофического вихря во вращающейся и стратифицированной жидкости. Вихрь, изначально находящийся в состоянии геострофического

равновесия, в течение короткого переходного промежутка времени генерирует из-за неустойчивости инерционно-гравитационные волны. При этом возмущения дивергенции поля скорости течения имеют спиралевидную форму в разные моменты времени (рис. 3 и 4 из [Zhao et al., 2021]), но расстояния между спиралевидными полосами составляют десятки километров. Поэтому эта модель также не объясняет короткие масштабы спиралевидной структуры, рассмотренные в данной главе.

Самопроизвольное излучение спиралевидных внутренних волн антициклоническим вихрем с числом Россби порядка 1 изучалось в работе [Kar et al., 2025]. На поверхности океана задавались периодические в меридиональном направлении ветровые напряжения, воздействующие на зональное течение так, что возникал наклон поверхностей постоянной плотности (изопикн), приводивший к бароклинной неустойчивости течения и последующему образованию мезомасштабных бароклиных вихрей. Генерация спиралевидных внутренних волн происходила на краю вихря, где фазовая скорость вихревых волн Россби, генерируемых радиальным градиентом завихренности, совпадала с азимутальной скоростью течения вихря. Из полученного в численной модели горизонтального распределения поля вертикальной компоненты завихренности и вертикальной скорости (рис. 1, [Kar et al., 2024]) следовало, что излучаемые вихрем с радиусом 20 км спиралевидные внутренние волны имели частоту $1.3 f$, (где f -инерционная частота) и горизонтальную длину волны около 4 км, которая на порядок превышала характерный период (порядка 100 м) наблюдавшейся нами мелкомасштабной спиралевидной структуры на краю вихря.

В работе [Plougonven, Zeitlin, 2002] была предложена аналитическая модель генерации внутренних волн из локализованной нестационарной области с равномерной потенциальной завихренностью, причем горизонтальные сечения этой области представляли эллипсы. Механизм генерации внутренних волн подобен механизму генерации Лайтхилла акустических волн нестационарными вихревыми движениями. Так как частота Вайсяля-Брента считалась постоянной в рассматриваемом слое стратифицированной жидкости, то в дальней зоне от локализованной области вихря распространялись только не захваченные внутренние волны. Их фазовые линии (гребни) имели спиралевидную форму в разных горизонтальных сечениях волнового поля (рис. 3 из [Plougonven, Zeitlin, 2002]). Но в модели не учитывалось наличие максимума частоты Вайсяля-Брента в слое термоклина, в котором возможно распространение захваченных внутренних волн. Кроме того, расчет волнового поля проводился в дальней зоне от локализованного вихря, тогда как в данной главе рассматривается появление полосатой структуры непосредственно на периферии самого вихря.

В отличие от упомянутых выше работ, в работах [Johannessen, 2019; Chunchuzov et al., 2021a] был предложен механизм генерации внутренних волн субмезомасштабными вихрями с $Ro > 1$. При этом используемая трехслойная модель стратификации океана учитывала наличие тонкого слоя термоклина. Предполагалось, что постоянно существующие турбулентные неоднородности скорости и плотности океанического течения переносятся (из-за адвекции) круговым течением вихря на его периферии, вызывая при этом нестационарные возмущения радиальной и вертикальной компонент скорости вихревого течения в окрестности этих неоднородностей. Такие возмущения в устойчиво стратифицированном слое термоклина в океане приводят к генерации короткопериодных внутренних волн с длинами волн порядка 100 м, близкими к периодам спиралевидных полосатых структур, наблюдавшихся на периферии субмезомасштабных вихрей на инфракрасном снимке из [Marmorino et al., 2018] (см. рис. 1.1 в Главе 1) и на снимке, представленном ниже в данной главе (рис. 2.1).

Исходя из сказанного выше, вторая глава диссертации посвящена исследованию связи между параметрами субмезомасштабных вихрей (характерными размерами, азимутальной скоростью) и характеристиками спиралевидных структур вокруг вихрей, выявленных с использованием спутниковых РСА (радиолокатор синтезированной апертуры) снимков, с целью объяснения возможного механизма генерации этих мелкомасштабных структур. В качестве примера рассматриваются вихри, обнаруженные в северной части Мозамбикского пролива.

2.2. Методика и материалы

В настоящей работе выявление субмезомасштабных вихрей со спиралевидными полосами проводилось по данным РСА-снимков спутника Sentinel – 1A [Chunchuzov et al., 2021a], предоставляемых в открытом архиве NASA в рамках европейской программы Copernicus. Пространственное разрешение снимков составляет 5x20 м. Они получены в С-диапазоне на частоте 5.405 ГГц в высоком разрешении (GRD - ground range detected) и двойной поляризацией (VV/VH). Радиолокационная съемка проводилась в диапазоне углов падения радиолуча $\theta = 29.1$ до 46.0° .

Анализ спутниковых снимков выполнялся в программе SNAP (Sentinel Application Platform), разработанной Европейским космическим агентством специально для обработки спутниковых данных миссии Sentinel [<https://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>].

За период с 2014 до 2017 года, нами было проанализировано 986 снимков с субмезомасштабными вихрями, из которых только на 10 снимках было обнаружено проявление на поверхности океана мелкомасштабной спиралевидной структуры на периферии субмезомасштабных вихрей. Было проанализировано два случая формирования

субмезомасштабных вихрей с мелкомасштабными спиралевидными полосами в Мозамбикском проливе вблизи Коморских островов. Подобный субмезомасштабный вихрь со спиралевидной полосатой структурой был обнаружен в Калифорнийском проливе на инфракрасном снимке (см. рис. 1.1 в Главе 1), полученном в [Marmorino et al., 2018]. Полосатая спиралевидная структура примыкала непосредственно к периферии вихря, на которой видны неоднородности температуры.

Следует отметить, что мелкомасштабная спиралевидная структура на периферии субмезомасштабных вихрей была выявлена лишь на 10 изображениях ($\approx 1\%$ от общего числа). Столь низкая доля обнаружения не является следствием недостаточного пространственного разрешения РСА или погрешностей методики, а обусловлена комплексом жёстких условий, необходимых для формирования и визуализации подобных структур. Во-первых, сам субмезомасштабный вихрь с числом Россби $Ro \gg 1$ и азимутальной скоростью порядка $0,3$ м/с возникает лишь в специфических гидродинамических условиях, например, при интенсивных сдвиговых течениях вблизи островов или над крутыми склонами шельфа. Во-вторых, генерация внутренних волн таким вихрем требует наличия тонкого (толщиной $10\text{--}20$ м) приповерхностного слоя термоклина с высокими градиентами плотности (максимум частоты Вьяйсяля–Брента $N \sim 0,01 - 0,015$ рад/с), который существует не во всех сезонах и районах. В-третьих, даже при выполнении гидрофизических предпосылок радиолокационная видимость спиралевидных полос критически зависит от внешних факторов: угла падения радиолуча (в нашем случае $29\text{--}46^\circ$), поляризации (VV/VH), отсутствия сильного волнения (разрушающего поверхностные слики), а также от наличия естественных плёнок поверхностно-активных веществ, необходимых для контрастного проявления мелкомасштабных вариаций шероховатости. Кроме того, наложение атмосферных помех (осадки, ветровая рябь) могут полностью маскировать искомые структуры. Поэтому наблюдаемая частота обнаружения ($\sim 1\%$) отражает реальную редкость одновременного выполнения всех перечисленных условий, а не ограниченность предложенного метода. Полученные 10 снимков следует рассматривать как наиболее яркие примеры, пригодные для верификации модели генерации внутренних волн вихрями.

Анализ поверхностного течения и расчёт квадрата частоты Вьяйсяля–Брента (ВБ) в районе образования вихрей проводился с помощью реанализа GLORYS12V1 (Global Ocean Physics Reanalysis). Продукт GLORYS12V1 представляет собой глобальный вихреразрешающий реанализ CMEMS (горизонтальное разрешение $1/12^\circ$, 50 вертикальных уровней), охватывающий данные альтиметрии (с 1993 года). Этот продукт включает в себя файлы с ежедневными и ежемесячными средними значениями температуры, солёности, течений, уровня моря, глубины перемешанного слоя и параметров льда от поверхности до дна. Глобальные

файлы данных об океане отображаются на стандартной регулярной сетке с шагом $1/12^\circ$ (приблизительно 8 км) и на 50 стандартных уровнях. Для анализа был взят регион от 41° до 48° в.д. и с 10° до 15° ю.ш.

В этой главе и далее спектры рассчитывают с помощью метода Уэлча. Поскольку ряды данных достаточно коротки и достоверное определение распределения данных не представляется возможным, то исходя из теории, описанной в работе [Jenkins, Watts, 1968], принимается, что распределение будет хи-квадрат, которое корректно для построения спектров большинства природных явлений. Отсюда следует, что стандартная формула для доверительных интервалов СПМ, полученных методом Уэлча:

$$\frac{v\hat{S}(t)}{\chi^2_{1-\alpha/2, v}} \leq S(t) \leq \frac{v\hat{S}(t)}{\chi^2_{\alpha/2, v}} \quad (2.1)$$

При таком малом количестве данных мы берём окно Ханна с перекрытием 75%, для которого количество степеней свободы

$$v = \frac{2P}{1 + 2 \sum_{k=1}^{P-1} (1 - \frac{k}{P}) r_k} \quad (2.2)$$

где r_k — нормированная корреляция оконной функции при сдвиге kD .

Доверительные интервалы будут рассчитываться по следующим формулам:

$$\frac{v\hat{S}(t)}{\chi^2_{0.975, v}} \leq S(t) \leq \frac{v\hat{S}(t)}{\chi^2_{0.025, v}} \quad (2.3)$$

$$c_{low} = \frac{v}{\chi^2_{0.975}}, c_{up} = \frac{v}{\chi^2_{0.025}} \quad (2.4)$$

$$c_{low}\hat{S}(t) \leq S(t) \leq c_{up}\hat{S}(t) \quad (2.5)$$

Из-за распределения χ^2 доверительные интервалы имеют ассиметричную форму.

В качестве района исследования было выбрано восточное побережье Африки от мыса Рас-Хафун (на полуострове Сомали) до Мозамбикской котловины. Изучение базы данных траекторий мезомасштабных вихрей AVISO [Munk, 2000], анимированных данных поверхностных течений в океане [Eldevik, Dysthe, 2002] и данных гидрофизических наблюдений в [Zhurbas et al., 2019] показало наличие в северной части Мозамбикского пролива мезомасштабных антициклонических вихрей (диаметром до 300-350 км), разделенных субмезомасштабными циклоническими вихрями (диаметром до 10-15 км). Формирование самой

вихревой структуры Мозамбикского течения, как части Большого течения Агульяс, изучалось в работах [Малышева и др., 2020; Gnevyshev et al., 2021]. Многолетние гидрологические наблюдения долгоживущих мезомасштабных антициклонических вихрей, описанных в работах [Sætre, da Silva, 1984; Ternon et al., 2014], движущихся на юг вдоль западной границы Мозамбикского пролива, и сравнение наблюдений с численным моделированием формирования этих вихрей в [Mathijs et al., 2003], позволили описать примерную структуру Мозамбикского течения, изображенную на рис. 2.1.

Мозамбикский пролив является частью системы Большого течения Агульяс, которое простирается от севера Мадагаскара до юго-западной оконечности Южной Африки [Lutjeharms, 2006]. Система Большого течения является важным звеном в обмене теплом и солью между Индийским и Атлантическим океаном [Rühs et al., 2022; Sandalyuk, Belonenko, 2018; Sandalyuk, Belonenko, 2021]. Было показано, что поток тёплых и солёных вод в Атлантический океан через область ретрофлексии Агульяс играет решающую роль в поддержании стабильности глобальной меридиональной опрокидывающей циркуляции [de Ruijter et al., 1999], а, следовательно, и глобального климата [Beal et al., 2011].

Распространение вихрей в Мозамбикском канале моделировалось в [de Ruijter et al., 2002; Hal et al., 2014; Backeberg et al., 2009], а возможные механизмы генерации вихрей и волн Россби изучались в работах [Reason et al., 2003; van der Werf et al., 2010; Biastoch, Kraus, 1999; Backeber, Reason, 2010; Ridderinkhof et al., 2010; Schouten et al., 2002]. В работе [Plougonven, Zeitlin, 2002] на примере модели эллиптического вихря было показано, что генерируемые им внутренние волны, уносят его энергию и момент количества движения [Plougonven, Zeitlin, 2002], тем самым влияя на эволюцию во времени и диссипацию энергии вихревого движения. В то же время, каскадный процесс нелинейных взаимодействий внутренних волн определенных масштабов приводит к генерации волн более малых масштабов и, в конечном итоге, к обрушению волн и генерации мелкомасштабной турбулентности [Munk, 1981; Миропольский, 1981]. Таким образом, проводимый ниже анализ механизма генерации внутренних волн вихрями важен для понимания каскадных процессов передачи энергии с помощью внутренних волн от мезомасштабных вихревых движений к мелкомасштабной турбулентности. Эти процессы влияют как на перемешивание океана, так и установление спектра распределения энергии по масштабам этих движений.

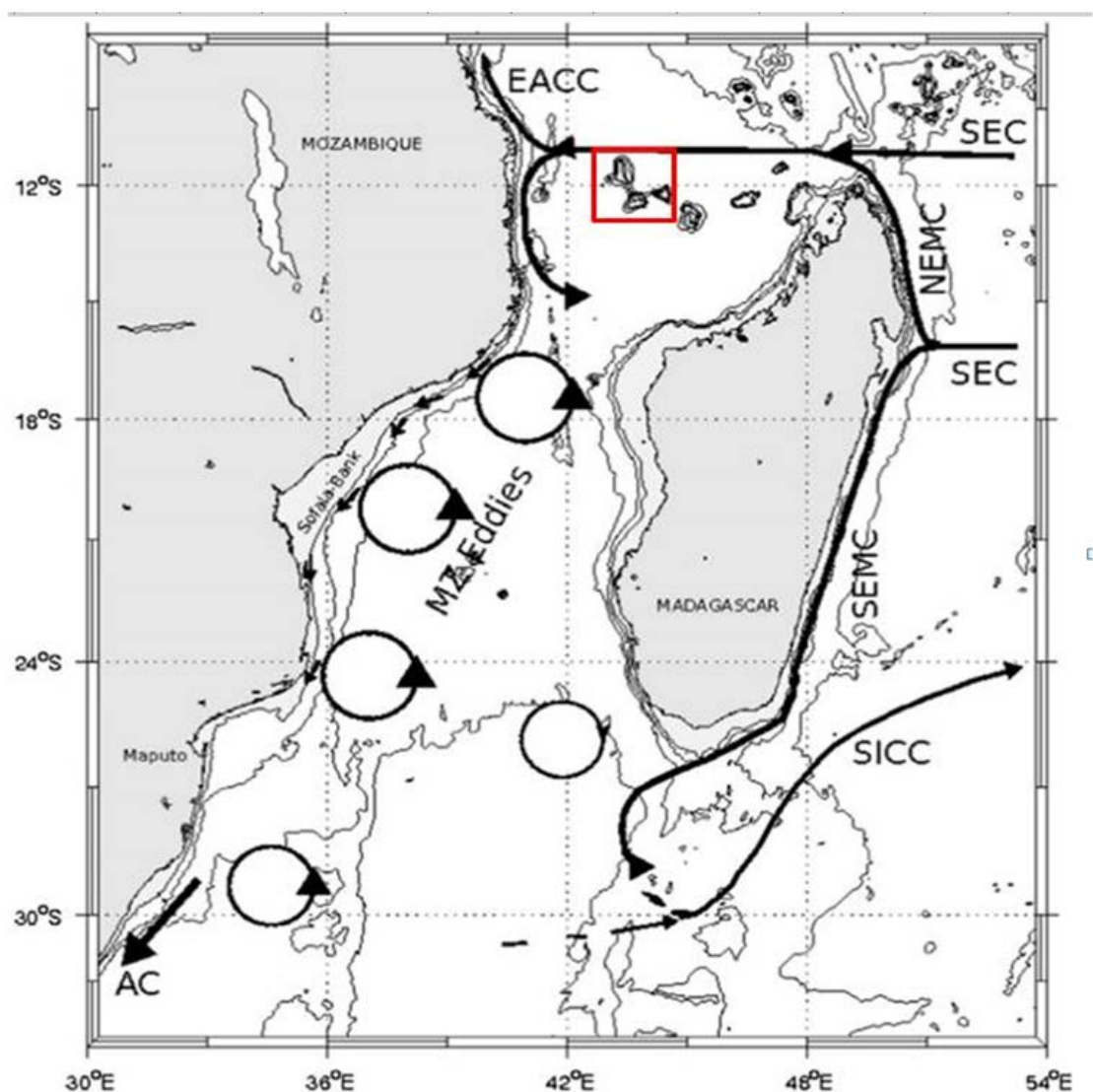


Рисунок 2.1. Основные океанографические особенности циркуляционной системы Мозамбикского пролива и района вокруг Мадагаскара. Южно-экваториальное течение (SEC), Северо-восточное Мадагаскарское течение (NEMC), Юго-Восточное Мадагаскарское течение (SEMC), Восточноафриканское прибрежное течение (EACC), Южно-Индийское противотечение (SICC), Течение Агульяс (AC) и квазипостоянные антициклонические вихри Мозамбикского пролива (MZ). Стрелки указывают направление потока. Циклические особенности представляют поле вихрей, по часовой стрелке для циклонических вихрей и против часовой стрелки для антициклонических вихрей. Фоновые контуры показывают изобаты на высотах 200, 1000, 2000 и 4000 м. Батиметрия, заштрихованная серым цветом, имеет глубину менее 200 м [de Ruijter et al., 2002]. Красным квадратом выделена территория Коморских островов, которая является регионом исследования.

С целью поиска четких проявлений вихрей и определения их границ была использована методология, описанная в статье [Bashmachnikov et al., 2020] и методика выделения вихрей на поверхности океана, разработанная в работах [Митягина, Лаврова, 2009; Каримова, 2012], которая заключалась в следующем:

- Поиск и визуальное выделение на поверхности океана спиралевидных структур в виде чередующихся темных и светлых полос, которые продолжаются также и за условными границами центральной части вихря;
- Если спиралевидную структуру можно вписать в эллипс или круг, то она определялась, как принадлежащая вихрю;
- Определялись два диаметра центральной части вихря (максимальный и минимальный) и их средний (среднеарифметический) диаметр.
- По характеру закрутки определяется тип вращения вихря, где это возможно. Спираль, закрученная против часовой стрелки в северном полушарии, принимается за циклонический вихрь, в южном полушарии – антициклонический. Спираль, закрученная по часовой стрелке, в северном полушарии принимается за антициклонический вихрь, а в южном полушарии – за циклонический соответственно.

2.3. Исходные данные

Ниже мы проанализируем два субмезомасштабных вихря за 22 и 25 сентября 2017 года.

На снимке от 22 сентября 2017 г. (рис.2.2) виден субмезомасштабный вихрь вблизи сильного течения вдоль островов Нгазиджа и Мохели (Коморские острова). К вихрю (обведен квадратом) примыкает на его периферии периодическая полосатая структура спиралевидной формы (рис. 2.3). Расстояния между ближайшими спиралевидными полосами растут при удалении от центральной части вихря. Их оценка дает приближенные значения 2, 2,5 и 4 км, а диаметр центральной части вихря составляет примерно 4 км.

На одной из светлых спиралевидных полос, через которые проходит разрез на рис. 2.3, именно на средней полосе, заметно “расщепление” этой полосы на более тонкие светлые и темные полосы, чередующиеся с периодом порядка 100 м. Предположительно именно эти мелкомасштабные светлые и темные полосы являются проявлением внутренних волн (ВВ), прогнозируемых моделью их генерации, рассматриваемой ниже.



Рисунок 2.2. Снимок (Sentinel -1, 22 сентября 2017 г.) субмезомасштабных вихрей вблизи сильного течения (направление указано стрелкой) вдоль островов Нгазиджа (Ngazidja) и Мохели (Mwali) (Коморские острова). Один из вихрей (внутри квадрата) имеет периодическую полосатую структуру спиральной формы на своей периферии.

На вариациях интенсивности отраженного радиолокационного сигнала вдоль разрезов, показанных ниже на рис. 2.4 а, видно, что крупномасштабные колебания интенсивности с периодами порядка нескольких км, связанные с широкими светлыми и темными полосами,

содержат мелкомасштабные колебания с периодами порядка сотни метров. Справа от центральной части вихря на рис. 2.3 тоже заметно чередование светлых и темных полос с периодом порядка нескольких сотен метров, которое мы тоже считаем возможным проявлением внутренних волн.

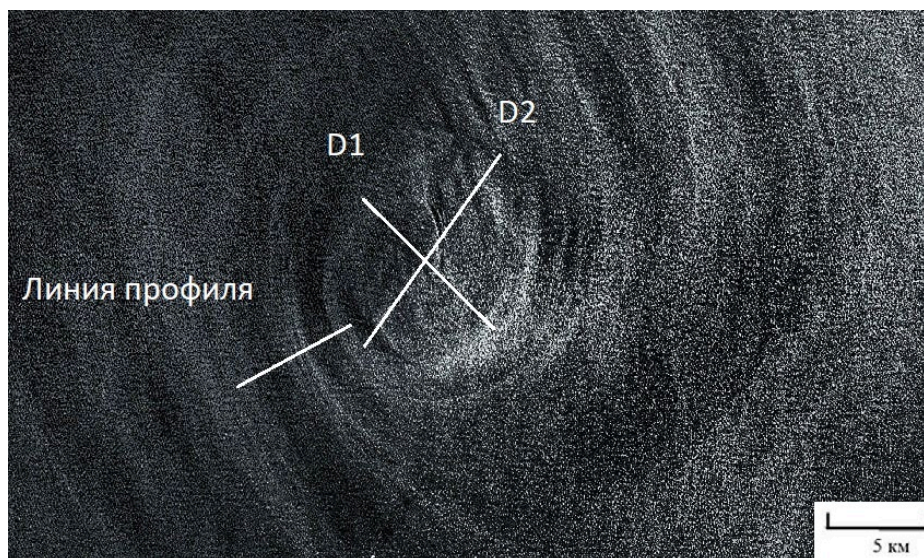
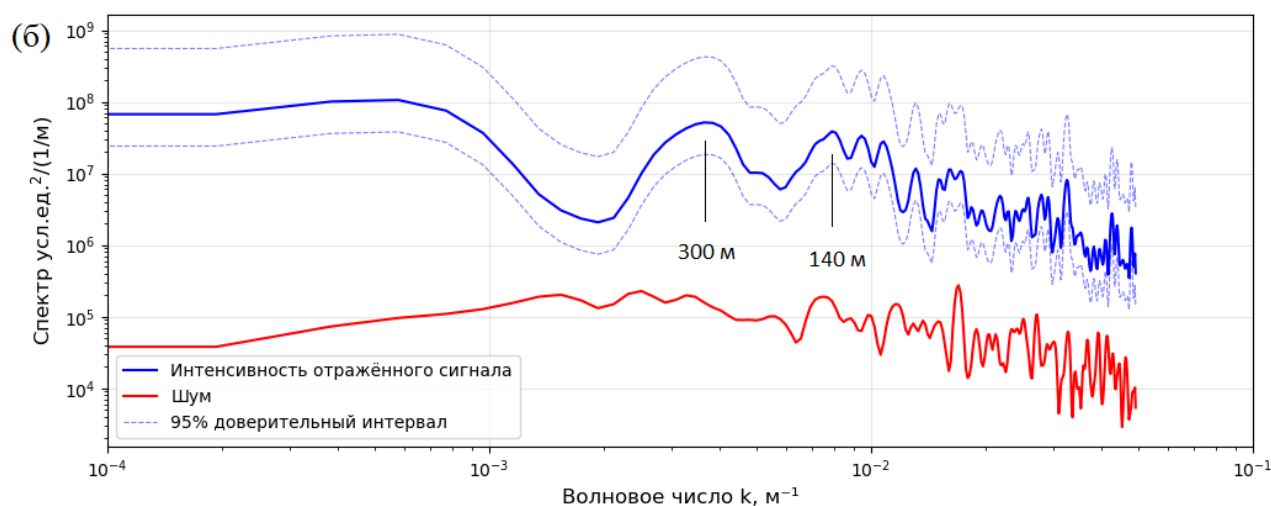


Рисунок 2.3. Увеличенный в размере вихрь внутри квадрата на рис. 2.2. Полосатая структура на его периферии пересечена линией с указанным направлением, вдоль которой получена амплитуда отраженного сигнала в зависимости от расстояния r (см. ниже рис. 2.4), где начальное и конечное значения r соответствуют началу и концу показанной стрелки линии профиля). Средняя светлая полоса, через которую проходит разрез, “расщеплена” на несколько более тонких светлых и темных полос. Они чередуются с периодом порядка сотни метров и являются возможными проявлениями внутренних волн. Подобная структура находится также и справа от центральной части вихря.

Оценка масштаба пространственных вариаций волнового поля в зависимости от расстояния r вдоль линии разреза длиной 4,7 км на рис. 2.3, производилась на основе построенных зависимостей амплитуды отраженного радиолокационного сигнала $A(r)$ (рис. 2.4 а) и горизонтальных спектров интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ с разными временными окнами сглаживания (рис. 2.4 б - г). Хорошо видны крупномасштабные вариации $A(r)$ на рис. 2.4 а с максимумами, соответствующими светлым полосам, пересекаемым разрезом на расстояниях $r \sim 100, 1500$ и 3000 м, и минимумами (темные полосы) на расстояниях $r \sim 500, 2800$ и 3900 м.

При спектральном анализе вариаций интенсивности отражённого сигнала $A(r)$ вдоль разреза (рис. 2.3) шаг дискретизации $\Delta r = 10,97$ м определён исходным пространственным

разрешением снимка после геометрической коррекции. Использование двух различных шагов (10,97 м и 21,94 м) связано с проверкой устойчивости спектральных максимумов к прореживанию исходного ряда. Окно Хеннинга выбрано как стандартное для сглаживания спектральных оценок при анализе геофизических полей; его полуширина (около 10 % от длины реализации) обеспечивает разрешение по волновым числам $\Delta K \approx \frac{2\pi}{L} \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$ рад/м, достаточное для разделения близких пиков.



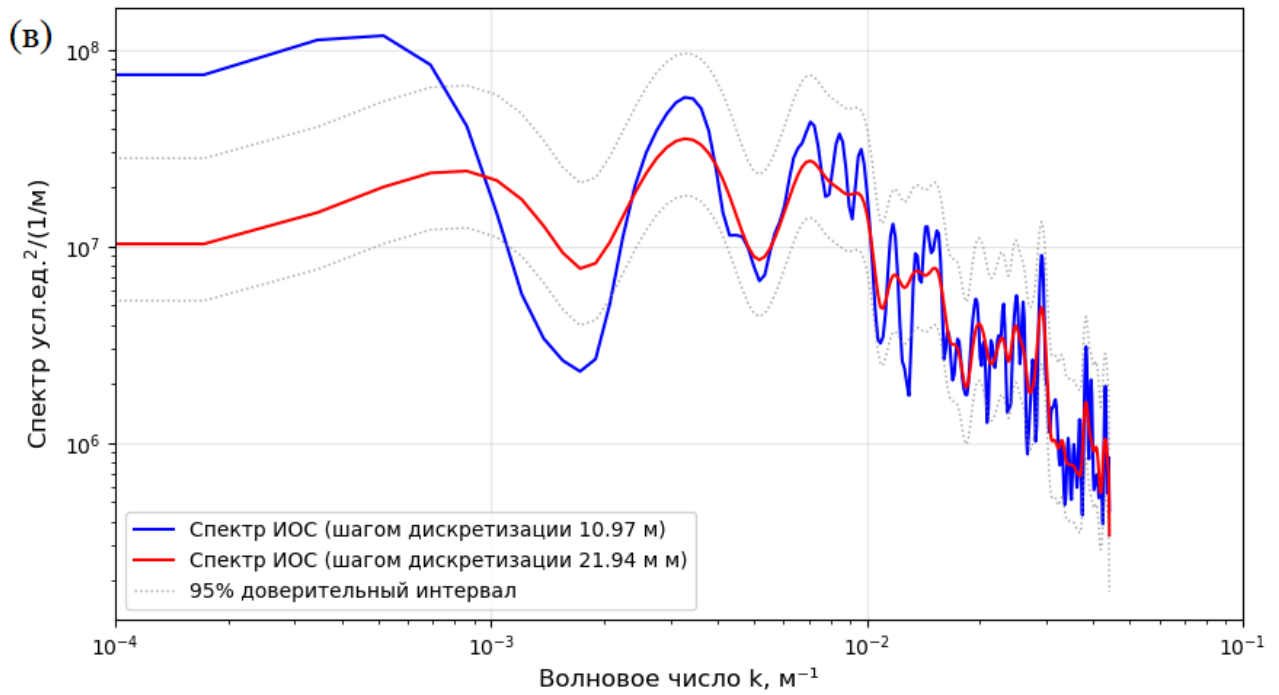


Рисунок 2.4. Зависимость амплитуды отраженного сигнала $A(r)$ от расстояния r вдоль линии разреза длиной 4,6 км на рис. 2.3, поперечной к полосатой спиралевидной структуре вихря (а) и спектральная плотность мощности вариаций интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ (синяя линия) в зависимости от частоты $f = K/(2\pi)$, где K – горизонтальное волновое число; для сравнения построен также спектр (красная линия) вдоль разреза, проведенного в той части снимка, где полосатая структура не проявляется и $W(r)$ считалась интенсивностью шумового фона (б); Сравнение спектров интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ с разными временными окнами сглаживания (в): спектр (синяя линия) получен с шагом дискретизации 10,97 м, длина реализации 4,7 км ($N = 428$ точек), число степеней свободы = 4, частота Найквиста = $0,0456 \text{ м}^{-1}$; спектр (красная линия) получен с шагом дискретизации 21,94 м, длина реализации $N = 211$, число степеней свободы = 13, частота Найквиста = $0,0228 \text{ м}^{-1}$.

Для оценки статистической значимости спектральных пиков на фоне случайного шума был применён критерий Фишера (F-тест) для спектральной плотности мощности. Нулевая гипотеза – реализация является гауссовским белым шумом с неизвестной дисперсией. Расчётные уровни значимости показали, что пики на волновых числах $K_1 = \frac{2\pi}{300} \text{ м} \approx 0,0209 \text{ рад/м}$ ($f_1 = \frac{K_1}{2\pi} = 0,0033 \text{ м}^{-1}$) и $K_2 = \frac{2\pi}{140} \approx 0,0449 \text{ рад/м}$ ($f_2 = 0,0071 \text{ м}^{-1}$) превышают 95%-ную доверительную границу. При этом спектр, полученный из области без полосатой структуры (красная линия на рис. 2.4 б), не содержит подобных максимумов, что

дополнительно подтверждает их связь с исследуемыми волнами, а не с инструментальным шумом.

Упомянутые в тексте компоненты на волновых числах $K_3 \approx K_1 + K_2$ и $K_4 \approx K_1 + 2K_2$ корректнее называть спектральными составляющими на комбинационных волновых числах, а не «комбинационных частотах», так как анализируется пространственный (стационарный) спектр поля интенсивности. Появление таких составляющих объясняется нелинейной модуляцией поля внутренних волн, обусловленной адвективной нелинейностью $(\vec{v}\nabla)\vec{v}$ в уравнениях движения. В стационарном поле это проявляется как нерезонансное взаимодействие пространственных гармоник, приводящее к генерации суммарных и разностных волновых чисел. Детальное обсуждение этого эффекта выходит за рамки данной главы, но наличие комбинационных пиков служит косвенным признаком нелинейности процесса распространения и взаимодействия внутренних волн, генерируемых вихрем.

Период крупномасштабных вариаций, зафиксированных на рис. 2.4 а, составляет 1,5 км и 2 км соответственно. Таким образом расстояние между волнами увеличивается при удалении от центра вихря. Одновременно с крупномасштабными вариациями амплитуды, внутри светлых и темных полос обнаружены мелкомасштабные квазипериодические осцилляции амплитуды $A(r)$ с гораздо более короткими периодами порядка 100 м (рис. 2.4 а). Этим мелкомасштабным осцилляциям в спектре их интенсивности $W(r)$ соответствуют спектральные максимумы на периодах в 140 м и 300 м (рис. 2.4 б) или соответствующих им частотах $f_1 = 0,007 \text{ м}^{-1}$ и $f_2 = 0,0033 \text{ м}^{-1}$, где $f = K/(2\pi)$, а K – горизонтальное волновое число.

Для сравнения с полученным спектром (синяя линия) на рис. 2.4 б приведен также спектр (красная линия) вдоль разреза в области к северо-востоку от острова Нгазиджа, где проявления полосатых структур не наблюдалось, а интенсивность отражённого сигнала $W(r)$ принималась нами за интенсивность шумового фона. Спектр шумового фона лежит значительно ниже нижней границы доверительных интервалов спектральных пиков сигнала, соответствующих мелкомасштабной спиралевидной структуре. Кроме этого, указанные значимые спектральные максимумы на периодах мелкомасштабной спиралевидной структуры являются устойчивыми относительно изменений ширины временного окна сглаживания Хеннинга (рис. 2.4 с). Уменьшение ширины временного окна приводит лишь к определенному уменьшению амплитуд спектральных максимумов и их расширению.

Наличие мелкомасштабных спиралевидных полос с периодами порядка 100 м, на которые “расщепляются” крупномасштабные светлые полосы с периодами порядка 1 км, требовало объяснения, т.к. появление столь мелкомасштабных спиралевидных структур не прогнозировалось ни одной из моделей генерации внутренних волн вихрями, рассмотренных выше в разделе 2.1. Механизм возникновения указанной выше “тонкой” спиралевидной

структуры на периферии субмезомасштабных вихрей, будет объяснен с помощью модели генерации ВВ, описываемой ниже.

Еще один субмезомасштабный вихрь диаметром порядка 5 км был обнаружен на снимке от 25 сентября 2017 г. вблизи о. Нгазиджа на широте $11^{\circ}30'$ ю.ш. (рис. 2.5). Тот же самый вихрь показан в увеличенном масштабе на рис.2.6. Хорошо видна его полосатая структура спиралевидной формы, указывающая на антициклоническое направление циркуляции течения внутри этого вихря, противоположное к направлению течения в вихре на снимке от 22 сентября (на рис. 2.2 и рис. 2.3). Показаны также 3 разреза вдоль разных частей полосатой структуры, для которых построены зависимости амплитуды отраженного сигнала $A(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (рис. 2.7 а) и горизонтальные спектры интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ (рис. 2.7 б, в, г).

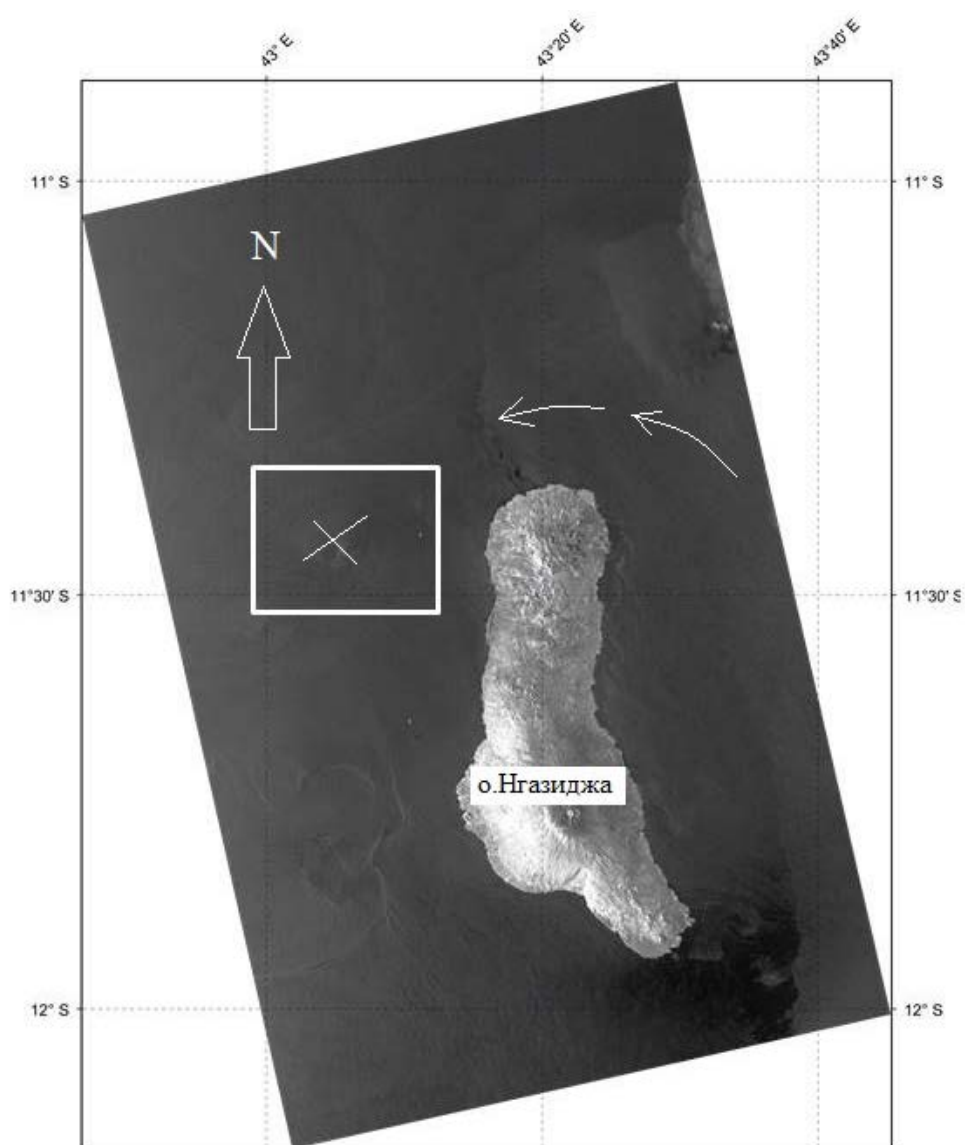


Рисунок 2.5 Снимок субмезомасштабного вихря с диаметром около 5 км (внутри

прямоугольника), обнаруженного 25 сентября в 15:28 на широте около 11°30' Ю.Ш. вблизи о. Нгазиджа (Ngazidja).

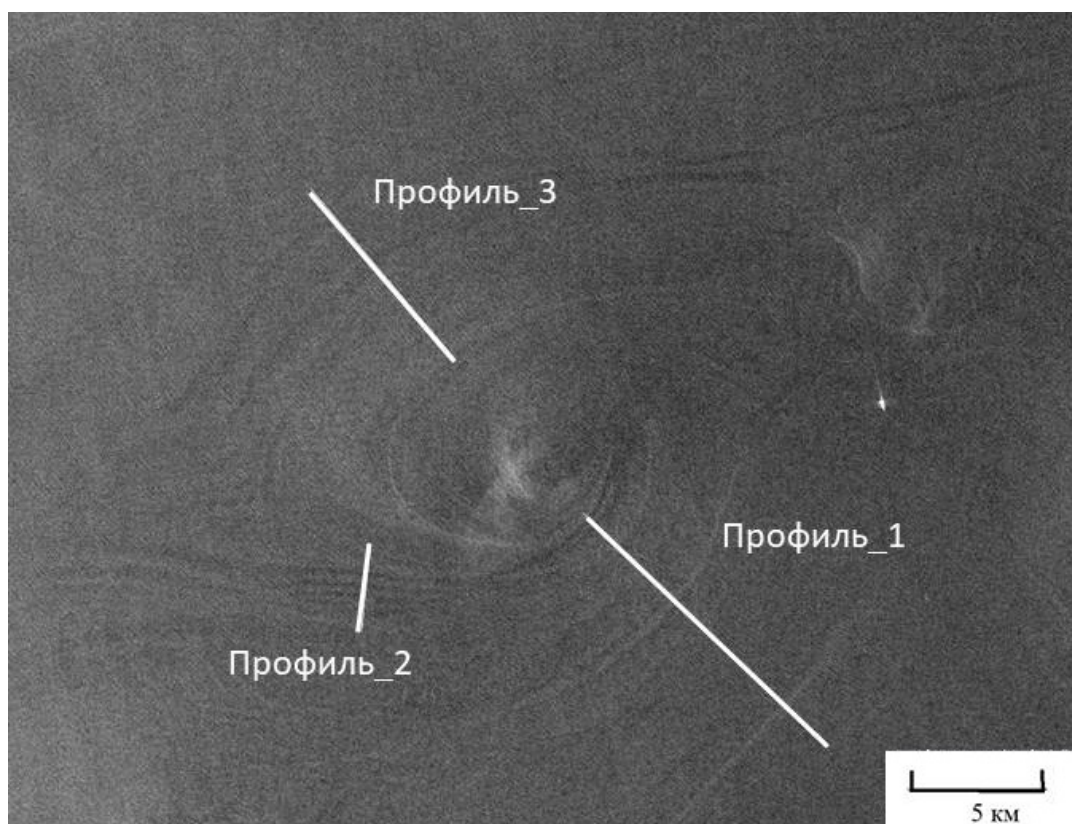
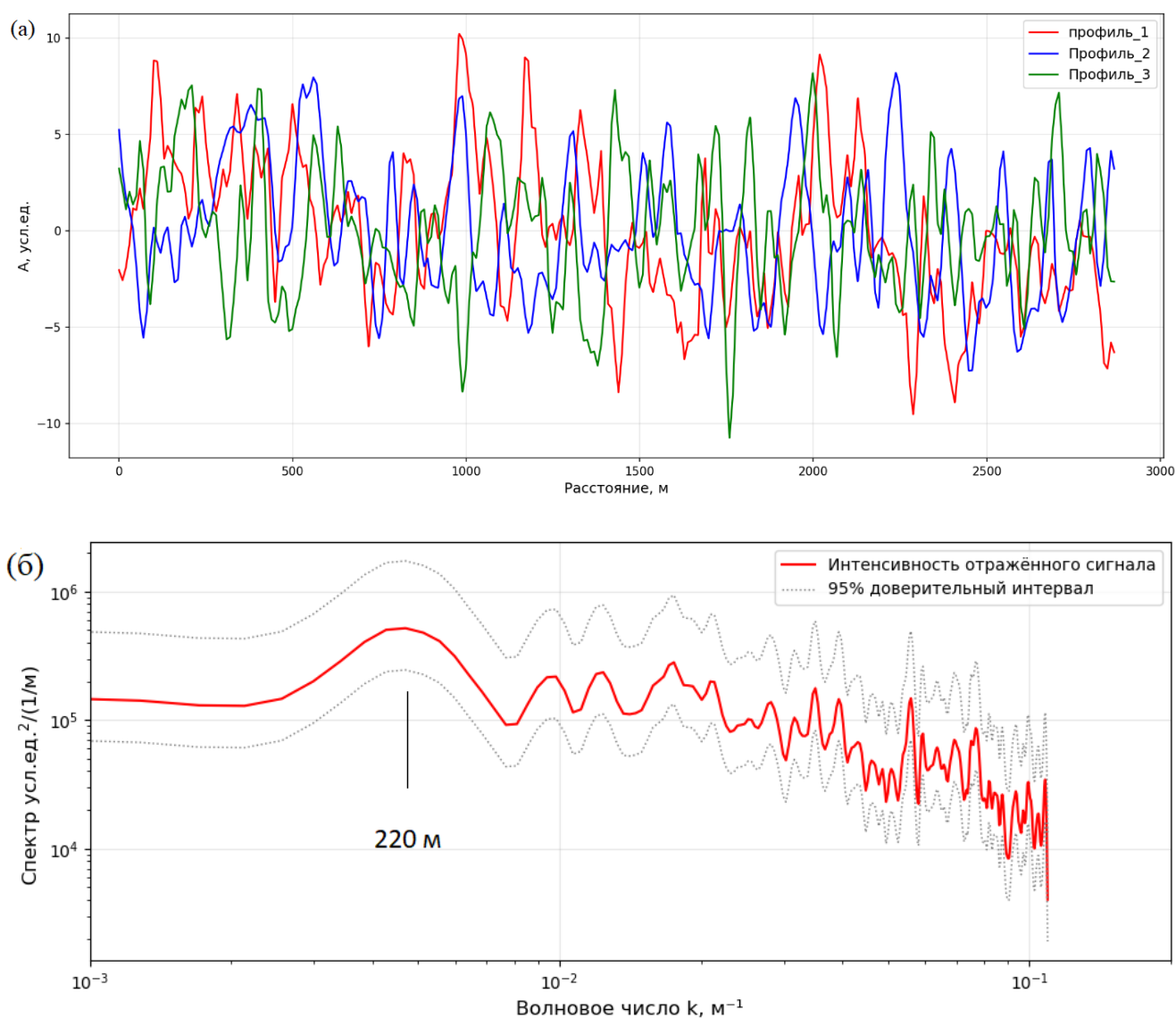


Рисунок 2.6 Увеличенный в размере вихрь внутри белого квадрата на рис. 2.5. Показаны также разрезы (профили 1, 2 и 3) вдоль разных частей спиралевидной полосатой структуры.

Но для этого вихря проявление полосатой структуры на поверхности океана значительно слабее, чем для первого вихря, что выражается в значительно более малых изменениях амплитуды отраженного сигнала (5-10 усл. ед.) (рис. 2.7 а) по сравнению с величинами изменения амплитуд для первого вихря (десятки усл.ед.) (рис. 2.4 а). Три спектра, построенных для 3-х профилей интенсивности вдоль разрезов 1, 2, 3 при уменьшении горизонтальных масштабов вариаций $W(r)$ от нескольких километров до десятков метров, показаны на рис. 2.7 б, рис. 2.7 в и рис. 2.7 г, соответственно. Слабая модуляция интенсивности отраженного сигнала на фоне шумов приводит к тому, что спектральные максимумы лежат значительно ниже (более чем на порядок) нижней границы доверительных интервалов для спектральных пиков на рис. 2.4 б для вихря от 22.09.2017. Это не позволяет нам выявить в этих спектрах значимые спектральные максимумы, соответствующие периодам полосатых структур. Поэтому, мы

обратимся к анализу характеристик спиралевидной полосатой структуры (формы и периоды) для первого вихря (рис. 2.3) и возможного механизма возникновения этой структуры.



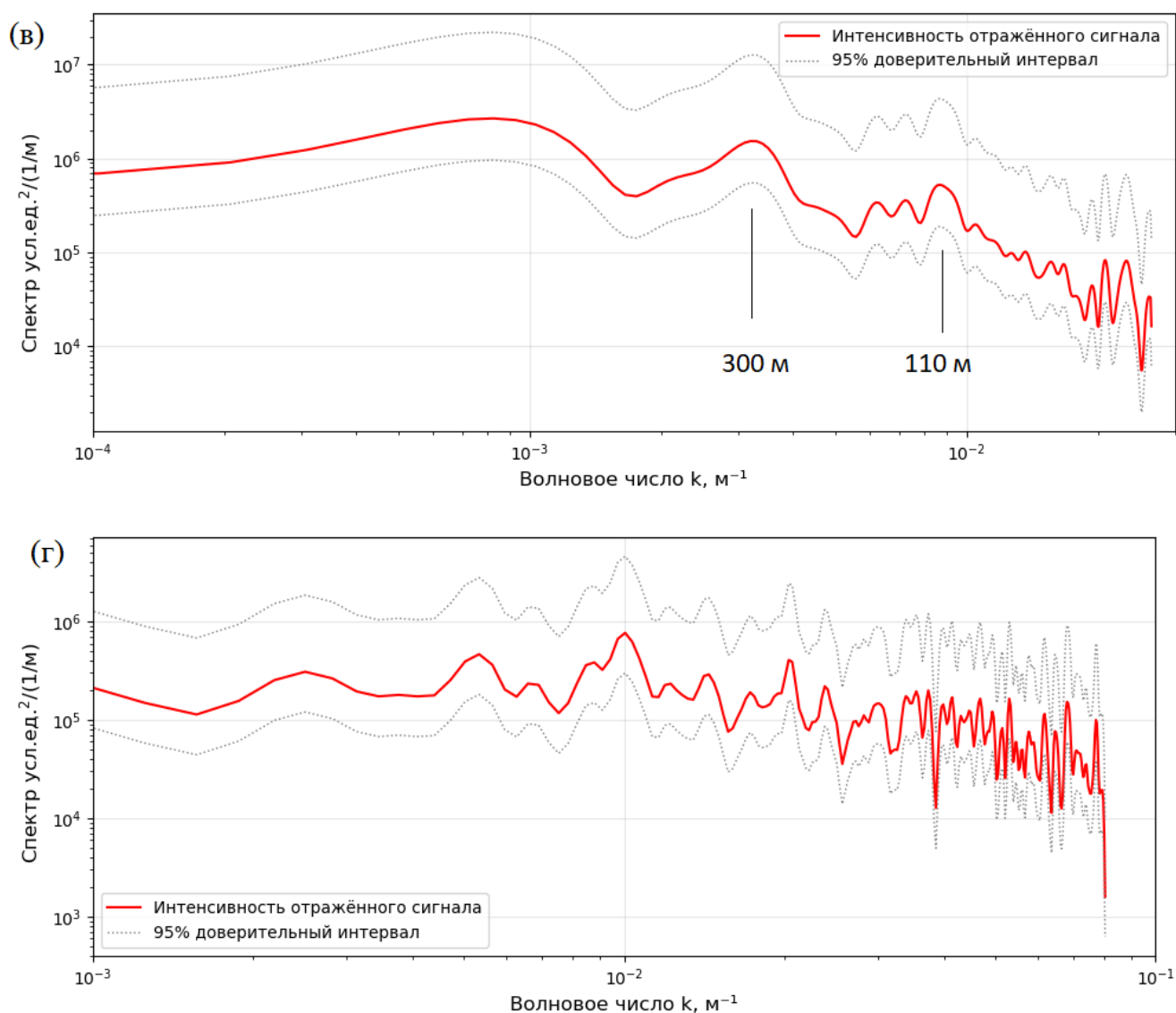


Рисунок 2.7. Зависимости амплитуды отраженного сигнала $A(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (профили 1–3) на рис. 2.6, проведенных через разные части полосатой спиралевидной структуры вихря (а) и спектры интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ для профилей 1-3 (б-г). Спектр (б-г) получены с шагом дискретизации 15 м, длина реализации 5.2 км ($N = 488$ точек), число степеней свободы = 3.

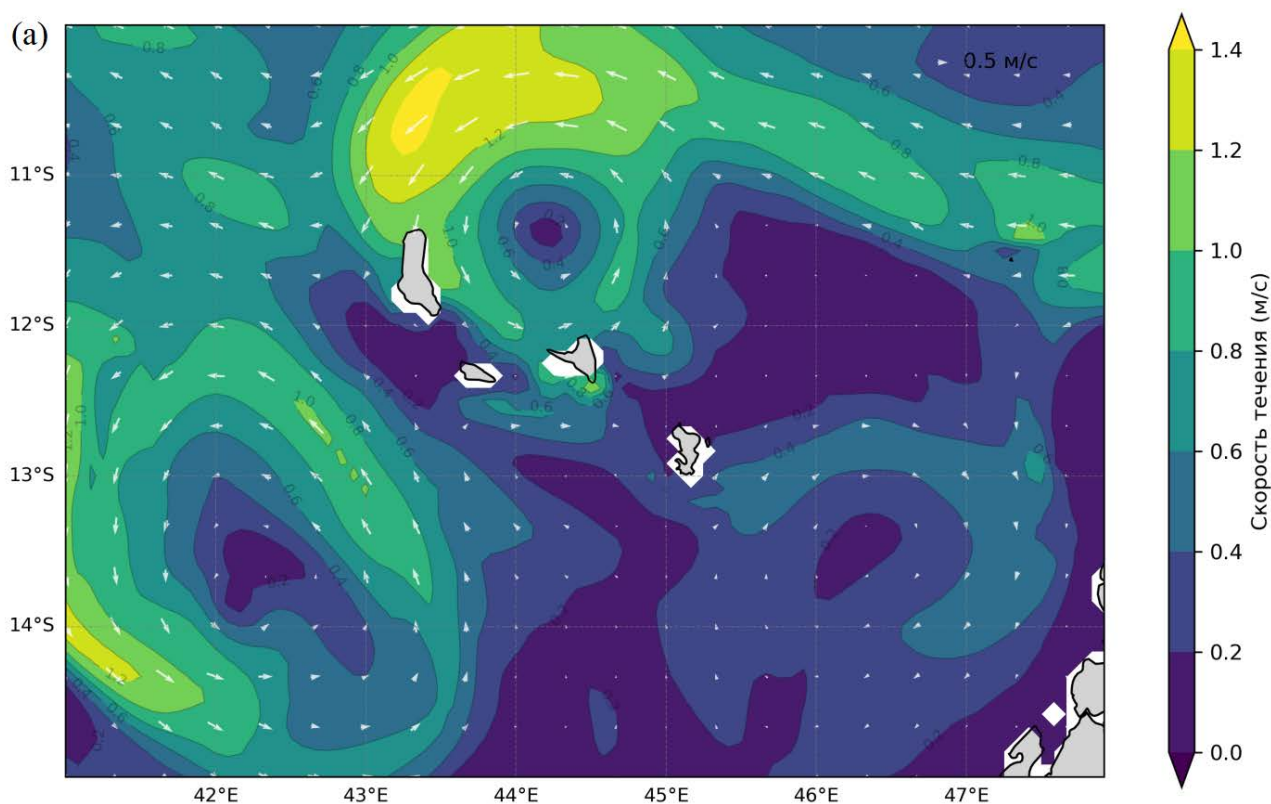
2.4. Моделирование формы волновых гребней внутренних волн, генерируемых движущимися неоднородностями плотности на периферии вихря

Проводившиеся в разные годы (с 1996 по 2000 г.) измерения скорости течения в зависимости от времени на разных глубинах океана (до 250 м) в регионе Мозамбикского пролива обнаруживали повороты вектора скорости течения при прохождении антициклонных вихрей через датчики измерений [Schouten et al., 2003]. При таких поворотах временные

изменения компонент скорости относительно их средних значений лежали в интервале 0,1-1 м/с, как следует из ([Schouten et al., 2003], см. рис. 2.7 и рис. 2.8).

Поле вектора скорости приповерхностного течения в вихревых структурах, полученное по данным реанализа GLORYS12V1 за 22 сентября 2017 года и 25 сентября 2017 года показано на рис.2.8 а, б. Величины этих скоростей меняются от 0,2 до 1,4 м/с.

Исследуемые в данной главе вихри находятся вблизи экватора на широтах (11.5° - 12.5° Ю.Ш.), для которых параметр Кориолиса $f = (1,51 - 1,57) \cdot 10^{-5}$ рад/с, поэтому оценка числа Россби, например, для вихревого течения с радиусом $L=2$ км и азимутальной скоростью $V = 0,3$ м/с, дает значения $Ro = V/(Lf) = 9,5 - 10$. Величина азимутальной скорости $V \sim 0,3$ м/с была выбрана исходя, во-первых, из типичных азимутальных скоростей закручивания течения $V = 0,1 - 0,4$ м/с внутри субмезомасштабного вихря в [Marmorino et al., 2018], восстановленного из снимков вихря в ИК диапазоне, сделанных с борта самолёта. Во-вторых, из диапазона изменений проекций вектора скорости течения 0,1-1 м/с при его поворотах в периоды прохождения вихрей через сеть измерений скорости течения вблизи Мозамбикского пролива [Schouten et al., 2003] и диапазона изменений азимутальных скоростей внутри вихревых структур по данным реанализа (рис. 2.8).



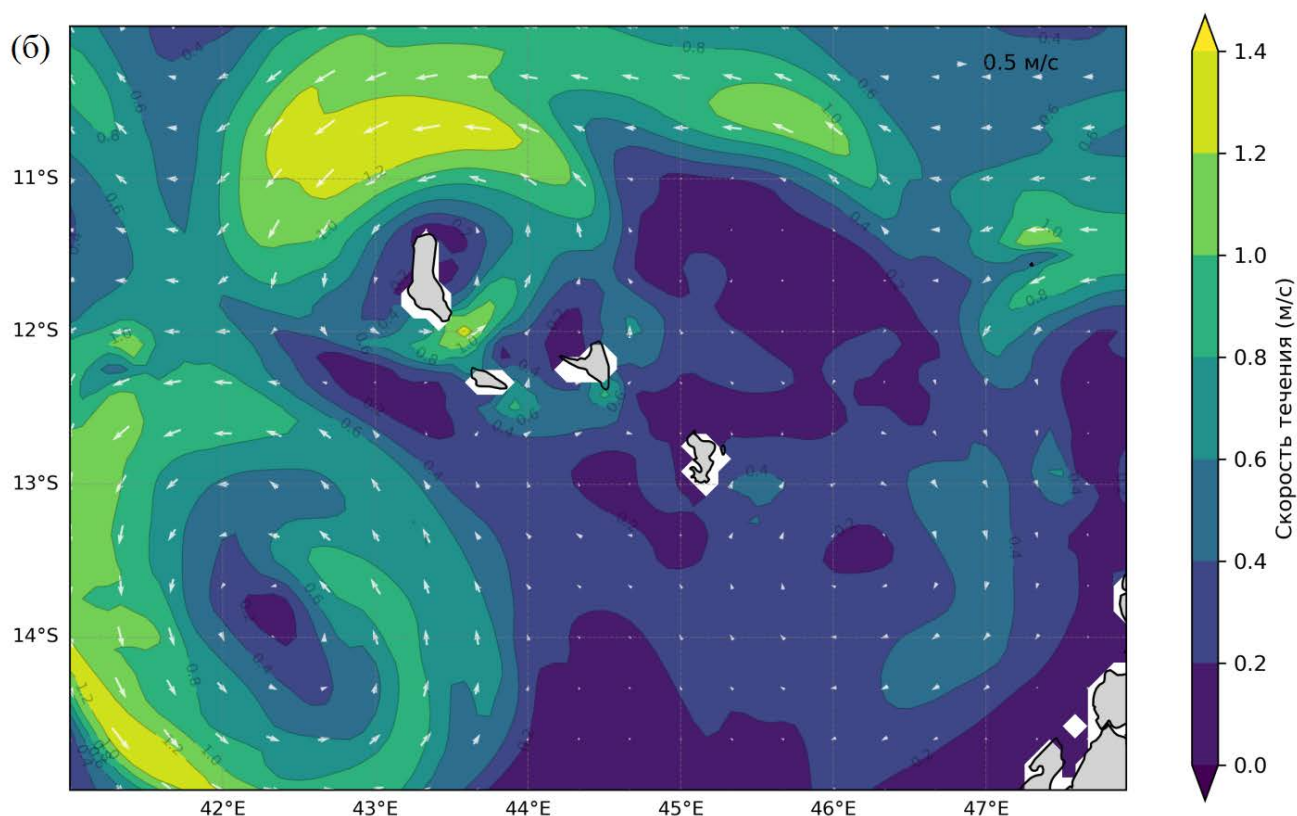


Рисунок 2.8. Скорость и направление приповерхностного течения по данным реанализа GLORYS12V1 за 22 сентября 2017 года (а) и 25 сентября 2017 года (б).

Субмезомасштабные вихри с $Ro \gg 1$ и полосатой структурой спиралевидной формы наблюдались в разных частях океана. Пространственная структура течения в одном из таких вихрей подробно анализировалась с помощью его инфракрасного снимка в работе [Harlander et al., 2009], а возможный механизм генерации спиралевидных полосатых структур вокруг субмезомасштабного вихря был предложен в [Johannessen et al., 2019; Chunchuzov et al., 2021a]. В этих работах учитывалось, что реальное течение в вихре является изначально турбулентным и содержит случайные неоднородности скорости течения, температуры и плотности разных горизонтальных и вертикальных масштабов.

Введём следующие ключевые предположения, лежащие в основе модели генерации ВВ субмезомасштабным вихрем:

1. Наличие волноводного слоя для ВВ. Это должен быть тонкий переходный слой в термоклин с высокой статической устойчивостью, лежащий между приповерхностным слоем и нижележащим слоем воды, являющихся менее устойчивыми по сравнению со слоем термоклина. Наличие подобного волноводного слоя подтверждается рассчитанными по реанализу профилями квадрата частоты Вэйсяля-Брента (ВБ), $N^2(z)$, за 22 сентября 2017 года на рис. 2.9. Тонкий слой толщиной 10-20 м с максимумом $N^2(z)$ расположен в

непосредственной близости к поверхности океана, что создавало благоприятные условия для проявления на поверхности океана короткопериодных ВВ, захваченных этим слоем.

2. Течение в вихре является изначально турбулентным и содержит случайные неоднородности скорости течения, температуры и плотности разных горизонтальных и вертикальных масштабов.

Рассматриваемые нами вихри (рис. 2.3, 2.6) имеют форму, близкую к эллиптической. Это означает, что они не являются аксиально-симметричными, т.е. их поля скорости зависят от азимутального направления. В статье [Marmorino et al., 2018], для описания невозмущенной скорости течения в субмезомасштабном вихре, использовалась модель вихря Ранкина, где в так называемом состоянии циклострофического равновесия градиент давления в радиальном направлении уравнивался центробежной силой.

Предположим, что локальная неоднородность температуры или плотности жидкости, движется с заданной скоростью V по периметру циклонического вихря относительно окружающей устойчиво стратифицированной жидкости вблизи периметра вихря. Эта неоднородность вызывает в каждой фиксированной точке пространства с координатами x, y, z малые нестационарные возмущения температуры $T'(x, y, z, t)$ относительно невозмущенной температуры среды $T_0(z)$, зависящей от глубины z . Возмущения температуры в устойчиво-стратифицированной и несжимаемой среде с квадратом частоты Вайселя-Брента $N^2 = \frac{-1}{g\rho_0} \frac{d\rho_0}{dz}$, где $\rho_0(z)$ – невозмущенная плотность среды, вызывают возмущения плотности $\rho'(x, y, z, t)$ и вертикальные смещения $\eta(x, y, z, t)$ частиц жидкости, связанных следующим уравнением [Gossard, Hook, 1975], g – ускорение свободного падения:

$$\frac{\rho'}{\rho} = -\frac{N^2}{g} \eta \quad (2.6)$$

Адвекция неоднородностей плотности круговым течением вихря с азимутальной скоростью, зависящей от расстояния от центра вихря, вызывают нестационарные возмущения в радиальной компоненте скорости течения вблизи периметра вихря, где азимутальная скорость максимальна, и вертикальные смещения частиц среды в тонком слое высокой статической устойчивости вблизи поверхности океана (термоклин). Эти нестационарные смещения в ограниченной области устойчиво-стратифицированной среды приводят к генерации внутренних волн, расходящихся от этой области.

В случае, когда нестационарные смещения жидкости в некотором фиксированном объеме пространства вызваны прохождением через неё плотностной (или температурной) неоднородности, движущейся с постоянной скоростью и превышающей фазовую скорость внутренних волн в среде, то такая неоднородность будет порождать за собой след внутренних

волн, подобно движущемуся твердому телу в устойчиво стратифицированной жидкости [Lighthill, 1978].

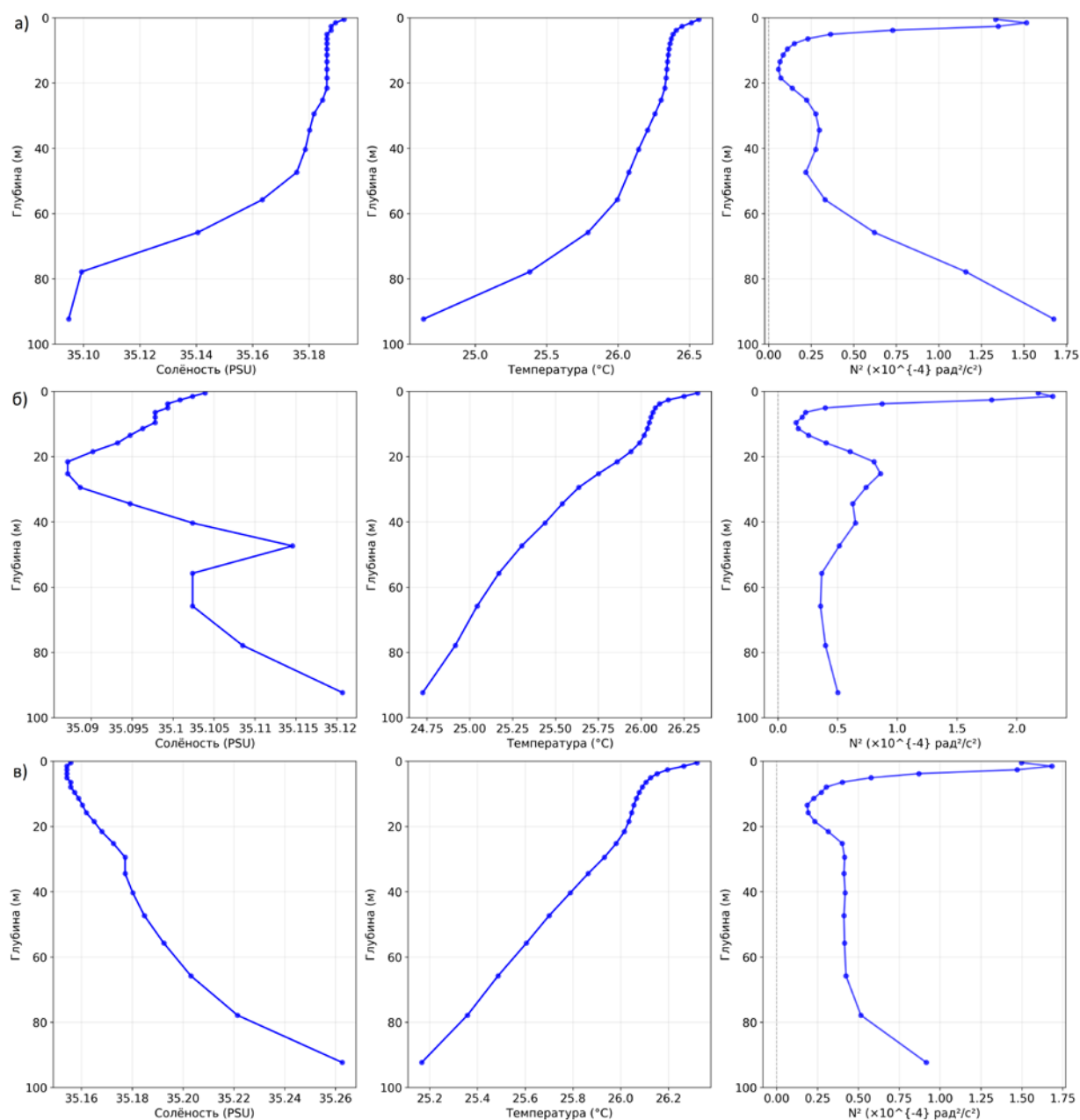


Рисунок 2.9. Профили температуры, солёности, и квадрата частоты Вьясяля – Брента (ВБ), N^2 , рассчитанные по данным реанализа GLORYS12V1 для 22 сентября 2017 года, когда был получен снимок вихря на рис. 2.3. Расчёт проводился в трех точках с координатами: а) 12°20' ю.ш. 43°12' в.д.; б) 12°00' ю.ш. 43°10' в.д. и в) 12°00' ю.ш. 43°30' в.д., расположенных недалеко от вихря (12° 20' ю.ш., 43° 12' в.д.)

Рассмотрим вначале случай, когда неоднородность движется горизонтально со скоростью V и создает движущееся с этой скоростью возмущение плотности среды и вертикальное

смещение согласно уравнению (2.1). Это уравнение получено из линеаризованного уравнения неразрывности для несжимаемой жидкости. $\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w \frac{d\rho_0}{dz} = 0$, где $w = \frac{\partial \eta}{\partial t}$ – вертикальная скорость, а $\vec{V}$ – горизонтальная скорость неоднородности.

Будем считать, что профиль частоты ВБ $N(z)$ описывается трехслойной моделью океана [Бреховских, Гончаров, 1994; раздел 40], показанной на рис. 2.10 а, с максимальным значением в промежуточном слое термоклина $0 \leq z \leq h_1$. На нижней границе этого слоя $z=0$ зададим бегущее влево (противоположно направлению оси x) локальное вертикальное смещение (рис. 2.10 б):

$$\eta(x, y, z = 0, t) = \eta_0 f(x + Vt, y) \quad (2.7)$$

где $f(x, y)$ - функция описывает форму поверхности смещения, η_0 - максимальное вертикальное смещение, a - характерный горизонтальный масштаб области, в пределах которой смещение локализуется в слое термоклина. С учетом (2.7) возмущение вертикальной скорости на границе $z=0$ имеет вид

$$w(x, y, z = 0, t) = \frac{\partial \eta}{\partial t} = V \eta_0 \frac{\partial f}{\partial x} \quad (2.8)$$

а ее максимальное значение $w_0 \sim V \eta_0 / a \ll V$.

В работе [Chunchuzov, 2021a] анализировалось поле вертикальной скорости захваченных гравитационных мод в слое термоклина $0 \leq z \leq h_1$ с граничным условием (2.8) и при условии равенства вертикальной скорости нулю на поверхности $z = h_2$ (приближение “твердой крышки”) и на дне $z = -h_2$. В частном случае, когда фазовые скорости захваченных мод относительно движущегося возмущения (источника ВВ) малы по сравнению со скоростью источника ВВ: $C_n \approx \frac{N_1 h_1}{\pi n} < V$, где $n=1,2,3...$ -номер моды, поле мод локализовано в клине, образующемся позади источника, подобно корабельным волнам позади корабля.

22 сентября 2017 года максимальный градиент температуры и максимум частоты ВБ N_1 наблюдались в тонком приповерхностном слое термоклина толщиной $h_1 = 10-20$ м (рис. 2.9). Значения N_1 для трех профилей $N^2(z)$ лежат в интервале 0,01 - 0,015 рад/с, следовательно для $N_1 = 0.02$ рад/с фазовая скорость моды с $n=1$ лежит в интервале 0,06 - 0,1 м/с. Эти фазовые скорости ВВ, не превышают скорости приповерхностного течения в вихревых структурах на рис. 2.8 а.

Уравнения, описывающие линии постоянной фазы (гребни и впадины волн) внутренних волн, бегущих в тонком (по сравнению с длиной волны) устойчиво-стратифицированном слое термоклина, находящимся над нижним (придонным) слоем произвольной толщины h_0 , могут быть представлены в следующей параметрической форме [Chunchuzov et al., 2021a]:

$$x_m = 2\pi m h_0 F^2 \cos^3(\varphi) [1 - F^2 \cos^2(\varphi) + 2 \tan^2(\varphi)] [F^2 \cos^2(\varphi)]^{-2}, \quad (m=1,2,3), \quad (2.9)$$

$$y_m = -x_m \tan(\varphi) [1 - F^2 \cos^2(\varphi) + 2 \tan^2(\varphi)]^{-1}, \quad (-\pi/2 < \varphi < \pi/2), \quad (2.10)$$

где $F = V/(g\varepsilon h_0)^{1/2}$ - число Фруда в нижнем слое океана толщиной h_0 , m -номера волновых линий (гребней) в текущий момент времени t , отсчитываемый от момента $t=0$ начала движения источника влево со скоростью V (рис. 2.10а), φ - угол между локальным волновым вектором волны и направлением движения источника, $\varepsilon \equiv -\Delta\rho/\rho$ - величина относительного скачка плотности в тонком слое термоклина с максимальной частотой ВБ N_1 (которая значительно превышает значения этой частоты в приповерхностном и придонном слоях океана).

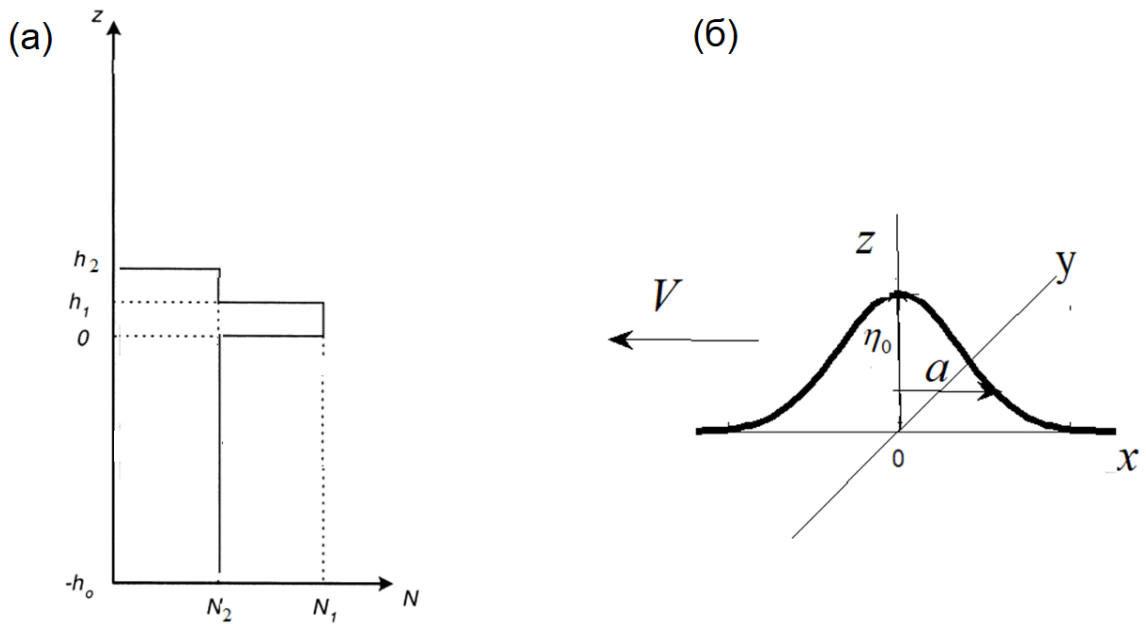


Рисунок 2.10. (а) Модель вертикального профиля частоты ВБ $N(z)$ в океане. Слой $0 \leq z \leq h_1$ представляет из себя термоклин, имеющий максимальную частоту $N_1 \gg N_2$. (б) Возмущение термоклина на его нижней границе $z=0$ задано в виде бегущего влево локализованного вертикального смещения $z = h(x + Vt, y)$ с характерным горизонтальным масштабом a и скоростью V .

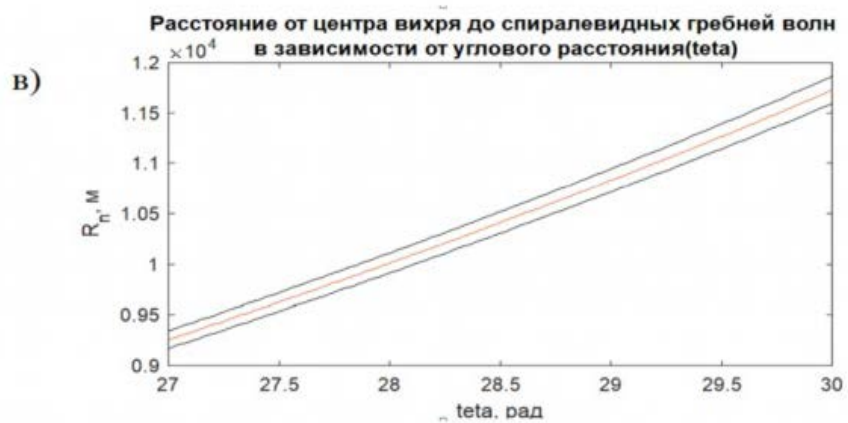
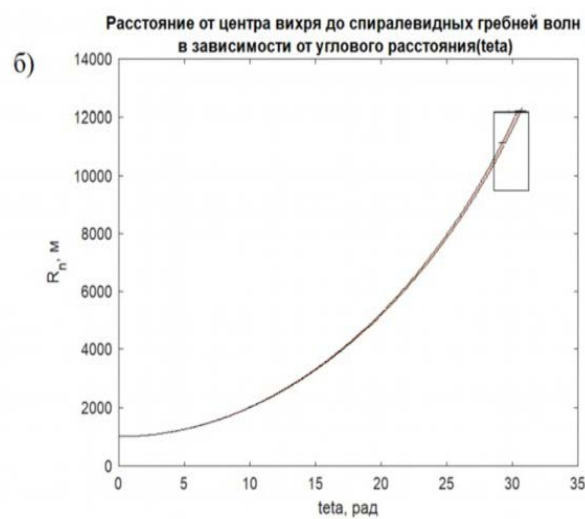
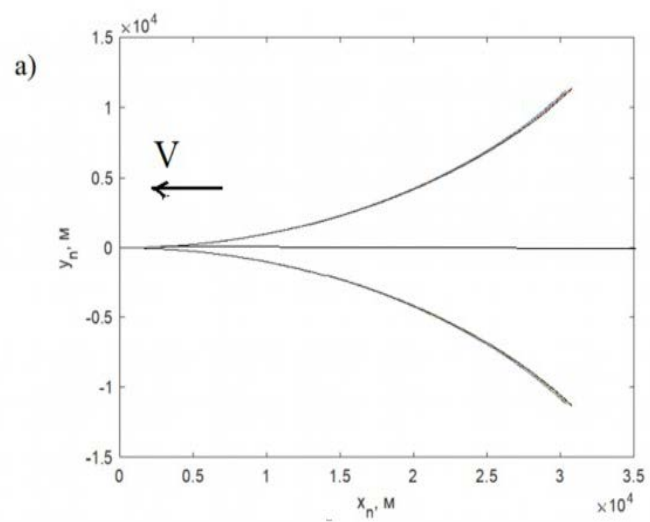


Рисунок 2.11. (а) Формы волновых гребней от движущегося влево локализованного вертикального смещения $z = h(x + Vt, y)$ в стратифицированном слое термоклина; (б) Зависимость расстояния от центра вихря до волновых гребней от азимута ($teta$) и (в) Увеличенный фрагмент (внутри прямоугольника) волновых линий, показывающий отдельные гребни с интервалом между ними (локальной длиной волны) порядка 100 м.

Исходя из полученных профилей температуры на рис.2.8, оценим относительный рост температуры $\varepsilon = \frac{\Delta T}{T_0} \approx -\frac{\Delta \rho}{\rho_0}$, в приповерхностном слое толщиной 10 м с максимальной устойчивостью стратификации, где индекс “0” относится к средним значениям температуры и плотности в этом слое. Для профилей на рис. 2.9 а, б, в приближенные значения равны 0,0005, 0,0008 и 0,0007, соответственно. Величины скоростей V приповерхностного течения в наблюдавшихся вихревых структурах менялись примерно от 0,2 до 1,2 м/с (рис. 2.8). Исходя из этих данных, стратификации зададим следующие параметры для расчета линий постоянной фазы: $\varepsilon = 6 \times 10^{-4}$, $V = 0,3$ м/с, $h_0 = 100$ м, откуда число Фруда $F = 0,39$. Для этих параметров результаты расчета линий постоянной фазы (гребней) волн с $m = 100, 101, 102$, генерируемых позади движущегося влево источника, показаны на рис. 2.8 а. Небольшие отклонения от заданной скорости V на ± 0.1 м/с, и от значения ε на $\pm 1 \times 10^{-4}$, сохраняют форму фазовых линий, но слабо меняют расстояния между ними, т.е. длины волн [Chunchuzov et al., 2021a].

При переходе от прямолинейного движения волнового источника к его круговому движению с азимутальной скоростью V вдоль круговой траектории радиусом R удобно перейти от декартовых координат (x, y) произвольной точки, расположенной на небольшом расстоянии от периметра окружности, к ее криволинейным координатам (r, θ) с помощью следующего преобразования переменных: $r = R + y$, $\theta = x/R$. Тогда, уравнения (2.9) и (2.10) фазовых линий $x = x_m(\varphi)$, $y = y_m(\varphi)$, переходят в следующие уравнения в параметрической форме, записанные относительно параметра $\theta_m = x_m/R$ -углового расстояния, проходимого источником вдоль круговой траектории за время t от начала движения в момент $t=0$:

$$X(\theta_m) = r \sin \theta = (R + y_m) \sin \theta_m \quad (2.11)$$

$$Y(\theta_m) = r \cos \theta = (R + y_m) \cos \theta_m \quad (2.12)$$

Используемое преобразование координат $r = R + y$, $\theta = \frac{x}{R}$ предполагает, что поперечное смещение y от круговой траектории радиуса R мало по сравнению с самим радиусом, то есть $|y| \ll R$. Для исследуемого вихря диаметр центральной части составляет около 4 км, следовательно $R \approx 2$ км. Полосатую спиралевидную структуру, примыкающую к периферии вихря, мы анализируем на расстояниях от центра не более 4–5 км (см. рис. 2.3). В этой области отклонение y от окружности радиусом R (т.е. радиальное расстояние от периферии) не

превышает 2–3 км. Таким образом, максимальное значение $|y|/R \approx 1 \dots 1.5$, что формально нарушает условие малости. Однако в рамках качественной модели, цель которой – объяснить механизм возникновения спиралевидных гребней, а не точное количественное воспроизведение, данное приближение допустимо по следующим соображениям. Во-первых, основные витки спирали (первые 3–4 оборота), формирующие наблюдаемую структуру, располагаются в области $|y| \leq R$ (т.е. на расстоянии от периферии, не превышающем радиуса вихря). Здесь отношение $|y|/R \leq 1$, и использование линеаризованного преобразования даёт приемлемую точность. Во-вторых, при численном построении фазовых линий на рис. 2.12 мы фактически отказались от приближения малых y/R , пересчитывая декартовы координаты по формулам (2.4)–(2.5) без дополнительных упрощений. Тем самым исходные уравнения (2.2)–(2.3), полученные в приближении прямолинейного движения источника, адаптированы к круговой траектории путём локального отображения, которое корректно для произвольных y в пределах рассматриваемой области. Таким образом, нарушение условия $|y| \ll R$ не приводит к существенным искажениям формы расчётных гребней, что подтверждается их визуальным совпадением со снимком (рис. 2.12 внизу). В любом случае, в тексте главы сделано явное допущение, и возможное уточнение модели (например, переход к точным криволинейным координатам с решением задачи Кельвина о волнах от источника на круговой орбите) оставлено для дальнейших исследований.

Расчет линий постоянной фазы при круговом движении источника показан на рис. 2.12 (вверху), а схема перехода от прямоугольной к криволинейной системе координат показана на рис. 2.13. Для выбранных нами параметров стратификации и азимутальной скорости течения на периферии вихря: $\varepsilon = 6 \times 10^{-4}$, $V = 0,3$ м/с, $h_0 = 100$ м, расчетные фазовые линии (показанные для $m=100, 101, 102$), наиболее близки по своей форме и параметрам к наблюдаемой спиралевидной полосатой структуре на снимке (рис. 2.12 внизу).

Выбор толщины нижнего слоя $h_0 = 100$ м в модели (см. рис. 2.10а) обоснован профилями квадрата частоты Вэйсяля – Брента $N^2(z)$, рассчитанными по данным реанализа GLORYS12V1 для района и даты съёмки (рис. 2.9). Ниже приповерхностного термоклина толщиной 10–20 м, где N^2 достигает максимума, значения N^2 быстро уменьшаются на порядок и остаются пренебрежимо малыми на глубинах от 30–40 м до дна. Таким образом, слой толщиной около 100 м (от нижней границы термоклина до глубин ≈ 120 –150 м) может быть аппроксимирован как слабостратифицированный или однородный, что соответствует допущениям трёхслойной модели. Принятое значение $h_0 = 100$ м лежит в диапазоне типичных глубин залегания пикноклина в Мозамбикском проливе и согласуется с оценками, использованными в работах [Chunchuzov et al., 2021a; Johannessen et al., 2019] для аналогичных вихревых структур.

Величина относительного скачка плотности $\varepsilon = -\frac{\Delta\rho}{\rho}$ в тонком слое термоклина (рис. 2.10а) рассчитана по данным реанализа следующим образом. Из профилей температуры и солёности на рис. 2.9 определён перепад потенциальной плотности $\Delta\rho$ между верхней и нижней границами слоя термоклина (глубины ≈ 0 и 15 м). Для трёх выбранных точек получены значения ε в диапазоне $0,5 \cdot 10^{-3} \dots 0,8 \cdot 10^{-3}$. В расчётах принято среднее $\varepsilon = 6 \cdot 10^{-4}$, что соответствует перепаду температуры порядка 2–3 °С (с учётом коэффициента термического расширения $\alpha \approx 2,1 \cdot 10^{-4} \text{ C}^{-1}$) и согласуется с оценками по рис. 2.9.

Проведён анализ чувствительности формы волновых линий и расстояний между ними к вариациям азимутальной скорости V и ε . При изменении V на $\pm 0,1$ м/с (в пределах диапазона скоростей, наблюдаемых в реанализе, рис. 2.8) и изменении ε на $\pm 1 \cdot 10^{-4}$ рассчитанные фазовые линии сохраняют общую спиралевидную конфигурацию, показанную на рис. 2.12. Локальные длины волн (расстояния между соседними гребнями) меняются при этом не более чем на 15–20 %, что не нарушает качественного согласия с наблюдаемой структурой. Более точная количественная подгонка параметров не требуется, так как целью модели является объяснение механизма генерации мелкомасштабных полос, а не их точное воспроизведение.

Фазовые линии (2.11) и (2.12) за пределами круговой траектории источника имеют спиралевидную форму (рис. 2.12 сверху), и для произвольного радиального направления от центра круга локальное расстояние между соседними фазовыми линиями увеличивается с ростом расстояния от него.

Гребни волн на рис. 2.11б, в и рис. 2.12 (показано только три гребня) формировались в течение всего периода времени движения источника влево (32,4 ч), от начала его движения до момента прихода в точку $x=0$ (начало координат).

Следует отметить, что светлые полосы в правой верхней четверти изображения вихря на рис. 2.3. и рис. 2.12. (внизу) имеют скорее форму прямых линий, а не спиралевидную форму. Это отличие, возможно, связано с наличием внешнего неоднородного течения, показанного стрелками на рис. 2.2, которое вызывает дифференциальную адвекцию разных частей вихревой структуры, деформируя его форму. Это влияние не учитывалось в модели.

Полученное согласие расчетной формы волновых линий внутренних волн и спиралевидной полосатой структуры на снимке говорит об адекватности разработанной модели генерации этой структуры.

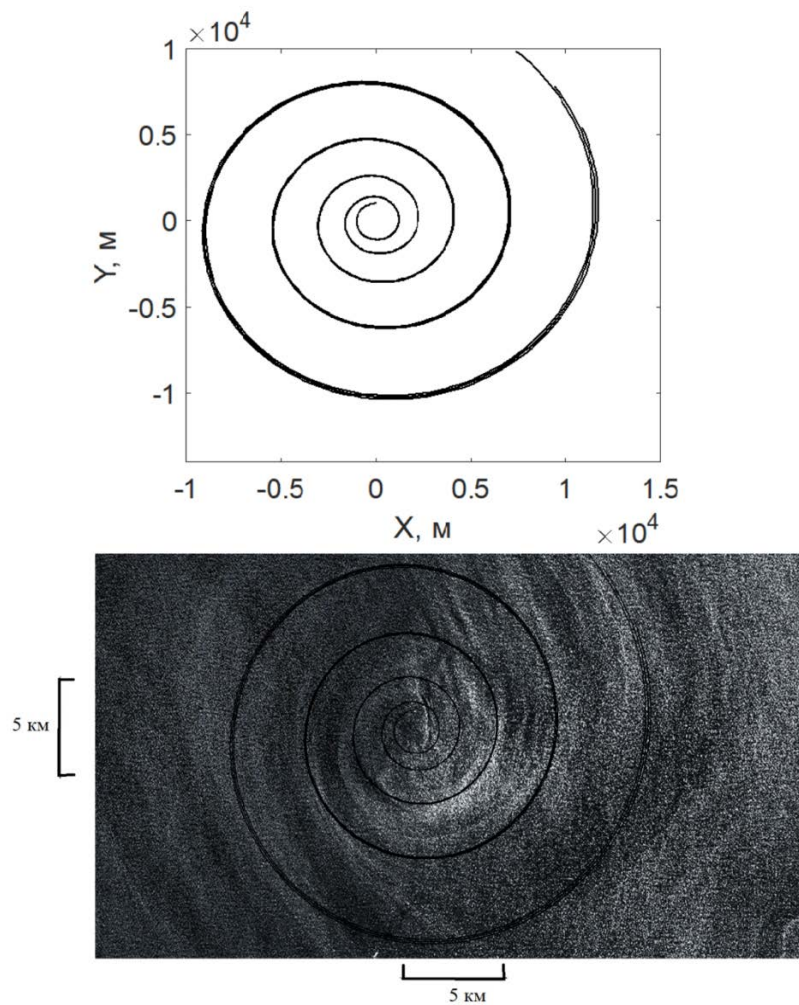


Рисунок 2.12. Расчет формы волновых линий от движущегося источника внутренних волн с азимутальной скоростью $V = 0,3$ м/с на расстоянии $r = 1$ км от центра вихря (вверху) и сравнение расчетной формы волновых линий со спиралевидной полосатой структурой вихря на снимке (внизу).

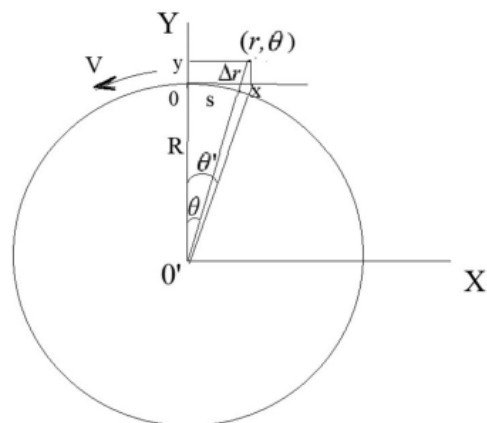


Рисунок 2.13. Схема перехода от прямоугольной системы координат (x, y) к локальной криволинейной системе координат (r, θ) вблизи периметра круга $(|y| \ll R)$, для которой $r = R + \Delta r \approx R + y$, $\theta \approx \theta' = x / R$.

В спектре вариаций интенсивности отраженного сигнала (рис. 2.4 б), кроме указанных выше спектральных максимумов на частотах $f_1 = 0,007 \text{ м}^{-1}$ и $f_2 = 0,0033 \text{ м}^{-1}$, имеются также и другие локальные спектральные максимумы, например, на комбинационных частотах $f_3 = f_1 + f_2 = 0,0103 \text{ м}^{-1}$ (период 97 м), $f_4 = f_1 + 2f_2 = 0,0097 \text{ м}^{-1}$ (период 103 м) и других комбинационных частотах. Такие спектральные максимумы могут образовываться вследствие нерезонансных нелинейных взаимодействий спектральных компонент f_1 и f_2 , возникающих из-за адвективной нелинейности $(\vec{v}\nabla)\vec{v}$ уравнений движения среды. Нерезонансные взаимодействия внутренних волн приводят к каскадному процессу передачи волновой энергии в сторону более малых горизонтальных и вертикальных масштабов, на которых происходит обрушение внутренних волн в мелкомасштабную турбулентность [Chunchuzov, 2018]. Благодаря процессам обрушения внутренних волн, генерируемых вихрями, эти волны являются некоторым промежуточным звеном в передаче энергии от субмезомасштабных вихрей к мелкомасштабной турбулентности, тем самым внося свой вклад в перемешивание океана.

На основании оценок расстояний между спиралевидными полосами на снимке вихря на рис. 2.3. (1-3 км) и наличия “расщепления” каждой полосы на более тонкие полосы с интервалом между ними порядка 100 м в спектре $W(r)$, мы предположили, что такая “тонкая” спиралевидная структура полос разных масштабов может возникать в поле генерируемых вихрем внутренних волн и их гармоник, вызванных адвекцией волн переменными сдвигами течения, индуцируемыми самими же волнами. При этом, вызванные волнами и их гармониками периодические вертикальные смещения частиц среды и модуляция концентраций плёнки ПАВ вблизи поверхности океана приводят к соответствующей модуляции амплитуд капиллярно-гравитационных волн и чередованию сликов разных масштабов.

Заметим, что в модели интенсификации нитевидных структур-филаментов [McWilliam et al., 2009], переменные во времени горизонтальные сдвиги скорости течения, деформирующие это течение, задавались авторами определенным образом в начальном условии. Адвекция возмущений течения приводила с течением времени к усилению его градиентов и интенсификации нитевидных структур. Однако сами авторы отмечали, что поскольку они рассматривали только отдельные филаменты, у них не было простого объяснения механизму возникновения пространственного периода между филаментами и периодичности их разделения [Жмур, 2011; Travkin et al., 2022].

Из рассмотренной в главе 2 модели генерации ВВ вихрем следует, что периодическая мелкомасштабная модуляция скорости течения в вихре и ее сдвигов вызывается ВВ, которые генерируются самим вихрем. Однако, скорость течения модулируется также и ВВ от других их источников, практически непрерывно существующих в океане (флуктуации атмосферного давления и напряжения сдвигов скорости ветра, взаимодействие приливов с топографией дна, фронты температуры или плотности) [Мирополюский, 1981]. Вызванная суммарным полем ВВ переменная во времени модуляция скорости течения приводит к модуляции фазовой скорости и фазы каждой отдельной волны, что, в свою очередь, приводит к нерезонансным взаимодействиям ВВ и формированию их широкого частотного спектра [Chunchuzov et al., 2023]. Поэтому, проводимое в следующих главах исследование влияния океанических и атмосферных внутренних волн на турбулентные потоки импульса и тепла через границу океан-атмосфера, будет учитывать взаимодействие этих волн из-за наличия переменной адвекции, вызванной суммарным полем всех волн.

Прежде чем принять предложенный механизм генерации внутренних волн как основное объяснение наблюдаемой полосатой структуры, необходимо рассмотреть иные возможные причины её возникновения. В литературе обсуждаются несколько альтернативных процессов. Полосы на поверхности океана могут быть связаны с неустойчивостью Кельвина – Гельмгольца в сдвиговом течении на периферии вихря. Но такая неустойчивость обычно генерирует вихревые дорожки или двумерные когерентные структуры с характерным масштабом порядка толщины слоя сдвига (метры – десятки метров), а не образует спиралевидных полос, прослеживающихся на расстояниях в несколько километров от центра вихря. Полосы могут быть артефактами обработки РСА – так называемыми «полосами синтезированной апертуры», возникающими из-за некогерентных движений поверхности. Такие артефакты обычно имеют регулярный линейный (а не спиралевидный) характер и не зависят от присутствия вихря, тогда как на рассматриваемых в главе снимках полосы чётко привязаны к периферии вихря и закручены синхронно с его циркуляцией. Возможно, полосы являются проявлением вторичной циркуляции, вызванной трением о дно или о берег. Но вихри расположены в глубоководной части пролива (глубины более 1000 м), и влияние дна незначительно; береговой эффект также маловероятен, так как вихри удалены от Коморских островов на несколько километров. Наконец, нелинейные внутренние волны, генерируемые приливным течением на подводных хребтах, могли бы создать периодические поверхностные слики, но в этом случае полосы имели бы форму концентрических дуг или квазипараллельных линий, а не спиралей, следующих за движением вихря. Таким образом, ни один из перечисленных альтернативных механизмов не даёт объяснения одновременно спиралевидной форме полос, их связи с азимутальным направлением вращения вихря и наличие мелкомасштабной структуры (~ 100 м)

внутри более широких полос. Предложенная модель генерации внутренних волн движущимися неоднородностями плотности в слое термоклина с последующей адвекцией волн круговым течением наилучшим образом согласуется со всеми наблюдаемыми характеристиками.

2.5 Выводы к главе 2

С помощью модели генерации спиралевидных внутренних волн субмезомасштабными вихрями объясняется механизм формирования мелкомасштабных полосатых спиралевидных структур на периферии субмезомасштабного вихря на PCA снимке. Показано, что наблюдаемые формы и периоды этих структур хорошо согласуются, соответственно, с формами волновых гребней внутренних волн в слое термоклина и их длинами волн. Параметры стратификации температуры и квадрата частоты ВБ в приповерхностном слое термоклина задавались в модели генерации ВВ непосредственно из данным реанализа GLORYS12V1 для 22 сентября 2017 года, когда был получен снимок вихря. Азимутальные скорости на периферии вихря тоже брались по данным из реанализа GLORYS12V1 о скорости и направления приповерхностного течения в наблюдаемых вихревых структурах.

На основании выявленных на спутниковых PCA снимках субмезомасштабных вихрей в Мозамбикском проливе за 22 и 25 сентября 2017 года показано, что спиралевидная форма полос на снимке вихря и малые масштабы (порядка 100 м) вариаций интенсивности отраженного сигнала в зависимости от расстояния от центральной части вихря объясняются формой волновых линий (гребней) внутренних волн, генерируемых в устойчиво-стратифицированном слое термоклина океана турбулентными неоднородностями плотности (или температуры), движущимися вместе с круговым вихревым течением.

Таким образом, в Главе 2 на примере Мозамбикского пролива установлен механизм генерации короткопериодных внутренних волн субмезомасштабными вихрями и показано, что даже столь малые вихревые структуры (масштаб $\sim 4\text{--}5$ км) могут служить источником волновых возмущений в слое термоклина. Но в реальном океане внутренние волны генерируются и множеством других источников — приливными течениями, флуктуациями атмосферного давления, фронтальными зонами. Совокупное действие всех этих механизмов создаёт непрерывный волновой фон, который, достигая поверхности океана, модулирует поля скорости ветра, температуры и атмосферного давления в приводном слое. Поэтому в следующей главе мы переходим от исследования механизма генерации к исследованию эффектов влияния уже существующего волнового поля на процессы обмена между океаном и атмосферой, используя для этого данные комплексных натурных наблюдений в Карском море.

Глава 3. Исследование характеристик внутренних волн в Карском море и их влияние на турбулентные потоки тепла и импульса над морской поверхностью²

3.1. Внутренние волны в арктических морях

Во второй главе рассматривался механизм генерации короткопериодных внутренних волн (ВВ) субмезомасштабными вихрями. В океане практически непрерывно генерируются ВВ и другими источниками в широком диапазоне периодов: от периода Вайсяля-Брента (ВБ) до периода, соответствующего инерционной частоте. К таким источникам относятся приливные течения, взаимодействующие с топографией дна, флуктуации атмосферного давления и напряжений сдвига скорости ветра, фронты плотности или температуры [Миропольский 1981]. Результирующее волновое поле, достигая поверхности океана, модулирует температуру поверхностного слоя и шероховатость морской поверхности, что, в свою очередь, влияет на турбулентный обмен между океаном и атмосферой. Задача настоящей главы — на основе данных контактных измерений в Карском море установить, на каких именно временных масштабах происходит эта модуляция, и оценить её амплитуду для потоков тепла и импульса. В Главе 4 анализ будет расширен на атмосферные внутренние гравитационные волны и их влияние на концентрации газовых примесей в атмосфере, что позволит дополнить картину взаимного влияния океана и атмосферы в полярных регионах.

Мелкомасштабные процессы в атмосфере и океане с масштабами, малыми по сравнению с размерами численной сетки в глобальных и региональных моделях изменения климата с разрешением от 1 до 100 км, играют ключевую роль в процессах взаимодействия атмосферы и океана [Репина и др. 2019, Ivanov et al., 2019]. Для параметризации в моделях Земной системы влияния этих процессов на обмен теплом, импульсом и влагой между атмосферой и океаном, необходимо более детальное их исследование, при наличии поверхностных проявлений внутренних волн, которые играют важную роль в динамике, в частности, арктических морей [Morozov et al., 2019; Fine, Cole, 2022; Chanona, Waterman, 2020].

Данные океанских экспериментов подтверждают связь структурных неоднородностей морской поверхности, обусловленных выходом внутренних волн на поверхность, и атмосферных возмущений [Волков, Кушнир, 1982; Репина, 2007; Репина, Смирнов, 2008; Баханов и др., 2007а, б, 2008]. Исследования показали значительное разнообразие атмосферных явлений, в частности, в районах свала глубин, где выход внутренних волн на поверхность наиболее вероятен [Баханов и др., 2007в; Репина, Смирнов, 2008]. Была отмечена локальная интенсификация энергообмена [Artamonov et al., 2005], обнаружены структуры различных

² Результаты исследования, представленного в третьей главе диссертации, опубликованы в [Марчук и др., 2024].

масштабов в полях атмосферной турбулентности [Репина, 2007; Репина, Смирнов, 2008]. Эти явления могут быть вызваны проявлением специфических глубинных процессов в районах с неоднородным рельефом дна на морской поверхности и трансформацией поверхностных волн, что подтверждается постоянно наблюдаемой корреляцией интенсивности морского волнения в высокочастотном диапазоне и скорости ветра в приводном слое атмосферы [Баханов и др., 2007 а-в, 2008]. В частности, эксперимент на шельфе моря Лаптевых [Репина, Смирнов, 2008] наглядно показал, что в атмосфере над свалом глубин генерируются вихревые структуры размером от десятков до сотен метров. Их масштаб соответствует масштабу внутренних волн, образование которых возможно на шельфе. При том, что визуальное проявление внутренних волн на поверхности (сликовые полосы, сулои) в эксперименте наблюдалось. Данный эксперимент подтверждает возможную связь глубинных процессов, вызванных внутренними волнами, с процессами в приводном слое атмосферы.

Ещё более детальные результаты были получены в рамках крупной полевой кампании CASPER (Coupled Air-Sea Processes and Electromagnetic ducting Research) [Wang et al., 2018; Ortiz-Suslow et al., 2019; Krishnamurthy et al., 2023]. В этом эксперименте удалось одновременно отслеживать нелинейные внутренние волны по данным акустических томографов и радиолокационных изображений, а также характеризовать вертикальные профили ветра, температуры и влажности в приповерхностном слое с высоким разрешением. Анализ показал, что при прохождении пакетов внутренних волн поверхностные сликовые полосы создают чередующиеся участки с гладкой и шероховатой поверхностью, что приводит к резким изменениям коэффициента сопротивления и, как следствие, к локальной интенсификации ветрового напряжения – в отдельных случаях поток импульса возрастал на 30–40 % по сравнению с фоновыми значениями. При этом атмосфера реагирует не только на мгновенную шероховатость, но и на связанные с ней вариации температуры поверхностного слоя воды, которые влияют на стратификацию и устойчивость приводного слоя, что в свою очередь изменяет интенсивность конвективных и сдвиговых турбулентных структур.

В работе [Chang et al., 2025] представлены результаты синхронных судовых наблюдений за внутренними уединёнными волнами, состоянием морской поверхности и приповерхностным слоем атмосферы в северной части Южно-Китайского моря. Было показано, что под влиянием фронта одной такой волны температура поверхности воды, температура воздуха и скорость ветра могут снижаться на 0,9°C, 0,72°C и 3,1 м/с соответственно. Оценка показала, что в зоне сильной конвергенции потоки тепла между океаном и атмосферой могут уменьшаться до 50%. Эти данные позволяют предположить, что внутренние уединённые волны являются значимым, но пока малоизученным модулятором регионального взаимодействия океана и атмосферы.

Таким образом, современные данные не только подтверждают связь структурных неоднородностей морской поверхности, вызванных выходом внутренних волн, с атмосферными возмущениями, но и количественно характеризуют интенсивность этого взаимодействия, выявляют его спектральные, пространственные и фазовые закономерности. Но окончательный ответ на вопрос о детальных механизмах и о том, насколько глубинные процессы (включая рельеф дна, стратификацию вод и приливные течения) определяют конкретный тип и амплитуду атмосферного отклика, требует привлечения синхронных гидрологических данных.

Основные исследования внутренних волн в арктическом регионе проводятся на основе натурных наблюдений с судов и буйковых станций [Козубская и др., 1999; Сабинин и Серебряный, 2007; Зимин, 2012; Fer et al., 2020]. Спутниковые данные, полученные с помощью радаров с синтезированной апертурой (РСА), позволяют более детально изучить характеристики внутренних волн и собрать более полную годовую и межгодовую картину изменчивости их характеристик [Свергун и др., 2018; Kozlov et al., 2015; Kopyshov et al., 2023].

В работе [Mogozov et al., 2017] на основе данных буйковых станций производилось моделирование основного потока из Баренцева моря в Карское море. С помощью численного моделирования было показано, что образование короткопериодных внутренних волн происходит главным образом за счёт взаимодействия полусуточного прилива (с периодом 12,4 часа) с рельефом дна [Li et al., 2019]. Этот вывод подтверждается экспериментальными исследованиями [Морозов и др., 2003; Сабинин, Серебряный, 2007; Kozlov et al., 2023]. В качестве зон генерации внутренних волн или так называемых «горячих точек» [Сабинин, Серебряный, 2007] в Карском море выделяют пролив Карские Ворота [Kozlov et al., 2015], вдоль восточного побережья арх. Новая Земля [Свергун и др., 2018; Kozlov et al., 2015] и восточнее мыса Желания [Kozlov et al., 2015].

Рассматриваются и другие возможные источники генерации внутренних волн в Карском море. В частности, внутренние волны могут быть вызваны стоковым фронтом [Свергун и др., 2018], который располагается вдоль восточного побережья Новой Земли и может менять своё положение в зависимости от декады на 50-100 км. В этой же работе по данным за 2007 год отмечается, что наиболее часто внутренние волны образуются в летне-осенний период, а наибольшая частота образования – в августе.

Известным является также предположение о влиянии изменений атмосферного давления, в том числе связанных с атмосферными фронтами, на генерацию внутренних волн в океане [Бондур и др., 2019; Букатов и др., 2021; Лаппо, 1979; Доценко, Миклашевска, 2009; Лаврова и др., 2015; Kozlov et al., 2015]. В [Доценко, Миклашевска, 2009] на примере Чёрного моря моделировалось прохождение над бассейном барического фронта, в результате чего генерировались баротропные и бароклинные колебания жидкости. В [Лаврова и др., 2015] с

помощью спутниковых снимков было исследовано формирование внутренних волн вблизи атмосферного фронта в Каспийском море. В работах [Миропольский, 1981; Букатов и др., 2021] обсуждается теория генерации внутренних волн случайными флуктуациями атмосферного давления, согласно которой в пространственно-временном спектре этих флуктуаций имеются спектральные компоненты, которые резонансным образом возбуждают внутренние гравитационные моды в океаническом волноводе.

Несмотря на значительный прогресс, достигнутый к настоящему времени в исследовании характеристик внутренних волн в арктических морях спутниковыми и контактными методами [Лавренов, Морозов, 2002; Свергун и др. 2020а; Козубская и др., 1999; Сабинин, Становой 2002; Зимин 2012; Морозов и др. 2003; Букатов и др. 2021; Kozlov et al., 2022], эффекты модуляции внутренними волнами процессов обмена теплом и импульсом между атмосферой и океаном в диапазоне периодов от нескольких минут до нескольких часов практически не исследовались.

Настоящая глава направлена на проверку следующих научных гипотез:

1. Внутренние волны, распространяющиеся в слое термоклина Карского моря, создают квазипериодические вариации температуры воды, которые когерентны с флуктуациями метеорологических параметров в приводном слое атмосферы (атмосферного давления, скорости ветра, температуры воздуха) на дискретных периодах, соответствующих характерным частотам внутренних волн (от нескольких минут до нескольких часов). Ожидается, что наиболее выраженная связь проявится на периодах 3–15 мин (высокочастотные внутренние волны, захваченные в термоклине) и 20–60 мин (низшие моды, модулированные приливными процессами).

2. Вариации метеопараметров, вызванные внутренними волнами, приводят к значимой модуляции вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла, а также импульса. Ожидается, что относительная амплитуда модуляции достигает 30–50 % от среднего потока в диапазоне периодов 1–3 ч и уменьшается с ростом частоты по степенному закону (с показателем $-2 \dots -3$).

3. Наблюдаемая синфазность или сдвиг фаз между колебаниями температуры воды и атмосферного давления на отдельных частотах обусловлена нелинейными эффектами (адвекция частиц среды, генерация комбинационных гармоник), а не только линейным резонансом. Ожидается, что фазовые сдвиги будут меняться со временем и частотой, отражая модуляцию волнового поля переменным течением.

Для проверки этих гипотез ставятся следующие конкретные задачи:

1. Выявить доминантные периоды колебаний температуры воды на глубинах 0, 10 и 20 м и сопоставить их с периодами колебаний метеопараметров (давление, скорость ветра, температура воздуха) на высоте 22 м.

2. Оценить величину взаимной когерентности и фазовые сдвиги между сигналами в указанных частотных диапазонах, используя методы кросс-спектрального анализа.

3. Рассчитать временные ряды турбулентных потоков с использованием алгоритма COARE и определить, на каких периодах наблюдаются наиболее выраженные вариации потоков, а также оценить их относительную амплитуду.

4. Для коротких интервалов времени определить параметры распространения короткопериодных внутренних волн (направление, скорость) и сопоставить их с изменениями метеопараметров.

В настоящей работе такое исследование будет проведено на основе анализа данных контактных измерений температуры воды на разных глубинах Карского моря (по данным кос термодатчиков), температуры поверхности моря (по данным ИК-радиометра на борту судна), проведенных одновременно со стандартными метеорологическими измерениями на научно-исследовательском судне “Академик Иоффе” в ходе экспедиции “Плавучий университет” [Kozlov et al., 2023].

Поскольку измерения проводились в условиях одновременного присутствия как океанических внутренних волн, так и атмосферных гравитационных волн (ВГВ), строгое разделение их вкладов в единичном эксперименте затруднительно. В данной работе реализуется статистический подход:

Сравниваются спектры и когерентности в периоды, когда по данным термокос фиксируются интенсивные пакеты внутренних волн, и в периоды их относительного затишья (если такие интервалы присутствуют в записях).

Дополнительно анализируются фазовые соотношения: для океанических внутренних волн характерны определённые дисперсионные соотношения и вертикальная структура (например, сдвиг фазы между глубинами 10 и 20 м), что позволяет отличить их от атмосферных ВГВ, которые проявляются преимущественно в полях давления и скорости ветра без заметного отклика на глубине 20 м.

В обсуждении результатов (разделы 3.6–3.7) отдельно рассматриваются случаи, когда наблюдаемые вариации метеопараметров могут быть объяснены как прямым воздействием внутренних волн (через граничное условие на поверхности раздела), так и альтернативными источниками (метеофронты, орография). При этом количественные оценки амплитуды давления (формула 3.10) позволяют судить о потенциальной значимости океанического вклада.

Таким образом, в рамках настоящей работы мы не ставим задачу полного разделения всех источников, а сосредотачиваемся на доказательстве наличия статистически значимой связи между океаническими и атмосферными вариациями и на оценке масштаба модуляции турбулентных потоков. Это является необходимым первым шагом для последующих более детальных модельных исследований.

3.2 Приборы и методы

В августе 2021 года проводилась экспедиция «Плавучий университет ИО РАН — МФТИ» в Карское море на научно-исследовательском судне «Академик Иоффе». Маршрут судна с указанием морских станций, на которых проводились измерения, изображён на рис. 3.1.

Карское море имеет площадь 885,2 тыс. км². Оно ограничено евразийским побережьем и островами Новая Земля, Земля Франца Иосифа и Северная Земля. На западе граничит с Баренцевым морем. Южная и восточная части моря, прилегающие к материку, являются мелководными и от более глубоководной и неровной северной части моря отделяются узкой полосой глубин 100-200 м. Средняя глубина моря составляет 111 метров, максимальная – 600 м [Добровольский, Залогин, 1982].

Пролив Карские ворота, где проходили наблюдения, о которых речь пойдёт в этой главе, представляет собой пролив длиной 30 км и шириной 56 км, между Баренцевым и Карским морями. Он расположен между архипелагом Новая Земля и островом Вайгач. Рельеф дна пролива характеризуется сложным порогом с несколькими гребнями и впадинами, ориентированными как вдоль, так и поперёк пролива [Kozlov et al., 2023].

На борту судна был установлен инфракрасный (ИК) радиометр HEITRONICS KT19 II, точность измерений которого составляла 0,1°C, а частота измерений 1 Гц. Прибор располагался на пеленгаторной палубе на правом борту судна под углом 30° к поверхности моря, чтобы не захватывать волны, создаваемые судном. Измерение прибора охватывает круг диаметром 30 см. Методика калибровки и расчета поверхностной температуры по данным ИК измерений изложена в [Булатов и др., 2003]. По маршруту движения судна в течение 26 суток были накоплены почти непрерывные данные о температуре поверхности моря (ТПМ) с дискретностью измерений в 1 с. В ИК диапазоне излучательная способность воды близка к единице и мало зависит от состояния поверхности. В то же время влияние атмосферы в ИК-диапазоне значительно и требует корректного его учета [Волков и др., 2004].

Для измерения температурных профилей в верхнем слое моря до глубины 50 м использовались две системы термодатчиков, называемых термокосами. Одна из них, TPArctic, является термопрофилимером, разработанным в Морском гидрофизическом институте РАН. Прибор имеет длину измерительного кабеля 48 м (32 непрерывных измерительных участка

длиной по 1,5 м) и включает в себя также силовой/коммуникационный кабель длиной 100 м и два датчика давления на нижнем и верхнем участках линии [Gaisky, Kozlov, 2023]. Измерение температуры воды проводилось с точностью $0,1^{\circ}\text{C}$ с интервалом по глубине в 1,5 м и частотой дискретизации 0,5 Гц.

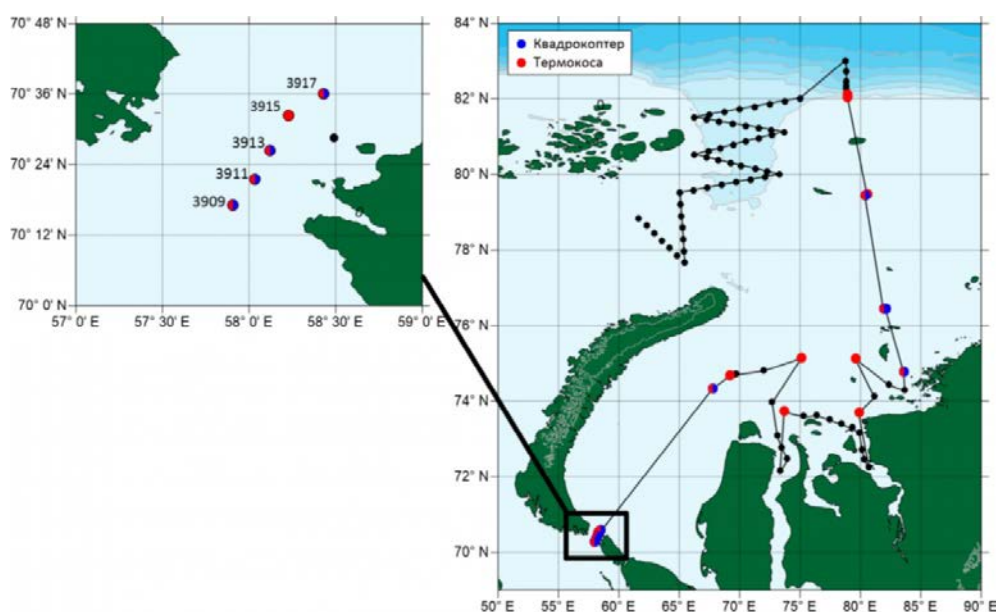


Рисунок 3.1. Карта проведения работ с положением станций.

Две другие термокосы состояли из цепочек термодатчиков (6–10 термисторов производства Starmon StarOddi, Гардабаер, Исландия) для измерения температуры и датчиков давления (DST centi TD), предназначенных для определения глубины термодатчиков и линейной коррекции отклонения термокос от вертикального положения [Silvestrova et al., 2023]. Точность приборов, измерявших температуру с шагом по времени в 1 мин, составляла $\pm 0,025^{\circ}\text{C}$. В периоды измерений использовались либо две отдельные термокосы с 10-11 датчиками, размещенные в районе носовой лебедки и шкафута, либо термокосы TPArctic длиной 48 м и 32 измерительными участками. В среднем длительность измерений на океанологических станциях варьировалась от 30 до 40 мин, а максимальная длительность достигала 2 ч.

Для измерения метеопараметров (скорости ветра, атмосферного давления, влажности и температуры воздуха) использовалась судовая метеостанция AIRMAR 220 ws, расположенная на пеленгаторной палубе на высоте 22 метра от поверхности моря. С ее помощью фиксировалась температура воздуха в диапазоне от -40 до 80°C с точностью $\pm 1,1^{\circ}\text{C}$ при 20°C и разрешением в $0,1^{\circ}\text{C}$. Диапазон измерения скорости ветра варьируется от 0 до 40 м/с с разрешением в $0,1$ м/с, а его направления - от 0° до 360° с разрешением в $0,1^{\circ}$. Атмосферное

давление измерялось метеостанцией в диапазоне от 300 до 1100 гПа с точностью $\pm 0,5$ гПа при 25 °С (и выше) и с разрешением в 1 гПа.

Для корректного вычисления фазовых сдвигов между сигналами термокос, ИК-радиометра и метеостанции все приборы были синхронизированы по единому временному стандарту — бортовому серверу точного времени (NTP-серверу) с синхронизацией по GPS. Перед началом измерений проводилась проверка расхождения часов каждого прибора с серверным временем; расхождение не превышало 0,5 с для всех систем. В процессе обработки данных временные метки всех приборов приводились к единой шкале UTC.

Для термодатчиков Starmon StarOddi (термокосы 2 и 3), работающих в автономном режиме с программируемым интервалом опроса 1 мин, синхронизация начала отсчёта выполнялась непосредственно перед погружением путём одновременного запуска всех регистраторов по команде с бортового компьютера. Погрешность установки момента старта не превышала 1 с, что значительно меньше шага дискретизации (60 с) и не влияет на определение фазовых сдвигов в диапазоне периодов от нескольких минут.

Для термокосы TPArctic (термокоса 1) и ИК-радиометра, работающих в непрерывном режиме с частотой 0.5 Гц и 1 Гц соответственно, временная привязка осуществлялась непосредственно к системному времени судового компьютера, которое синхронизировалось с GPS-приёмником. Таким образом, относительная погрешность синхронизации между этими приборами не превышала 0,1 с, что соответствует погрешности менее 1° по фазе для периодов более 10 с. В тех случаях, когда для анализа привлекались данные термокос Starmon с дискретностью 1 мин (например, при построении кросс-спектров на рис. 3.8), перед вычислением когерентности и фазовых спектров выполнялась интерполяция их показаний на равномерную сетку с шагом 1 с методом кубических сплайнов, что позволило согласовать частоты дискретизации всех сигналов и корректно оценить фазовые соотношения вплоть до периодов ~5 мин. Для периодов короче 5 мин анализ проводился исключительно по данным TPArctic и ИК-радиометра, имеющим более высокое временное разрешение.

Термокоса TPArctic (32 термодатчика, шаг по глубине 1,5 м, точность 0.1 °С) разработана в Морском гидрофизическом институте РАН [Gaisky, Kozlov, 2023]. Перед экспедицией все термодатчики прошли лабораторную калибровку в термостате с использованием эталонного платинового термометра класса точности 0,01 °С. Калибровка проводилась в пяти реперных точках в диапазоне от -2°C до $+30^\circ\text{C}$ с шагом 8°C , аппроксимация калибровочной кривой выполнялась полиномом второго порядка. Для учёта возможного дрейфа характеристик в процессе эксплуатации (механические нагрузки, изменение сопротивления соединительных кабелей) непосредственно перед началом измерений и после их завершения выполнялась

контрольная проверка в ледяной ванне (тающая дистиллированная вода, 0°C) и при комнатной температуре по эталонному термометру. Расхождение показаний не превышало заявленной паспортной точности 0,1°C, что позволило не вводить дополнительных поправок на дрейф. В случае обнаружения систематического смещения (не наблюдалось в данной экспедиции) предусмотрен алгоритм коррекции путём вычитания линейного тренда дрейфа, определённого по начальной и конечной контрольным точкам.

В случае термокос Starmon StarOddi (DST centi-TD) (6–10 термодатчиков, точность $\pm 0,025^\circ\text{C}$, разрешение $0,032^\circ\text{C}$) каждый регистратор поставляется с индивидуальным сертификатом калибровки завода-изготовителя, который подтверждает калибровку по эталонным термометрам, прослеживаемым к национальным стандартам. Калибровка выполняется в диапазоне от -1°C до $+40^\circ\text{C}$ с шагом, достаточным для обеспечения заявленной точности. В процессе полевых работ дополнительный контроль осуществлялся путём сравнения показаний соседних датчиков на одной термокосе в периоды интенсивного перемешивания (когда вертикальный градиент температуры минимален) — расхождение не превышало $0,03^\circ\text{C}$, что согласуется с паспортной точностью. Для учёта возможного дрейфа во время экспедиции после завершения всех измерений проводилась повторная проверка в ледяной ванне; систематического смещения более $0,02^\circ\text{C}$ не обнаружено. Таким образом, коррекция на дрейф нуля в обработку не вводилась.

ИК-радиометр HEITRONICS KT19 II (точность $0,1^\circ\text{C}$) калибровался перед экспедицией по эталонному чёрному телу с известной излучательной способностью. Методика калибровки и пересчёта измеренных радиояркостных температур в истинную температуру поверхности моря подробно изложена в [Булатов и др., 2003] и упоминается в разделе 3.2. В процессе экспедиции выполнялась регулярная (ежедневная) проверка по показаниям эталонного термометра в заборной воде, расхождение не превышало $0,1^\circ\text{C}$.

Все первичные данные термодатчиков сохранялись в исходном (нескорректированном) виде, а при необходимости введения поправок использовались калибровочные коэффициенты, определённые по результатам лабораторной калибровки. В данной работе, поскольку все приборы работали в пределах своих калибровочных диапазонов, а контрольные проверки не выявили значимого дрейфа, коррекция показаний не применялась.

3.3. Методика обработки данных

Обработка метеорологических сигналов осуществлялась посредством нескольких методов, включающих в себя спектральный анализ, прогрессивный многоканальный корреляционный метод и метод расчёта турбулентных потоков тепла и импульса на основе алгоритма COARE [Fairall et al., 1996a, 2003]. Все исходные временные ряды перед

применением спектральных и корреляционных методов прошли этап предварительной обработки. Для данных с термокос и ИК-радиометра (частота 1 Гц) и метеостанции (исходная частота 1 Гц) выполнялось удаление явных выбросов (значений, превышающих медиану по скользящему окну более чем в 5 раз). Линейный тренд удалялся вычитанием аппроксимирующей прямой, оценённой методом наименьших квадратов для каждой анализируемой реализации. Для метеоданных, используемых в расчёте потоков по алгоритму COARE, исходные секундные данные осреднялись до 10-минутных интервалов с предварительным подавлением шума. Параметры конкретных процедур фильтрации и осреднения указаны ниже для каждого метода.

В таблице 3.1. представлены основные параметры обработки сигналов, используемые в данной главе.

Таблица 3.1 — Основные параметры обработки сигналов

Тип данных / Метод	Частота дискретизации	Предварительная обработка	Метод анализа	Параметры метода
Термокосы (1 Гц) (короткие интервалы, 22 мин)	1 Гц	Удаление тренда, фильтр 30–160 с	Метод Уэлча (спектры, когерентность)	$N = 512$, окно Ханна, перекрытие 50 %, $\nu \approx 10$
Термокосы + ИК + метео (длинные интервалы, 1,9 ч и более)	1 Гц (исходная)	Удаление тренда, антиалиасинг-фильтр для осреднения до 1 Гц	Метод Уэлча (кросс-спектры)	$N = 2048\text{--}4096$, окно Ханна, перекрытие 50–75 %, $\nu \approx 15\text{--}30$
ПМКМ (3 термокосы, 18 м)	1 Гц	Фильтрация 40–160 с или 30–150 с	Взаимная корреляция, решение системы уравнений	Окна $W = 834$ с и 664 с, шаг задержки 0,1 с
COARE 3.5 (метеоданные)	1 Гц → 10 мин	Блочное осреднение, удаление выбросов, вычитание дрейфа судна	Балк-формулы (МО-теория)	Высота 22 м, поправки на стратификацию
Спектры потоков	10 мин → 1/600 Гц	Линейный детренд	Метод Уэлча	

3.3.1 Спектральный метод

Спектральный анализ является одним из популярных инструментов, используемых в океанологии для анализа данных. Общей целью большинства методов анализа временных рядов является выделение детерминированных периодических колебаний в данных на фоне случайных колебаний, связанных с неразрешенным фоновым шумом или с ошибкой измерений прибора. Спектральный анализ также используется для упорядочивания временного ряда по частоте сигнала. Для анализа стохастических временных рядов, таких как ветровые волны, вклады различных частотных составляющих в случайное волновое поле измеряются в терминах спектральной плотности мощности (СМП). Термин «кросс-спектр» или «перекрёстный спектр» обозначает Фурье преобразование кросс-корреляционной функции между двумя временными рядами [Jenkins, Watts, 1968].

Для расчёта спектров по данным измерений, полученным в ходе рейса на судне «Академик Иоффе», был выбран метод Уэлча (Welch), основанный на использовании оконных функций и перекрывающихся во временной области сегментов [<https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.signal.welch.html>]. Метод Уэлча является наиболее популярным и вычислительно быстрым периодограммным методом спектрального анализа стационарных случайных процессов. Перед вычислением периодограммы каждого сегмента этот сегмент умножается на оконную функцию $w(k)$, где $k = 1, 2, 3 \dots, N - 1$. Окна применяются для ослабления эффекта боковых лепестков и для снижения смещения оценки. Но при этом разрешение будет сильно зависеть от выбора окна. Перекрытие сегментов увеличивает число усредняемых сегментов при заданной длине записи данных, тем самым действуя асимптотически на смещённую оценку СМП.

Критерием достоверности спектральных максимумов являются доверительные интервалы, в пределах которых лежат спектры. Доверительные интервалы рассчитывались с 95% вероятностью с помощью критерия согласия χ^2 . Предполагалось, что, если истинная спектральная плотность мощности $S(f)$ постоянна в окрестности частоты f , то усредненная периодограмма Уэлча $\bar{S}(f)$ подчиняется распределению χ^2 с ν степенями свободы, масштабированному на истинное значение $\bar{S}(f)$.

$$\frac{\nu * \bar{S}(f)}{S(f)} \sim \chi^2_{\nu} \quad (3.1)$$

Конкретные параметры метода Уэлча выбирались в зависимости от типа сигнала и решаемой задачи:

Для анализа коротких реализаций (длительностью ~22 мин, термоксы 1 Гц): длина сегмента БПФ составляла $N = 512$ отсчётов (с перекрытием 50 %, шаг сдвига 256 отсчётов),

что давало частотное разрешение $\Delta f \approx 0,002$ Гц (период ~ 500 с). Для повышения устойчивости оценок когерентности использовалось скользящее окно шириной 600 с с шагом 10 с.

Для анализа длительных рядов (1,9 ч и более, термокосы, ИК-радиометр и метеоданные): длина сегмента БПФ варьировалась от 1024 до 4096 отсчётов в зависимости от общей длины реализации, чтобы обеспечить выделение периодов от 1 мин до 1 ч. В частности, для кросс-спектров использовались сегменты длиной $N = 2048$ (перекрытие 50 %), что обеспечило ~ 15 степеней свободы. Для построения спектров применялись сегменты длиной, соответствующей $1/6$ от общей длины интервала (6 ч), с перекрытием 75 %.

В качестве оконной функции во всех случаях применялось окно Ханна (Hann), как обеспечивающее наилучший компромисс между спектральным разрешением и подавлением боковых лепестков (уровень боковых лепестков < -30 дБ).

Доверительные интервалы для спектральных оценок (95 % уровень) рассчитывались по формуле (3.1) с числом степеней свободы $\nu = 2 \cdot K$, где K – число усредняемых сегментов.

Кросс-спектры вычислялись с теми же параметрами сегментации и оконной функции, что и автоспектры. Оценка фазового спектра проводилась только на частотах, где квадрат когерентности превышал порог 0,5 (для исключения случайных фазовых сдвигов на некогерентных частотах).

Кросс-спектры – комплексная частотная характеристика, описывающая взаимосвязь между двумя случайными (или детерминированными) сигналами $x(t)$ и $y(t)$ в частотной области. Он определяется как преобразование Фурье от функции взаимной корреляции $R_{xy}(\tau)$ [Jenkins, Watts, 1968]:

$$G_{xy}(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R_{xy}(\tau) e^{-j2\pi f\tau} d\tau \quad (3.2)$$

Также кросс-спектр можно записать в следующем виде:

$$G_{xy}(f) = |G_{xy}(f)| e^{j\varphi_{xy}(f)} \quad (3.3)$$

где $|G_{xy}(f)|$ – взаимный амплитудный спектр (или кросс-амплитудный спектр), характеризующий степень амплитудной ковариации на частоте f , а $\varphi_{xy}(f)$ – фазовый взаимный спектр (кросс-фазовый спектр), определяющий фазовый сдвиг между вычисляемыми величинами.

Физическая интерпретация взаимного спектра: на каждой частоте его модуль показывает, насколько сильно совместные колебания двух процессов усиливают друг друга, а фаза — запаздывание или опережение одного процесса относительно другого.

3.3.2. Прогрессивный многоканальный корреляционный метод

Одна из вариаций прогрессивного многоканального корреляционного метода (ПМКМ) — метода, позволяющего детектировать сигнал по трем или более записям сигнала в разных точках, разнесенных друг от друга, — была использована для нахождения параметров распространения внутренних волн, таких как направление и скорость распространения волны, и ее амплитуда.

Метод базируется на предположении о том, что почти любую волну (сейсмическую или океаническую) можно представить как набор плоских волн. Частота волны (f) может быть определена с использованием одной точки измерений, но для определения волнового вектора (k) необходимы измерения в нескольких точках. Тогда для каждого отдельного волнового вектора рассчитывается временная задержка сигнала относительно каждого датчика и выполняется суммирование всех времён задержки. Если сигнал состоит в основном из случайного фоновых шума, изменение энергии суммы сигналов слабы по всему вектору поля. Если сигнал ассоциирован с заданным вектором (k), то энергия, найденная для k , будет гораздо выше, чем для других векторов.

Для выявления максимума корреляции между двумя или несколькими сигналами используется корреляционная функция $\text{Cort}_j(\pi)$. Функция имеет значения в интервале $[-1;1]$. Принимая в расчёт частоты, $\text{Cort}_j(\pi)$ измеряет в окне W сходство сигналов, взаимно сдвинутых на определённое время τ . Максимум корреляционной функции определяет временную задержку между приходом сигналов в точку наблюдений. В случае прохода через датчики с номерами 1, 2 и 3 фронта плоской волны, сумма разностей времён прихода этого фронта между датчиками 1-2, 2-3 и 3-1 должна быть близка к 0.

Спектры, показанные далее в главе, рассчитывались с помощью процедуры быстрого преобразования Фурье с использованием программы, написанной на языке программирования Matlab, методом Уэлча. Определение характеристик внутренних волн с помощью такого метода представлено в работе [Serebryany, 2020].

В данной работе ПМКМ реализован в следующей конфигурации:

Три термокосы образовывали треугольник с известными горизонтальными расстояниями: $L_{12} = 51$ м, $L_{23} = 24$ м, $L_{31} = 40$ м. Координаты датчиков в системе отсчёта, связанной с судном (ось X — от кормы к носу, ось Y — на левый борт), были определены с точностью до ~ 1 м по схеме размещения судового оборудования.

Для каждой пары датчиков (i, j) в скользящем временном окне длительностью W рассчитывалась взаимная корреляционная функция:

$$R_{ij}(\tau) = \frac{1}{W} \int_{t_0}^{t_0+W} T_i(t) T_j(t + \tau) dt, \quad (3.4)$$

где τ – временной сдвиг. Положение максимума $\tau_{ij} = \arg \max R_{ij}(\tau)$ определяло временную задержку прихода волнового фронта. В анализе (раздел 3.4) использовались два набора параметров для проверки устойчивости:

- окно $W = 834$ с, фильтрация 40–160 с;
- окно $W = 664$ с, фильтрация 30–150 с.

В обоих случаях шаг дискретизации задержек составлял 0,1 с (интерполяция параболой для повышения точности субдискретного максимума).

Имея три задержки $\tau_{12}, \tau_{23}, \tau_{31}$, и предполагая плоский волновой фронт, решалась система линейных уравнений относительно компонент вектора горизонтальной скорости $\vec{C} = (C_x, C_y)$:

$$\vec{C} \cdot \Delta \vec{r}_{ij} = \tau_{ij} \cdot |\vec{C}|^2, \quad (3.5)$$

где $\Delta \vec{r}_{ij}$ – вектор расстояния между датчиками. Решение искалось методом наименьших квадратов с минимизацией невязки $\sum (\tau_{ij} - \tau_{ij}^{calc})^2$. Азимут распространения определялся как $az = \text{atan2}(C_y, C_x)$ с пересчётом в географическую систему координат с учётом курса судна (данные гирокомпасов).

Для перехода к неподвижной системе координат использовались данные GPS о путевой скорости судна $\vec{V}_{dr}(t)$, осреднённые за тот же временной интервал. Групповая скорость относительно земли вычислялась как $\vec{C}_{gr} = \vec{C} + \vec{V}_{dr}$. Погрешность оценок скоростей определялась методом Монте-Карло (100 реализаций с добавлением случайного шума с амплитудой, соответствующей погрешности термодатчиков $\pm 0,025$ °C) и указывается в тексте как среднеквадратичное отклонение.

3.3.3. Метод расчёта турбулентных потоков COARE

Разработанный в конце XX века на основе данных специализированных экспериментов и численного моделирования, метод COARE (Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment) представляет собой физически обоснованный алгоритм для расчёта турбулентных потоков импульса, явного и скрытого тепла, а также характеристик газообмена на границе раздела океана и атмосферы [Fairall et al., 1996, 2003; Edson et al., 2013]. В своей основе этот метод использует стандартные балк-формулы, которые позволяют вычислять искомые потоки по данным рядовых метеорологических измерений с судов, буёв или спутников, а для определения коэффициентов обмена применяет теорию подобия Монина-Обухова, корректно учитывающую влияние атмосферной стратификации. Ключевой особенностью и важнейшим

усовершенствованием алгоритма является наличие отдельных параметризационных блоков для холодной океанической плёнки и дневного теплого слоя, которые позволяют по температуре воды, измеренной на некоторой стандартной глубине, восстановить истинную физическую температуру поверхности (скин-температуру), участвующую в теплообмене, что критически важно для замыкания теплового бюджета.

Необходимость создания такого универсального инструмента была продиктована двумя фундаментальными проблемами, остро вставшими перед климатическим моделированием в конце прошлого века: во-первых, чрезвычайной чувствительностью атмосферного отклика в глобальных моделях к малейшим изменениям температуры поверхности океана, а во-вторых, систематическим завышением температуры поверхности океана в океанических моделях, что, как тогда предположили, напрямую связано с крупными неопределённостями в оценках потоков тепла, импульса и влаги. Исторически метод COARE впервые был применён для перерасчёта теплового баланса западной части Тихого океана, где первоначальные расхождения между модельными оценками и прямыми наблюдениями достигали внушительной величины в 80 Вт/м^2 , что наглядно демонстрировало масштаб проблемы и острую потребность в надёжной параметризации [Fairall et al., 1996]. Схема, разработанная в начале 1990-х годов [Webster, Lukas, 1992], прошла всестороннюю верификацию на огромном массиве прямых турбулентных наблюдений, собранных в ходе полевых кампаний с использованием судов, океанографических буёв и метеорологических самолётов, что подтвердило её способность адекватно воспроизводить реальные физические процессы. Говоря о точности метода, важно понимать, что она не является абсолютной и зависит от гидрометеорологических условий, но именно благодаря постоянной калибровке по данным натурных измерений COARE позволяет свести ошибку замыкания теплового бюджета с катастрофических 80 Вт/м^2 до значительно более приемлемых величин порядка 5–10% от измеряемого потока в умеренных широтах, хотя в условиях сильного ветра или экстремальных температурных градиентов сохраняются определённые систематические смещения, требующие дополнительных поправок. Что касается применимости для анализа данных судовых наблюдений, то здесь метод COARE демонстрирует не просто хорошую совместимость, а является фактически золотым стандартом, поскольку он изначально создавался и калибровался именно по судовым данным, используя те самые стандартные метеорологические параметры (скорость ветра, температуру и влажность воздуха, температуру поверхности воды), которые регулярно измеряются на каждом научно-исследовательском судне; более того, верификация на данных прямых наблюдений с судов, проведённая Bradley и Weller в 1997 году, подтвердила надёжность алгоритма для подвижных платформ. В дальнейшем эта методика не только продолжала совершенствоваться, но и начала активно применяться для расчётов потоков в самых разных регионах Земного шара, включая

высокие широты, что подтверждается современными работами, например, исследованиями в Арктике [Repina et al., 2020], где учёт специфических эффектов стратификации и состояния ледяного покрова потребовал дополнительной адаптации, но общая структура алгоритма сохранила свою работоспособность.

На сегодняшний день стандартом является версия COARE 3.6, которая активно используется для обработки данных судовых наблюдений и внедряется в гидродинамические модели для расчёта теплообмена на водной поверхности. Современное развитие алгоритма сосредоточено на уточнении его физических блоков: так, недавно была предложена существенно обновлённая параметризация океанического холодного скин-слоя, которая учитывает новые профили турбулентного перемешивания, поглощение солнечной радиации и поток тепла от дождя, что позволило улучшить воспроизведение суточного хода температуры поверхности [Fairall et al., 2026]. Параллельно ведутся работы по совершенствованию параметризации порывов ветра в версии 3.6 на основе высокочастотных измерений с беспилотных морских платформ [Forcone et al., 2024]. Вместе с тем, исследования, выполненные на основе двухлетних наблюдений в Бохайском море, выявили систематическое занижение потоков тепла алгоритмом COARE 3.5 в условиях сильного ветра (≥ 12 м/с) и холодных вторжений; для коррекции этого смещения предложена мультипликативная поправочная функция, учитывающая ветро-волновое и термодинамическое взаимодействие, которая снижает среднеквадратичную ошибку потоков на 10–20% в целом и на 30–80% в экстремальных условиях [Wu et al., 2026].

Таким образом, метод COARE зарекомендовал себя как универсальный, физически непротиворечивый и постоянно эволюционирующий алгоритм описания взаимодействия океана и атмосферы, который, несмотря на отдельные систематические погрешности в экстремальных условиях, остаётся наиболее надёжным и рекомендуемым инструментом для обработки и анализа массивов судовых метеорологических наблюдений, позволяя исследователям с высокой степенью достоверности восстанавливать турбулентные потоки там, где прямые измерения потоков невозможны или слишком дорогостоящи.

В настоящей работе для расчёта турбулентных потоков использована версия 3.5 алгоритма COARE с реализацией в среде MATLAB (скрипты, предоставленные NOAA/ESRL, адаптированные для обработки судовых данных). Выбор версии 3.5 обусловлен её верификацией для широкого диапазона скоростей ветра и условий стратификации, включая высокие широты.

На каждом 10-минутном интервале в алгоритм подавались:

U – модуль скорости ветра на высоте 22 м, приведённый к уровню 10 м по логарифмическому закону с учётом нейтральной стратификации;

T_{air} – температура воздуха на высоте 22 м;

Q – удельная влажность воздуха (рассчитанная по показаниям датчика влажности и атмосферному давлению);

T_{skin} – температура поверхности моря, измеренная ИК-радиометром (скин-температура), так как именно она участвует в теплообмене.

Поскольку метеостанция установлена на движущемся судне, измеренный вектор ветра $\vec{U}_{ship}$ содержит компоненту, обусловленную движением судна. Для каждого 10-минутного интервала из $\vec{U}_{ship}$ вычитался вектор средней путевой скорости судна $\vec{V}_{dr}$, полученный по данным GPS: $\vec{U}_{true} = \vec{U}_{ship} - \vec{V}_{dr}$. Модуль U использовался в балк-формулах. Скорость судна в ходе стоянок не превышала 0,5 м/с (кроме коротких переходов), что позволяло избежать значительных искажений при слабых ветрах.

Исходные секундные данные метеостанции (1 Гц) осреднялись за 10 мин. Перед осреднением удалялись выбросы, превышающие 5 сигм от скользящего среднего (окно 1 мин). В расчётах использовались стандартные параметры алгоритма COARE 3.5: коэффициент Чарнока для шероховатости $z_0 = 0,011 \cdot u_*^2 / g$ (для открытого океана), поправки на стратификацию по функциям подобия Монина–Обухова (Businger–Dyer). Учёт влияния волн не производился, так как данные о параметрах волнения в рейсе не собирались, что является ограничением метода, но в условиях слабого и умеренного ветра (в рейсе преобладали скорости < 10 м/с) его влияние на интегральные потоки не превышает 10–15 %.

На каждом 10-минутном интервале на выходе получали:

- турбулентный поток явного тепла Q_H (Вт/м²),
- поток скрытого тепла Q_L (Вт/м²),
- поток импульса τ (Н/м²) и динамическую скорость $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$ (м/с).

Полученные временные ряды потоков далее подвергались спектральному анализу для выявления мезомасштабных вариаций, как описано в разделе 3.3.1. Погрешность расчёта потоков в условиях проведённого эксперимента оценена в 15–20 % по литературным данным [Fairall et al., 2003] и подтверждена косвенно по замыканию теплового баланса (в данной главе не обсуждается).

3.3.4. Статистическая оценка значимости и проверка стационарности.

Для всех спектральных оценок, представленных в данной главе, доверительные интервалы рассчитывались с 95%-м уровнем вероятности на основе χ^2 -распределения согласно формуле (3.1). Число степеней свободы ν для каждой спектральной оценки определялось количеством усредняемых сегментов K с поправкой на перекрытие и тип оконной функции. Для окна Ханна (используемого во всех расчётах) эффективное число степеней свободы принималось равным:

$$\nu = \frac{2 \cdot K \cdot (L/W)}{1 + 2 \cdot (L/W)^2}, \quad (3.6)$$

где L – длина сегмента БПФ, W – длина оконной функции (в отсчётах), а K – число сегментов. При 50%-м перекрытии сегментов эффективное число независимых сегментов $K_{eff} \approx 0,6 \cdot K_{total}$, что учтено в итоговых значениях ν .

Для коротких реализаций (длительностью ~ 22 мин, термокосы, частота 1 Гц, рис. 3.3–3.5): длина сегмента БПФ $L = 512$ отсчётов, перекрытие 50 %, окно Ханна. Суммарное число сегментов $K_{total} = 8$, эффективное $K_{eff} \approx 4,8$. Соответственно, число степеней свободы для авто- и кросс-спектров составляло $\nu \approx 10$. При этом уровне значимости 95 % пик спектральной плотности считается статистически значимым, если его амплитуда превышает верхний доверительный предел, вычисленный как $\bar{S}(f) \cdot \chi_{0,975}^2(\nu)/\nu$. Для $\nu = 10$ пороговое отношение составляет $\chi_{0,975}^2/10 \approx 2,08$, т.е. пик должен превышать средний уровень спектра не менее чем в 2 раза. Для квадрата когерентности γ^2 порог значимости на 95 % уровне оценивался как $\gamma_{crit}^2 = 1 - \alpha^{1/(\nu-1)}$, где $\alpha = 0,05$. При $\nu = 10$ $\gamma_{crit}^2 \approx 0,41$. Все пики когерентности, превышающие 0,5–0,6, таким образом, являются статистически значимыми.

Для длительных реализаций (1,9 ч и более, термокосы, ИК-радиометр и метеоданные): Длина сегмента БПФ варьировалась от $L = 1024$ до $L = 4096$ отсчётов в зависимости от общей длины ряда, чтобы обеспечить разрешение по частоте, достаточное для выделения периодов от 1 мин до 1 ч. Для кросс-спектров на рис. 3.8 ($L = 1,9$ ч, частота 1 Гц, $L_{сег} = 2048$) общее число сегментов $K_{total} \approx 16$, при 50 % перекрытия $K_{eff} \approx 9,6$, $\nu \approx 20$. Для спектров (ночные интервалы по 6 ч, осреднённые 10-минутные данные, эффективная частота 1/600 Гц) длина сегмента выбиралась как 1/6 от длины реализации ($L_{сег} = 60$ точек, что соответствует 600 мин или 10 ч, перекрытие 50 %), что давало $\nu \approx 12$. Пороги значимости для каждого случая рассчитаны индивидуально и указаны в подписях к рисункам или могут быть восстановлены по приведённым формулам.

Для когерентных оценок в ПМКМ (раздел 3.4): статистическая значимость оценок скорости и направления, полученных методом взаимной корреляции, проверялась косвенно: во-первых, через устойчивость результатов при вариации параметров обработки (два различных окна корреляции и фильтрации дали совпадающие азимуты в пределах 5° , что указано в тексте), во-вторых, методом Монте-Карло (100 реализаций с добавлением гауссовского шума с амплитудой, эквивалентной точности термодатчиков $0,025^\circ\text{C}$), что позволило оценить стандартное отклонение оценок скорости ($\pm 0,01$ м/с) и направления ($\pm 5^\circ$).

Так как измерения проводились с дрейфующего судна, временные ряды могут содержать тренды и нестационарности, обусловленные как изменением курса, так и мезомасштабной изменчивостью самой среды. Для проверки стационарности всех анализируемых реализаций применялся тест Дики–Фуллера (расширенный, ADF) с нулевой гипотезой о наличии единичного корня. Для рядов, где ADF-тест не отвергал гипотезу нестационарности ($p > 0,05$), выполнялось взятие первой разности либо удаление полиномиального тренда (порядок не выше 2-го) до достижения стационарности.

Для коротких интервалов (22 мин на рис. 3.3–3.5), в течение которых судно дрейфовало с практически постоянной скоростью и курсом, спектральные пики интерпретировались как частоты, измеренные в системе отсчёта, движущейся вместе с судном. При переходе к неподвижной системе координат (в разделе 3.4) частота волны в лабораторной системе ω_{lab} связана с измеренной частотой ω_{ship} через доплеровское соотношение $\omega_{lab} = \omega_{ship} + \vec{k} \cdot \vec{V}_{dr}$, где $\vec{V}_{dr}$ – вектор дрейфа судна. Но ввиду малости $|\vec{V}_{dr}|$ (0,6 м/с) по сравнению с фазовыми скоростями внутренних волн (0,8–0,9 м/с для солитонов и $\sim 0,15$ м/с для высокочастотных компонент, оценённых в разделе 3., доплеровский сдвиг для коротких периодов не превышает 10–15 % и не влияет на качественные выводы. Для длительных рядов (более 1 ч), где курс и скорость судна менялись, спектральный анализ проводился с использованием скользящего окна (спектрограммы), что позволило отслеживать эволюцию частотных пиков во времени и подтвердить их квазистационарность на интервалах 20–40 мин.

Таким образом, все выводы о «значимых спектральных максимумах» и «высокой когерентности» в данной главе опираются на формальные статистические критерии с явно указанными степенями свободы и порогами значимости, а также на проверку стационарности рядов, что обеспечивает воспроизводимость и надёжность полученных результатов.

3.4. Определение направления распространения и скорости короткопериодных внутренних волн, наблюдавшихся во время дрейфа судна 12. 08. 2021 (Станция 3911)

Подробный анализ вариаций температуры на разных глубинах (до 50 м), измеренных с помощью термокос, расположенных в разных частях пролива Карские Ворота, был проведен в

[Kozlov et al., 2023]. С помощью трех термокос, составляющих треугольник, были выявлены вертикальные колебания термоклина до глубины 40 м, вызванные распространением короткопериодных нелинейных внутренних волн, генерируемых меняющимся во времени (с основным периодом, вызванным приливом) устойчиво-стратифицированным потоком при обтекании сложного рельефа пролива. Наиболее интенсивные волны регистрировались во время ослабления прилива и скорости ветра до 7 м/с.

Полученные колебания изотерм (см. рис. 7 в [Kozlov et al., 2023]) происходили практически синфазно в приповерхностном морском слое до глубин 30-40 м. Наиболее интенсивные колебания изотерм наблюдались между глубинами 10 м и 40 м (см. рис. 8 б в [Kozlov et al., 2023]). Это свидетельствовало о том, что в устойчиво-стратифицированном слое термоклина распространялись горизонтально низшие (по номеру) моды внутренних гравитационных волн [Мирополюский, 1981]. Это говорит о значительном вкладе нулевой моды (без узлов) в колебания температуры в слое термоклина с максимумом частоты Вьяйсяля-Брента в ее профиле. Поэтому, для определения скорости и направления распространения почти синфазных колебаний до глубины 30 м достаточно было выбрать один горизонт глубин, например 18 м, но в трех разнесенных по горизонтали точках.

Во время дрейфа судна 12.08.2021 на станции 3911 проводились измерения температуры воды на разных глубинах с помощью 3-х термокос, расположенных на носу корабля (термокоса 1), корме правого борта (термокоса 2) и левом борту (термокоса 3) [Silvestrova et al., 2023; Kozlov et al., 2023]. Горизонтальное расстояние между соседними термокосами составляло 51, 24 и 40 м (рис.3.2).

Записи температуры на термодатчиках кос 1, 2 и 3, расположенных на глубине 18 м, показаны на рис. 3.3 а, а взаимные функции когерентности флуктуаций температуры между парами датчиков 1-2 и 1-3 показаны на рис. 3.3 б и рис. 3.3 в, соответственно. Время одновременной работы всех трех кос составило всего 22 мин, что было вызвано сбоем в измерении двумя из трех термокос после 22 мин. Высокие уровни когерентности наблюдались в сравнительно узких частотных полосах во всем рассматриваемом диапазоне периодов от 10 до 160 с. Когерентность достигала максимальных значений в диапазоне периодов 40-160 с. в определенные промежутки времени: 600-700 с. – для пары 1-2, и 850-950 с. – для пары 1-3.

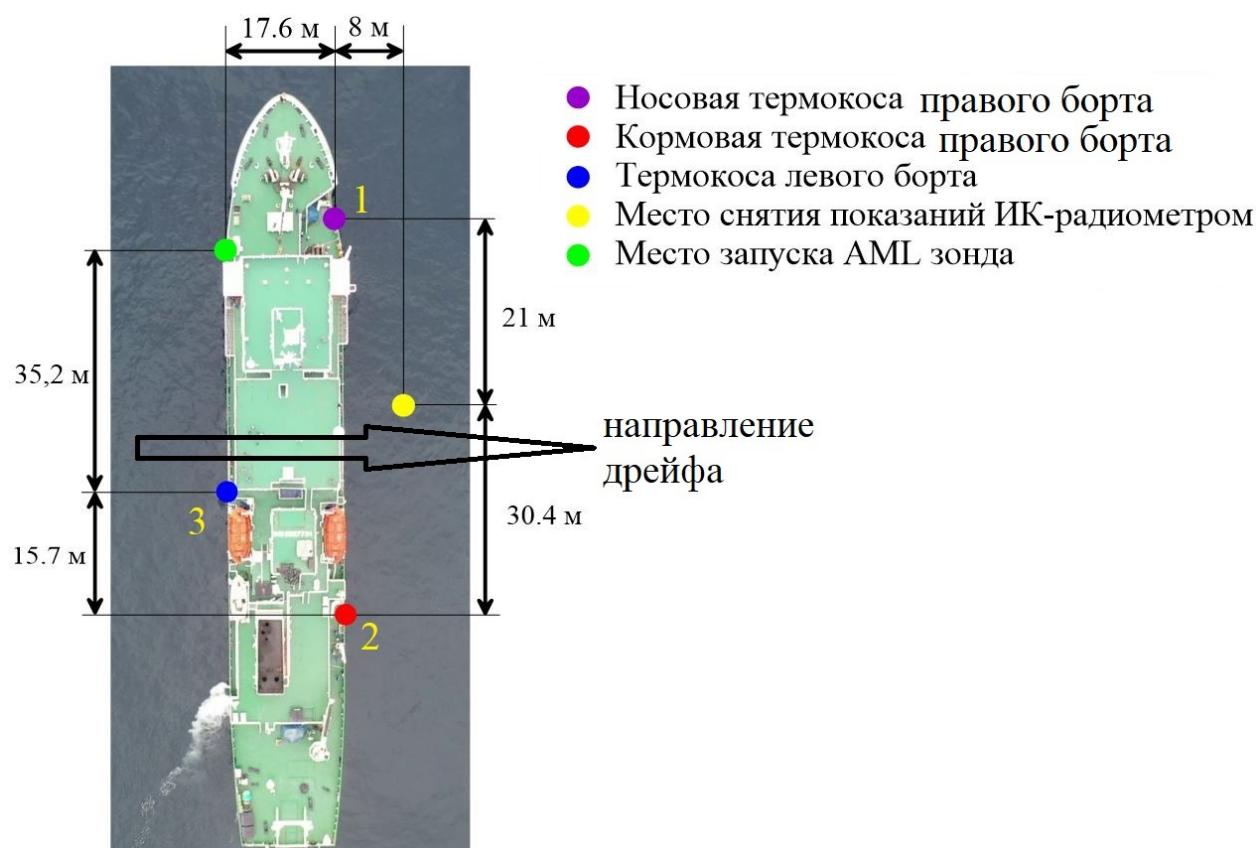
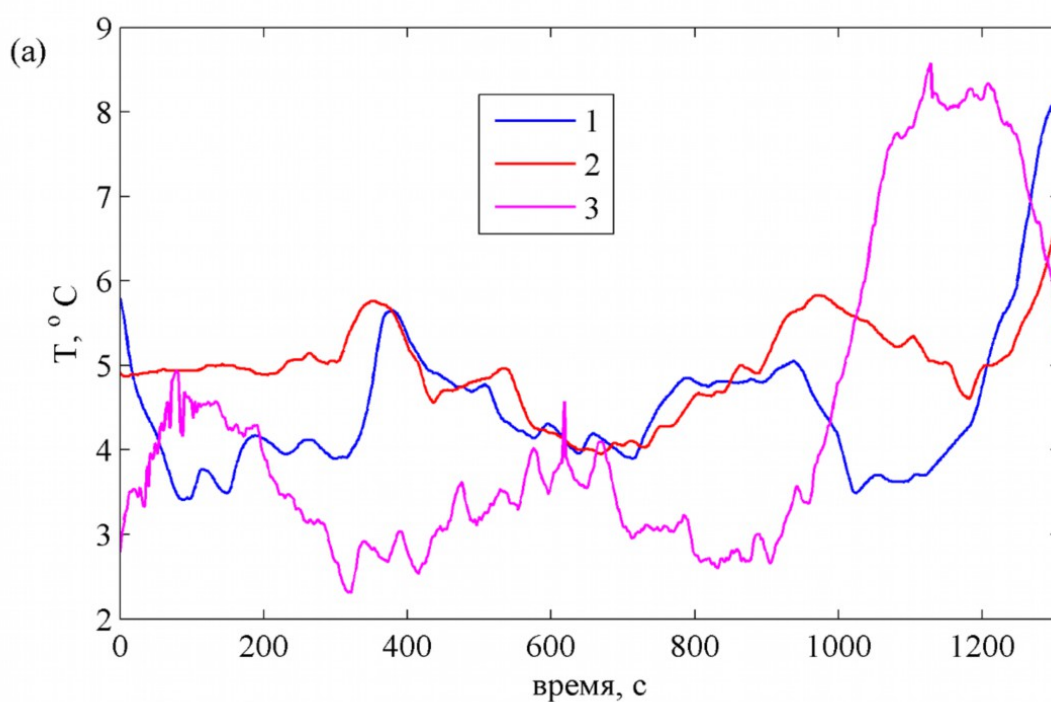


Рисунок 3.2. Расположение приборов на борту судна «Академик Иоффе»: 1) Носовая термокоса (термокоса 1), 2) Кормовая термокоса правого борта (термокоса 2), 3) Кормовая термокоса левого борта (термокоса 3); Желтым кружком обозначено место снятия показаний ИК-радиометра.



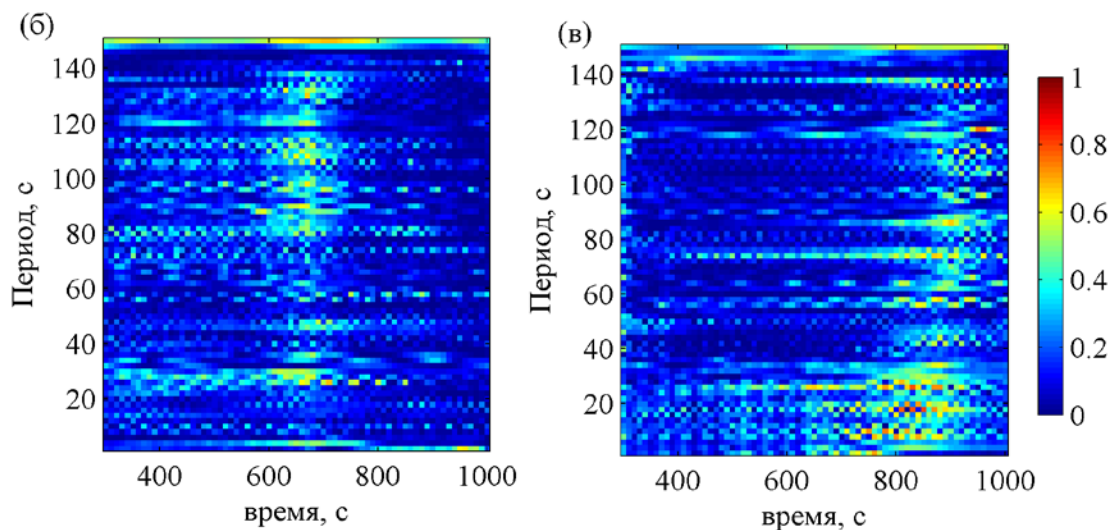


Рисунок 3.3. Измеренная 12 августа 2021 г. температура на глубине 18 м на трех термокосах (станция 3911) (а) и взаимные функции когерентности флуктуаций температуры, полученные для пар датчиков кос 1 и 2 (б), и 1 и 3 (в). Время по горизонтальной оси отсчитывается с момента 12:29 UTC. Длина записи около 22 мин с частотой выборки 1 Гц. Интервал расчета когерентности составлял 600 с. со скользящим окном 150 с. и шагом сдвига в 10 с. Число степеней свободы – 10.

На рис. 3.4 а показаны колебания температуры, отфильтрованные в диапазоне периодов 40-160 с., а на рис. 3.4 б и рис. 3.4 в - обратный азимут (угол между направлением от приемника к источнику волн и направлением оси судна от кормы к носу) и горизонтальная фазовая скорость волн в зависимости от времени, соответственно. Обратный азимут и фазовая скорость колебаний получены по временным задержкам максимумов корреляционных функций между датчиками 1-2, 2-3 и 3-1, рассчитанных с окном корреляции 834 с. Эти параметры слабо меняются в промежутке времени от 400 до 700 с. и равны $108^{\circ} \pm 5^{\circ}$ и $0,15 \pm 0,01$ м/с, соответственно.

На рис. 3.5 а показаны те же колебания температуры, что и на рис. 3.4 а, но для измененного диапазона периодов 30-150 с, а при расчете обратного азимута и фазовой скорости колебаний (рис. 3.5 б, в) использовалось другое окно корреляции, 664 с. Несмотря, на измененные параметры расчет приводит к такому-же азимуту прихода колебаний $108^{\circ} \pm 5^{\circ}$, что и в случае на рис. 3.4, и малому изменению фазовых скоростей: $0,165 \pm 0,010$ м/с, что говорит об устойчивости нашего метода оценок этих параметров относительно малых изменений диапазона периодов и окна корреляции.

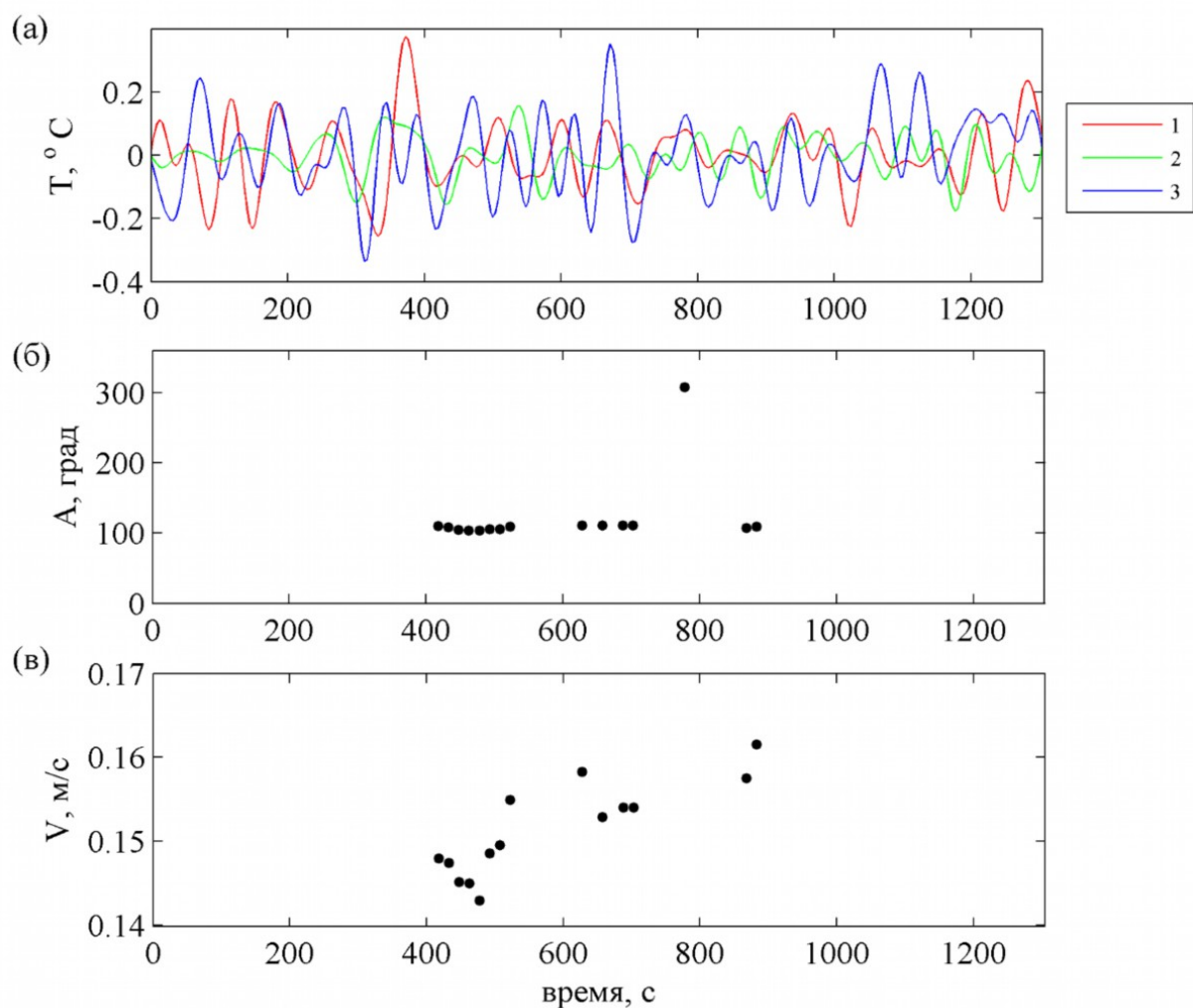


Рисунок 3.4. Колебания температуры, измеренные на глубине 18 м с помощью трех термокос, обозначенных 1, 2 и 3, и отфильтрованные в диапазоне периодов 40 – 160 с. (а) обратный азимут распространения относительно оси судна корма-нос (б) и горизонтальные фазовые скорости внутренних волн (в) относительно судна. Время отсчитывается относительно момента 12:29 UTC.

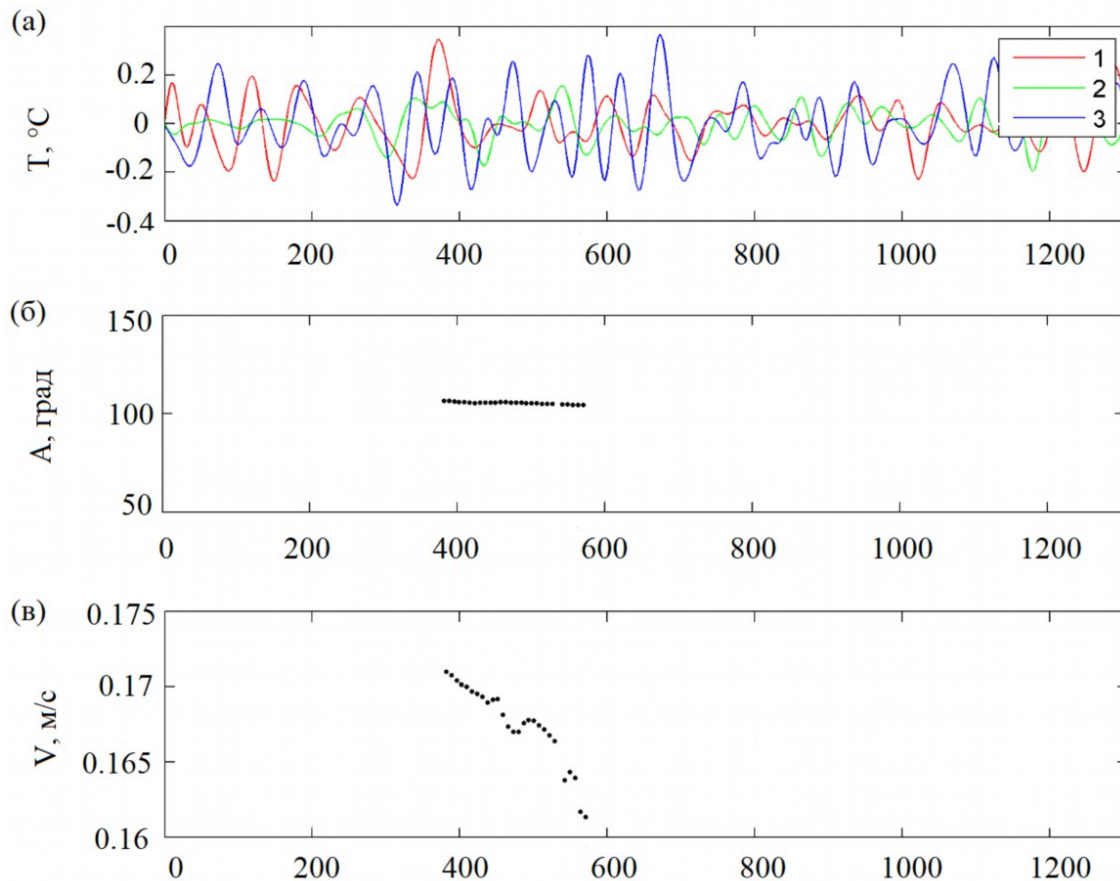


Рисунок 3.5. Колебания температуры, измеренные на глубине 18 м с помощью трех термокос, обозначенных 1, 2 и 3, и отфильтрованные в диапазоне периодов 30 – 150 с; окно корреляции 664 с; (а) обратный азимут распространения относительно оси судна корма-нос (б) и горизонтальные фазовые скорости внутренних волн (в) относительно судна. Время отсчитывается относительно момента 12:29 UTC.

Направление и скорость дрейфа судна в течение промежутка времени 400-700 с., когда были определены направление и скорость распространения волн на рис. 3.4 б и рис. 3.4 в (т.е. в течение 300 с.) показаны на рис. 3.6 а и рис. 3.6 б, соответственно. Схематически на рис. 3.6 в показаны также: направление оси судна от кормы к носу, направление его дрейфа со скоростью $\vec{V}_{др}$ с азимутом примерно 36° в промежутке времени от 400 до 500 с, и горизонтальной фазовой скорости волн $\vec{C}$ относительно дрейфующего судна, распространяющейся с северо-востока на юго-запад с азимутом примерно в $270^\circ - 36^\circ = 234^\circ$.

Учитывая, что зависимость фазовой скорости волн C от частоты очень слабая как в интервале периодов 40-160 с., так и на периодах 30-150 с., дисперсией волн можно пренебречь и считать групповую скорость близкой к фазовой скорости C . Тогда групповая скорость волн

относительно неподвижной Земли $\vec{C}_{гр} = \vec{C} + \vec{V}_{др}$ и при значениях $C=0,15\pm0,01$ м/с и $\vec{V}_{др}=0.60\pm0.06$ м/с будет равна $0,46\pm0,09$ м/с и направлена на С-В под углом примерно 36° , как показано на рис. 3.6 в.

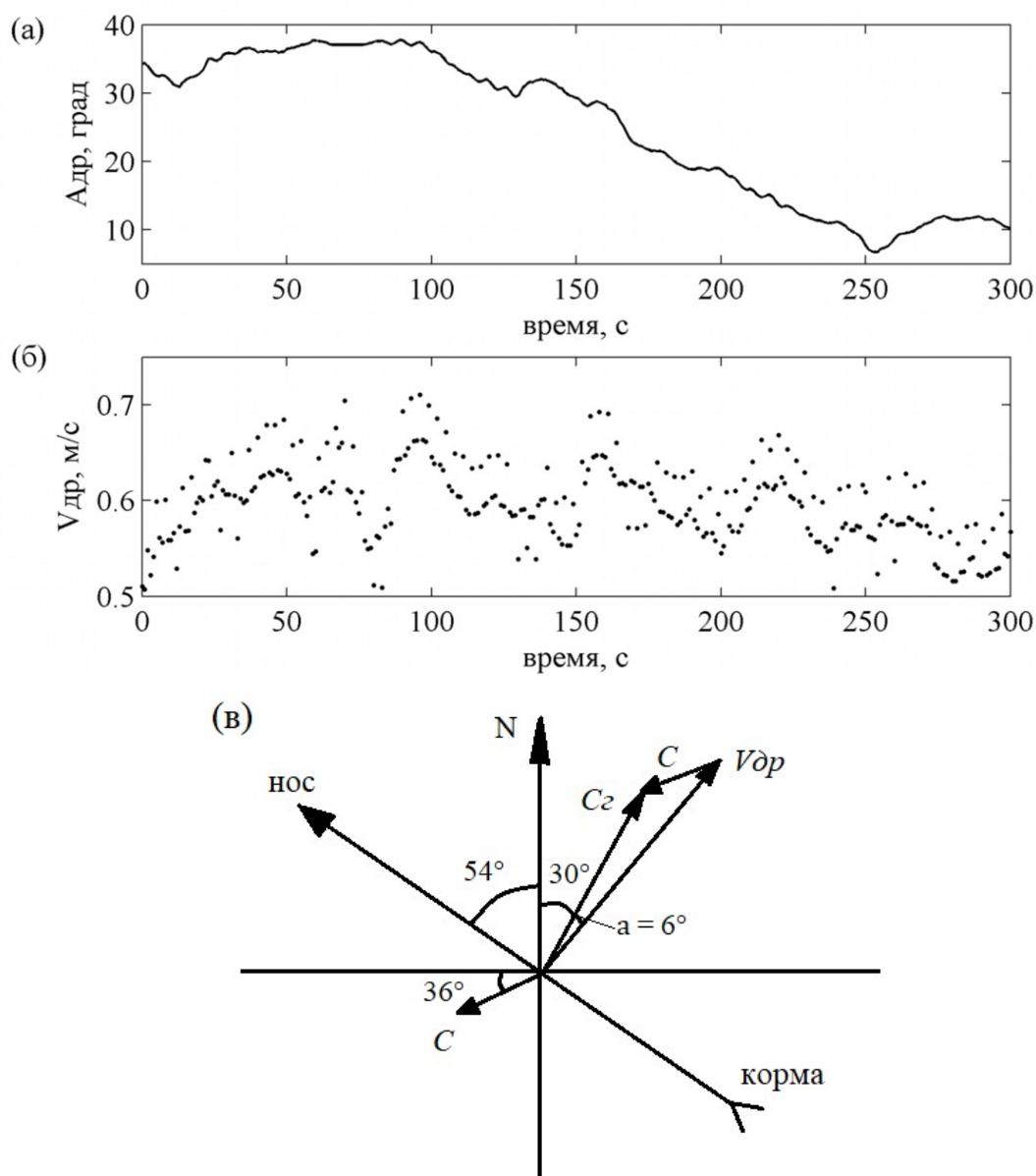


Рисунок 3.6. Направление (а) и скорость дрейфа судна (б) в зависимости от времени в течение промежутка времени 400-700 с. (т.е. в течение 300 с.), когда были определены направление и скорость распространения волн на рис. 3.4 б-в. Скорость дрейфа $\vec{V}_{др}$ имеет азимут примерно 36° относительно направления на Север в промежутке времени от 400 до 500 с. Горизонтальная фазовая скорость волн $\vec{C}$ относительно судна равна 0,15 м/с, а азимут равен 234° . Показана также групповая скорость C_2 относительно неподвижной Земли.

Источником сильно нелинейных внутренних волн, наблюдавшихся 12 августа 2021 г., были приливные устойчиво-стратифицированные течения, обтекающие сложный рельеф дна в проливе Карские Ворота [Kozlov et al., 2023]. Пакеты внутренних волн, зарегистрированные на станциях 3911, 3913 и 3915, содержали почти уединенные сильно-нелинейные внутренние волны (солитоны). Они распространялись на С-В, но уже с более высокой скоростью (0,8-0,9 м/с) по сравнению с приведенной выше нашей оценкой скорости высокочастотных компонент волнового пакета.

Выше с помощью когерентного анализа короткого временного интервала (длительностью ~22 мин) были обнаружены вариаций температуры в 3-х точках наличие в волновых пакетах очень коротких волн с периодами 40-160 с, лежащими ниже минимального периода Вьясяля-Брента (ВБ) (около 3,5 мин) в слое термоклина (приведенный в [Kozlov et al., 2023] на рис. 7 вертикальный профиль частоты $N(z)$ на станции 3911 имел максимум на глубине 8-10 мин составлял примерно 17 циклов/ч, а соответствующий минимальный период ВБ – около 3,5 мин). Их горизонтальная скорость составляла 0,45 м/с с направлением распространения на С-В. Столь короткие внутренние волны с частотами, лежащими выше частоты ВБ ($\omega > N$), являются высокочастотными гармониками внутренних волн, имеющих частоты ниже частоты ВБ, и генерируются в результате нелинейных нерезонансных взаимодействий этих волн [Chunchuzov, Kulichkov, 2020]. Взаимодействие внутренних волн вызвано адвекцией этих волн переменным течением, индуцируемым суммарным полем внутренних волн. Оно приводит к генерации высокочастотных гармоник с частотами $\omega > N$, спектральная плотность которых убывает с ростом частоты ω , как ω^{-3} [Chunchuzov, Kulichkov, 2020]. Наличие такого крутого участка ($\sim \omega^{-3}$) в экспериментальном частотном спектре при $\omega > N$ отмечалось в работе [Sandven, Johannessen, 1987].

3.5. Кросс-спектры между флуктуациями температуры воды (термокоса), температуры поверхности (ТПО) и флуктуациями метеопараметров в приводном слое атмосферы

В предыдущем разделе были получены характеристики (скорости и направления распространения) короткопериодных внутренних волн в течение короткого промежутка времени 12:29 – 12:51 UTC (22 мин) 12.08.2021 г., когда одновременно на корабле проводились измерения тремя термокосами колебаний температуры, вызванных волновым пакетом нелинейных внутренних волн, наблюдавшимся в этот день в проливе Карские Ворота [Kozlov et al., 2023]. Наряду с основным источником этих волн, связанным с обтеканием стратифицированными приливными течениями топографии дна пролива Карские Ворота, в генерацию внутренних волн в океане вносят также флуктуации атмосферного давления и скорости ветра [Мирополюский, 1981, Глава 6].

Чтобы выявить возможное обратное влияние наблюдаемых внутренних волн в Карском море на мезомасштабные флуктуации метеорологических полей вблизи поверхности моря (периоды от нескольких минут до нескольких часов) и на вертикальные турбулентные потоки тепла и импульса через поверхность моря, в этом разделе будут проанализированы данные измерений флуктуаций метеорологических параметров: атмосферного давления, влажности, скорости ветра и температуры воздуха. Измерение флуктуаций атмосферного давления, скорости ветра и температуры воздуха проводилось с помощью мобильной метеостанции AIRMAR, расположенной на высоте примерно 22 м над уровнем моря. Основные характеристики измерительной аппаратуры этой метеостанции приведены в разделе 2.

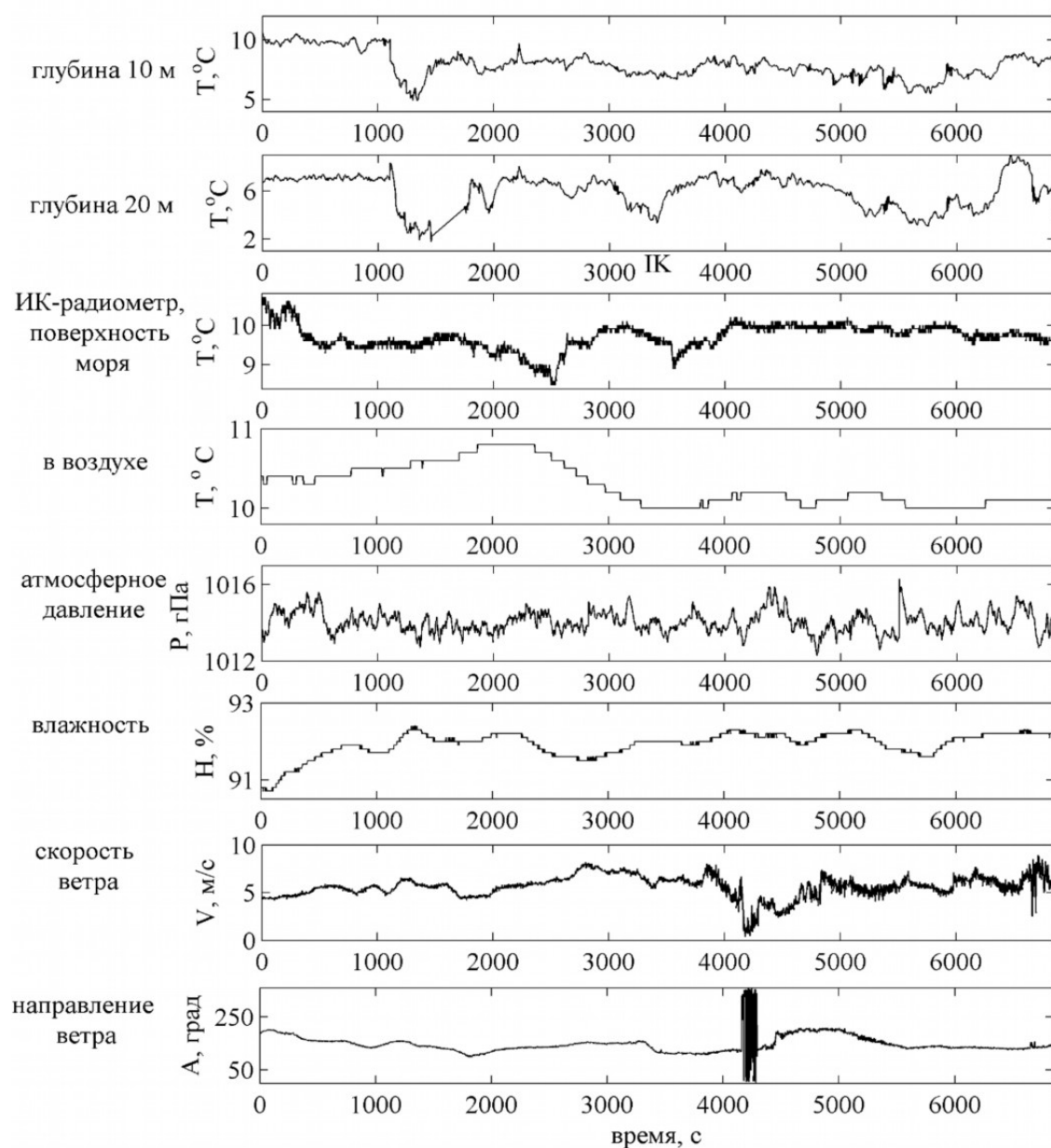


Рисунок 3.7. Измеренные 12.08.2021 г. в течение 1,9 ч от момента времени 11:00 UTC флуктуации температуры морской воды на глубине 10 и 20 м, температуры поверхности моря

по данным ИК-радиометра, атмосферного давления, скорости ветра, влажности и температуры воздуха на высоте примерно 22 м над уровнем моря.

На рис. 3.6 показаны измеренные 12.08.2021 в течение 1,9 ч (11:00 – 12:53 UTC) вариации температуры морской воды на глубинах 10 и 20 м с помощью термокос на станции 3911 и температуры поверхности моря (ИК-радиометр) одновременно с вариациями температуры воздуха, атмосферного давления, влажности, скорости и направления ветра. Взаимные кросс-спектры между этими флуктуациями (кроме влажности) показаны на рис. 3.8.

На взаимных кросс-спектрах (рис. 3.8а) между флуктуациями температуры воды на глубине 10 м ($T_{10м}$) и флуктуациями атмосферного давления (P), температуры $T_{10м}$ и скорости ветра (V), температуры $T_{10м}$ и температуры поверхности океана $T_{ик}$, температуры $T_{10м}$ и температуры воздуха ($T_{возд}$), полученных для реализаций флуктуаций длиной в 1,9 ч, обнаруживаются общие спектральные максимумы на периодах, близких к 4 мин, 10 мин, 18 мин и 35 мин (показаны на рисунке вертикальными стрелками). Почти такие-же периоды характерны и для максимумов кросс-спектров между флуктуациями температуры воды на глубине 20 м ($T_{20м}$) и флуктуациями метеопараметров (рис. 3.8б), а также между флуктуациями температуры воды на глубинах 10 м ($T_{10м}$) и 20 м ($T_{20м}$) (пунктирная линия).

На основе данных метеорологических полей с помощью метода COARE (версия 3.5), описанным ранее, были рассчитаны турбулентные потоки явного и скрытого тепла, а также импульса. Расчёт потоков проводился по осреднённым за 10 минут данным.

Анализ профиля частоты БВ $N(z)$, приведенный в [Kozlov et al., 2023], показывает, что в слое до глубины 20 м максимум частоты $N(z)/(2\pi)$ в ее вертикальном профиле достигается на глубине 8 - 10 м и составляет примерно 17 циклов/ч, а соответствующий минимальный период БВ – около 3,5 мин. С ростом глубины до 20 м, частота $N(z)/(2\pi)$ падает до ее минимального значения 4-5 циклов/ч, что соответствует максимальному периоду БВ в 12-15 мин. Наоборот, при уменьшении глубины до глубины верхнего тонкого перемешанного слоя, стратификация внутри этого слоя становится почти нейтральной ($N^2(z)=0$).

В устойчиво-стратифицированном слое до глубины 25 м возможно волноводное распространение высокочастотных линейных внутренних гравитационных мод с периодами, лежащими между 12 мин (максимальный период БВ в слое) и 3,5 мин (минимальный период БВ в слое). Ниже 25 м в профиле $N(z)$ наблюдается второй максимум порядка 12 циклов/ч (период 5 мин) на глубине около 33 м, а на глубине 47 м достигается минимум около 4 циклов/ч (период 15 мин). Поэтому, слой 25-47 м тоже может захватывать высокочастотные волны с периодами между 5 мин и 15 мин. Волны с периодами более 15 мин захватываются всем устойчиво-

стратифицированным слоем до глубины примерно 50 м, ниже которой топография дна возмущает стратифицированные приливные течения.

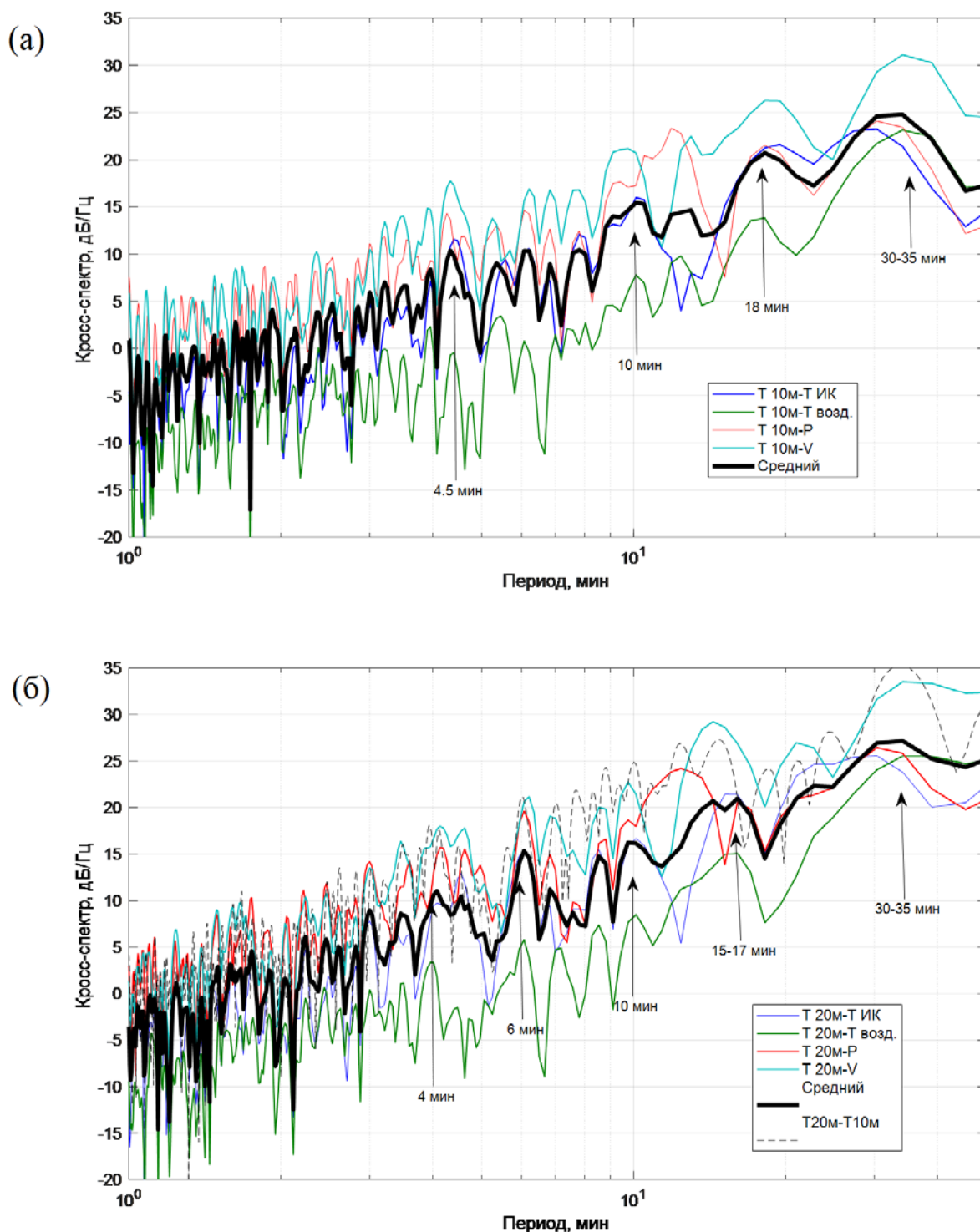


Рисунок 3.8. Взаимные кросс-спектры между флуктуациями температуры воды на глубине 10 м (T_{10}) и атмосферного давления (Р), температуры T_{10} и скорости ветра (V), температуры T_{10} и температуры поверхности океана ($T_{ИК}$), температуры T_{10} и температуры воздуха ($T_{возд}$), и средний кросс-спектр для указанных выше 4-х кросс-спектров (жирная черная кривая) (а); Те-

же кросс-спектры, что и на рис. 3.8 а, только для температуры воды на глубине 20 м. Показан также кросс-спектр между флуктуациями температуры воды на глубинах 10 и 20 м (пунктир) (б). Длина реализации 1.9 часа ($N=6840$ чисто отсчётов). Перекрытие 50%. Число степеней свободы 20.

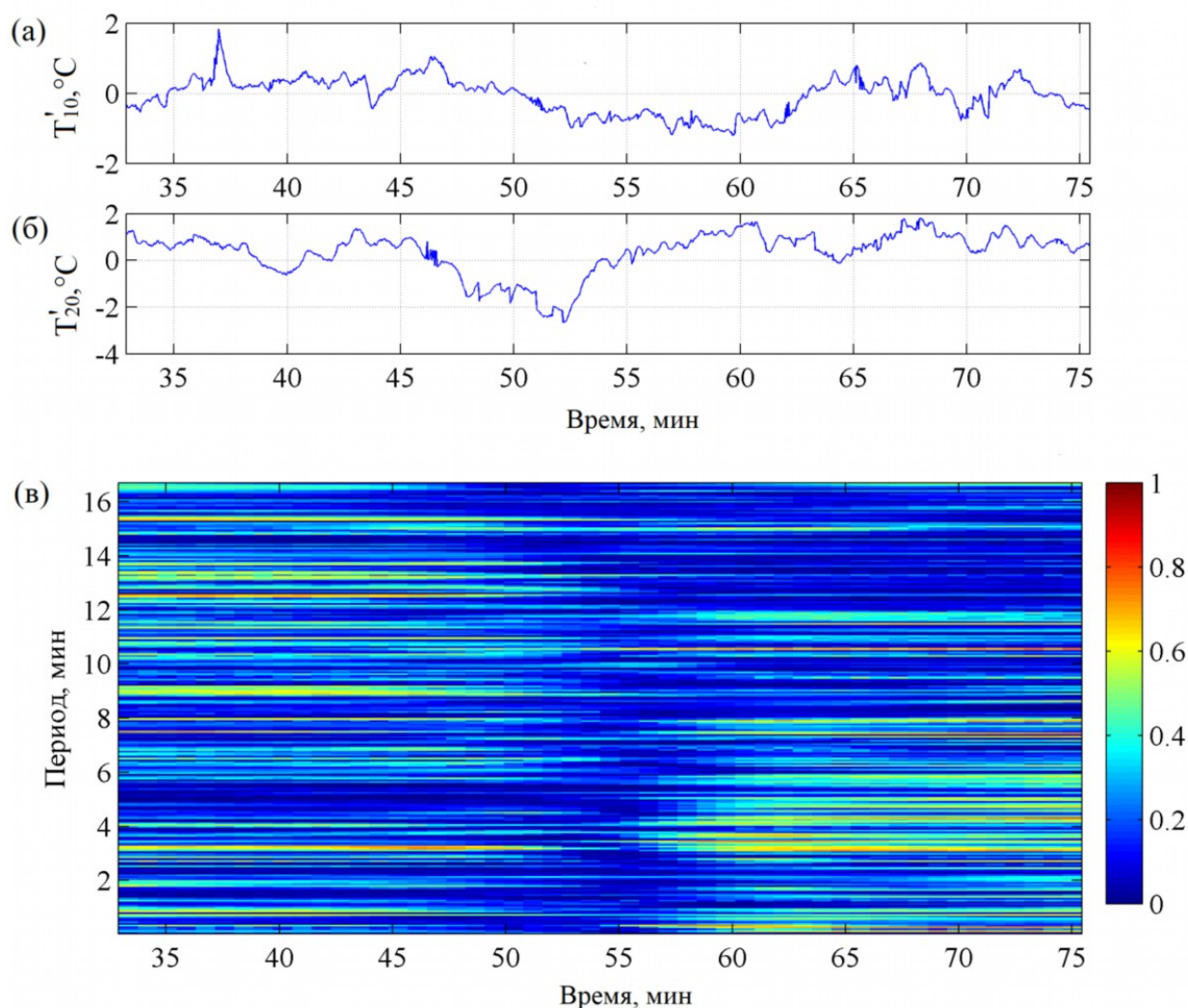


Рисунок 3.9. Флуктуации температуры относительно ее среднего значения на глубинах 10 м (T_{10}) (а) и 20 м (T_{20}) (б) и их когерентность (в) в зависимости от времени для интервала анализа временной реализации температуры длиной 4000 с., со скользящим окном 100 с и шагом сдвига 50 с. Число степеней свободы – 2.

Периоды колебаний изотерм в 4 мин и 10 мин, которым соответствуют спектральные максимумы на рис. 3.8, входят в диапазон периодов 3,5 - 15 мин захваченных высокочастотных внутренних волн в слое до глубины 50 м. Короткопериодные нелинейные внутренние волны наблюдались 12 августа 2021 г. в работе [Kozlov et al., 2023]. В частности, высокочастотные

осцилляции изотерм с частотами 11-12 циклов/ч (периоды 5 - 5,5 мин) и периодами 10 мин, 15 мин наблюдались в разнесенных друг от друга термокосах. Обнаруживались также и более низкочастотные осцилляции изотерм с периодами около 30 мин. По временному запаздыванию прихода этих осцилляций на разные термокосы были оценены их горизонтальные скорости и направления распространения относительно дрейфующего судна и в неподвижной системе координат. Эти скорости ($\sim 0,8 - 0,9$ м/с) и указанные выше периоды осцилляций изотерм были вызваны наблюдаемыми нелинейными короткопериодными волнами [Kozlov et al., 2023]. Они типичны также и для внутренних волн, распространяющихся в слое термоклина [Sandven, Johannessen, 1987; Brekhovskikh, Goncharov, 1994; Свєргун и др., 2020 а].

С целью установления статистической связи флуктуаций температуры воды на глубинах 10 м и 20 м с флуктуациями метеопараметров, атмосферного давления P и скорости ветра V , были проанализированы когерентности и фазовые спектры между этими флуктуациями.

На рис. 3.9 показаны флуктуации температуры относительно ее среднего значения на глубинах 10 м (T_{10}) и 20 м (T_{20}) и их когерентность в зависимости от времени для выбранного интервала анализа временной реализации температуры длиной 4000 с.. Сами реализации температуры T_{10} и T_{20} , полученные в промежутке времени с 11:00 до 12:53 (длина реализаций составляет 6840 с), показаны на рис. 3.10 вместе с их кросс-спектром и фазовым спектром.

Когерентность между флуктуациями T_{10} и T_{20} , как видно из рис. 3.9 (нижняя панель), сосредоточена внутри дискретного ряда узких частотных полос, соответствующих локальным максимумам когерентности. Частоты (или периоды) и амплитуды этих максимумов немного меняются с течением времени. Например, для периодов в диапазоне 3-6 мин когерентность возрастает до 0,6-0,8 после 55 мин, прошедших от начала (11:00 ч) анализируемой реализации температуры. Для более длинных периодов, например, 9 мин и 15 мин, когерентность максимальна (0,6-0,7), наоборот, в промежутке времени 33-55 мин.

Для короткого промежутка времени с 12:29 до 12:51 (рассматривался в разделе 3.4), соответствующего участку реализаций в промежутке времени 5340-6660 с на рис. 3.10а были отфильтрованы короткопериодные ВВ с периодами в 2-3 мин (максимумы когерентности) с помощью когерентного анализа флуктуаций температуры в трех горизонтально разнесенных точках. В работе [Kozlov et al., 2023] с помощью численного моделирования было показано, что наблюдавшиеся в этот-же день короткопериодные ВВ генерировались в виде отдельных волновых пакетов конечной длительности при обтекании приливными течениями отдельных неровностей сильно изрезанного рельефа дна.

Из анализа когерентности колебаний на отдельных периодах видно, что амплитуды и периоды этих колебаний могут немного меняться от одного промежутка времени (33-55 мин) к другому (55-75 мин). Тем не менее, для всего промежутка времени средняя когерентность

колебаний в отдельных узких диапазонах периодов 3-6 мин, 9-10 мин и 15-16 мин лежала в интервале 0,6 - 0,7.

Спектральные максимумы на периодах 15 мин, 10 мин и 4,2 мин видны также на кросс-спектре T_{10} и T_{20} , полученном для выбранного интервала оценки спектра в 3289 с. Соответствующие этим периодам разности фаз между колебаниями T_{10} и T_{20} равны 0^0 , -20^0 , 0^0 , т.е. колебания температуры на глубинах 10 м и 20 м на этих выделенных периодах происходят практически синфазно.

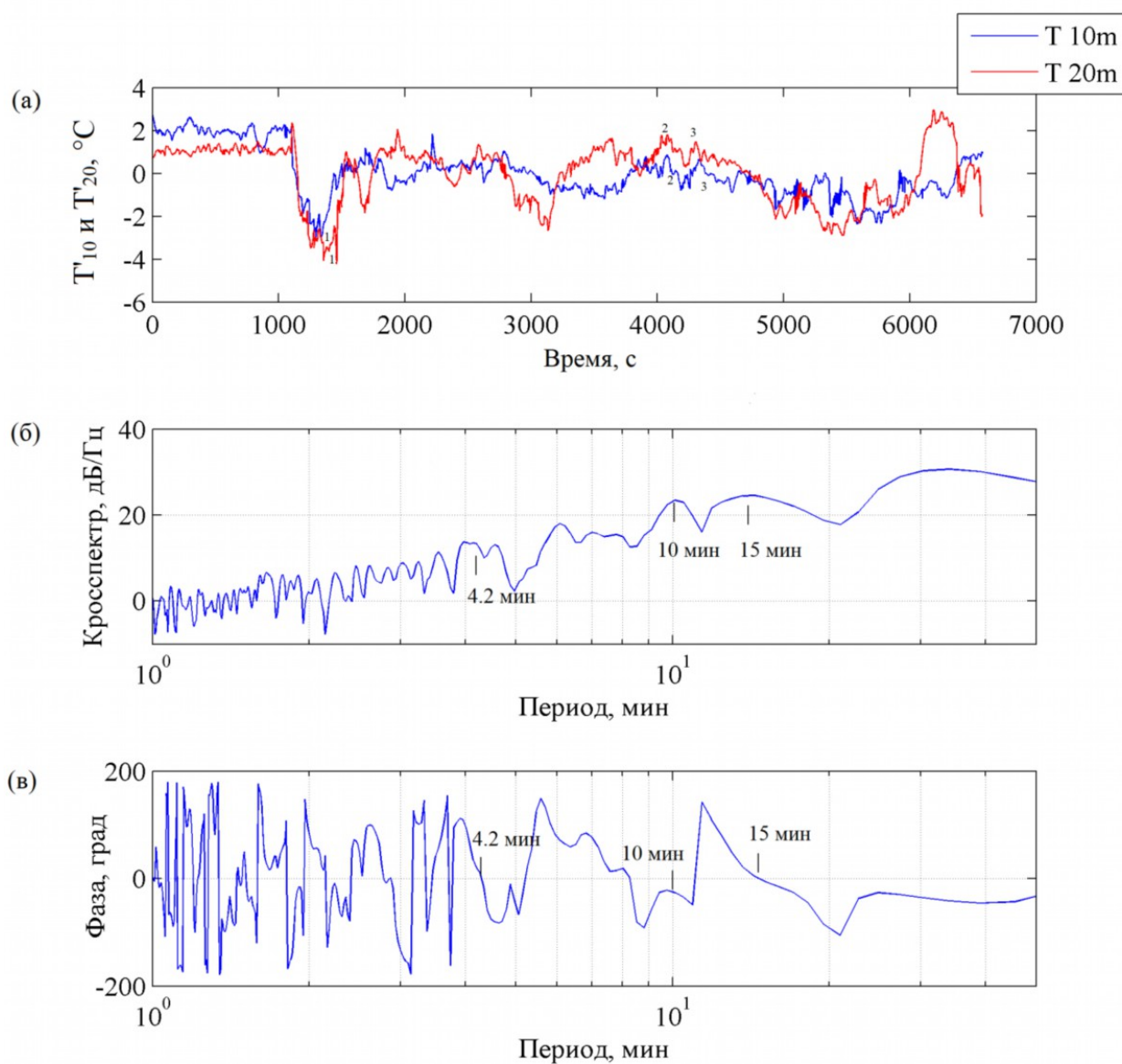


Рисунок 3.10. Флуктуации температуры T_{10} и T_{20} , полученные в промежутке времени с 11:00 до 12:53 (длина реализаций составляет 6840 с) (а), их кросс-спектр (б) и фазовый спектр (в). Число степеней свободы – 20.

Синфазность колебаний на разных глубинах свойственна линейным гравитационным модам низших номеров $n = 1, 2$ в океаническом волноводе, вертикальные собственные функции которых мало меняются на перепаде глубины в 10 м [Бреховских и Гончаров, 1982]. Однако, на периодах менее 15 мин колебания на глубине 10 м отстают по фазе от колебаний на глубине 20 м, а на периодах более 15 мин, наоборот, опережают. Такое опережение или отставание по фазе спектральных компонент волновых возмущений на разных глубинах можно объяснить нелинейностью распространения этих возмущений при их достаточно больших амплитудах, когда локальная скорость волнового возмущения зависит от амплитуды самого возмущения.

Нелинейное слагаемое $(\vec{v}\nabla)\vec{v}$ в уравнении движения Эйлера становится существенной, когда амплитуды колебаний скорости частиц среды $\vec{v}(\vec{x}, t)$, вызванных внутренними волнами и приливами, сравнимы по величине с фазовыми скоростями волн относительно переменной во времени и пространстве скорости течения [Chunchuzov et al., 2021]. В этой работе влияние адвекции на волновое поле в эйлеровой системе координат, т.е. в каждой неподвижной точке пространства с координатами $\vec{x} = (x, y, z)$ в момент времени t , рассматривалось на примере простой модели, в которой лагранжевы смещения $\vec{S}_L(a, b, c, t)$ частиц среды и их скорости $\vec{u}_L(a, b, c, t) = \frac{\partial \vec{S}_L}{\partial t}$ с лагранжевыми координатами $\vec{r} = (a, b, c)$ задавались в виде суперпозиции трех линейных гравитационных волн с разными частотами ω_i и волновыми числами $\vec{k}_i$, где $i=1, 2, 3$. При этом частота третьей волны считалась значительно превышающей частоты первых двух, $\omega_3 \gg \omega_{1,2}$, где низкие частоты $\omega_{1,2}$ относились к полусуточному приливу и низкочастотной внутренней волне с частотой, близкой к инерционной частоте.

Переход к эйлеровой системе координат $\vec{x} = \vec{r} + \vec{S}_L(\vec{r}, t)$ приводит к модуляции фазы высокочастотной волны,

$$\psi_3(x, y, z, t) = \omega_3 t - [\vec{k}_3 \vec{x} - \vec{k}_3 \vec{S}_L(\vec{x}, t)] \quad (3.4)$$

в каждой точке $\vec{x} = (x, y, z)$ и в зависимости от времени t , причем эта пространственно-временная модуляция $\vec{k}_3 \vec{S}_L(\vec{x}, t)$ вызвана смещениями частиц среды в этой точке, создаваемых суммарным полем трех волн. Эта модуляция приводит к тому, что заданная в лагранжевой системе гармоническая волна становится негармонической при переходе в эйлеровую систему координат, так как поле смещений или скоростей в этой волне нелинейно, через фазу волны, зависит от суммарного волнового поля смещений.

Нелинейное искажение временной формы гармонической волны происходит из-за того, что ее фазовая скорость складывается в каждой точке профиля волны с локальной скоростью частиц среды в этой точке в направлении распространения волны. В результате гребни нелинейной волны становятся в эйлеровой системе более крутыми по сравнению с гармонической волной, а в частотном спектре нелинейной волны появляются множественные

комбинационные (суммарные и разностные) гармоники трех волн, заданных в лагранжевой системе, включая полусуточный прилив и низкочастотную внутреннюю волну с частотой близкой к инерционной частоте. Эти-же частоты и их гармоники присутствуют и во временной модуляции скорости течения и фазовой скорости нелинейной волны.

Таким образом, из модели [Chunchuzov et al., 2021] следует, что пространственно-временная модуляция фаз волн в эйлеровой системе координат и различие их локальных горизонтальных фазовых скоростей на разных глубинах и в разные промежутки времени могут быть вызванными различием на этих глубинах локальной скорости течения, модулируемой суммарным волновым полем и приливами. Наличие в частотном кросс-спектре (рис. 3.10) и когерентности (рис. 3.9) флуктуаций температуры T_{10} и T_{20} множественных спектральных пиков на разных частотах указывает на существенное влияние нелинейности наблюдаемых волн на их формы и локальные фазовые скорости.

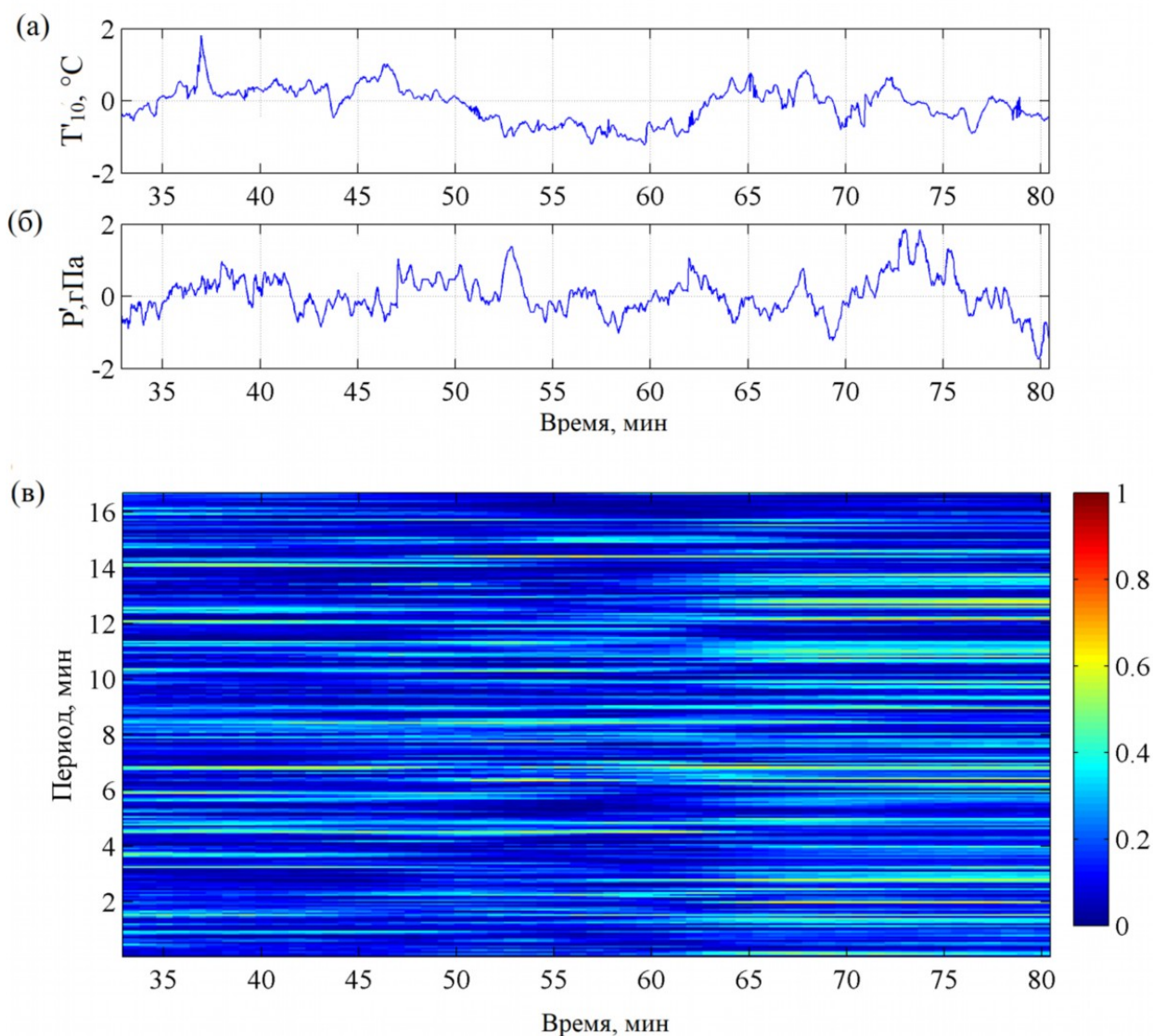


Рисунок 3.11. Флуктуации температуры T_{10} (а) и атмосферного давления P (б) относительно их средних значений и их когерентность (в). Число степеней свободы – 20.

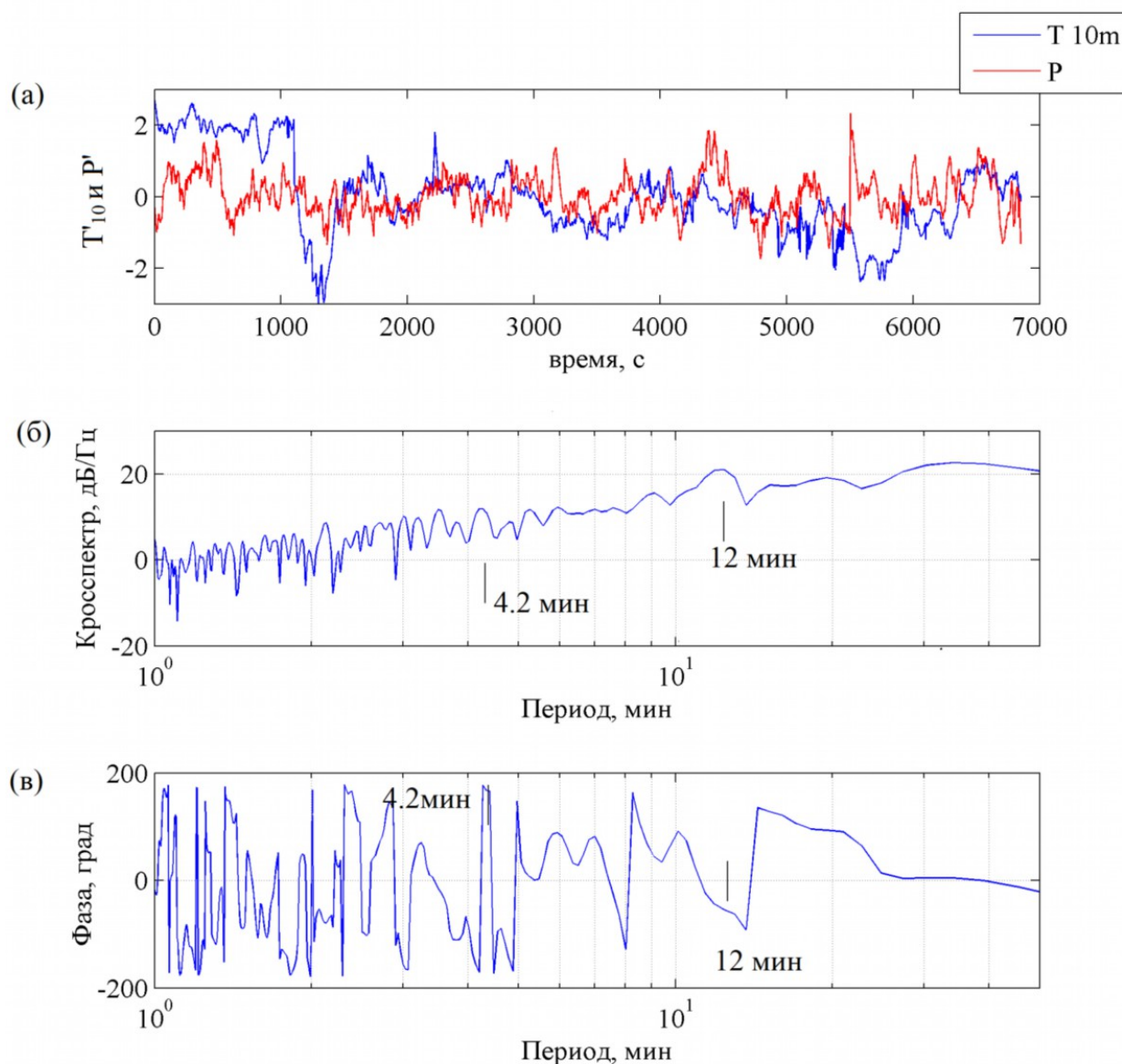


Рисунок 3.12. Флуктуации T_{10} и P (а), их кросс-спектр (б) и фазовый спектр (в). Число степеней свободы – 20.

Модуляция фазы нелинейных волн во времени и пространстве может приводить к изменению знака разности фаз волн между двумя выбранными глубинами с течением времени t . На колебаниях температуры T_{10} и T_{20} (рис. 3.10а) можно идентифицировать отдельные максимумы (“гребни”) и минимумы (“впадины”), обозначенные 1, 2 и 3. В интервале времени 1000-2000с минимум 1 колебаний T_{20} (красная кривая) отстает по времени от минимума колебаний T_{10} (синяя кривая). В другом интервале времени между 4000 и 5000 с, максимумы 2

для T_{10} и T_{20} практически совпадают по времени, а максимум 3 в колебаниях T_{20} , наоборот, немного опережает максимум T_{10} .

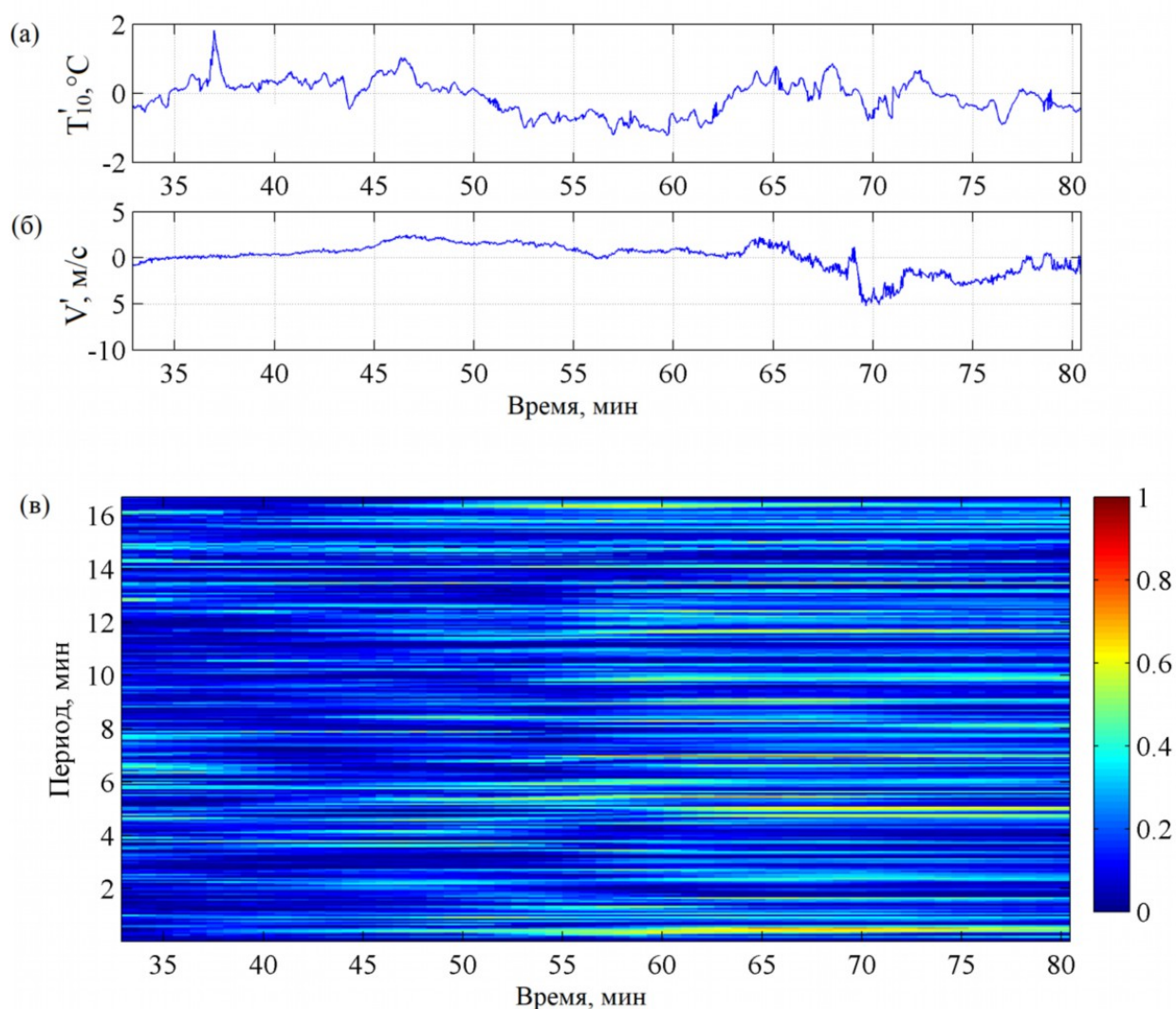


Рисунок 3.13. Флуктуации температуры T_{10} (а) и скорости ветра V (б) относительно их средних значений и их когерентность (в). Число степеней свободы – 20.

Обратимся теперь к когерентностям между флуктуациями температуры T_{10} и флуктуациями атмосферного давления P относительно их средних значений (рис.3.11). Когерентность, как и в случае когерентности между T_{10} и T_{20} (рис. 3.9), сосредоточена в узких частотных полосах, положение которых немного меняется с течением времени. Тем не менее, имеются отдельные значимые максимумы когерентности, достигающие 0,6 на периодах 12 – 13 мин и 4 - 5 мин. Им соответствуют локальные максимумы кросс-спектров на периодах 12 мин и 4,2 мин (рис.3.12 б) и соответствующие этим периодам фазовые сдвиги между колебаниями T_{10} и P . На периоде 12 мин спектральные компоненты колебаний P отстают по фазе примерно

на 70 град от спектральной компоненты T_{10} , тогда как на определенных дискретных частотах, соответствующих приливным и инерционным частотам, их многочисленным комбинационным (суммарным и разностным) частотам, и вплоть до частоты Вайсяля-Брента. Этот процесс формирует частотные спектры флуктуаций температуры, вызванных ВВ, и влияет на их когерентность с флуктуациями метеопараметров приводного слоя атмосферы.

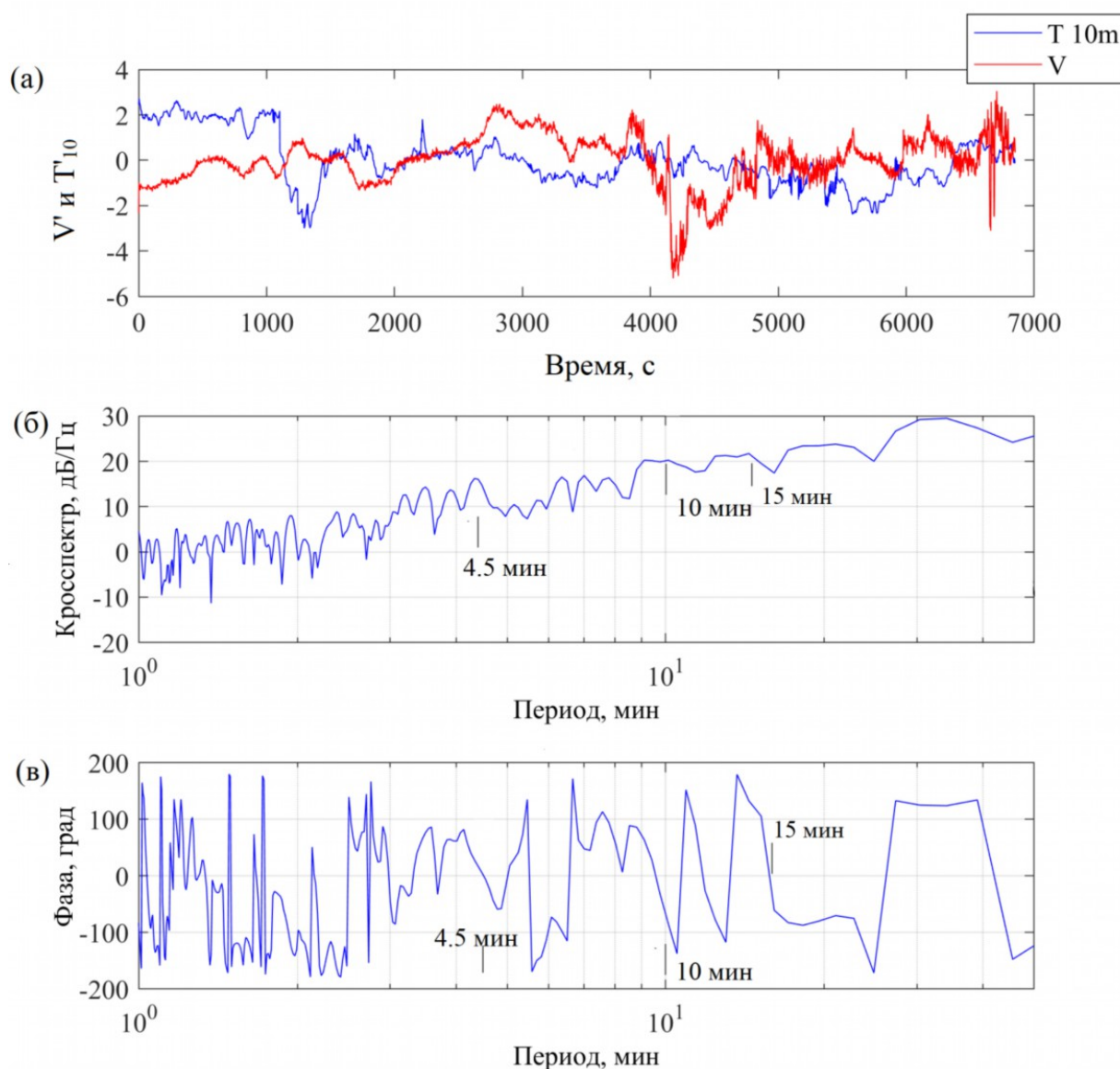


Рисунок 3.14. Флуктуации T_{10} и V (а), их кросс-спектр (б) и фазовый спектр (в). Число степеней свободы – 20.

3.6. Оценка влияния ВВ на флуктуации атмосферного давления в приводном слое атмосферы

Оценим влияние наблюдаемых ВВ на амплитуды вертикальных смещений и атмосферного давления.

Из наличия общих периодов в кросс-спектрах и когерентностях флуктуаций температуры воды на разных глубинах и флуктуаций различных метеопараметров на высоте 22 м, было предположено, что внутренние волны, распространявшиеся в слое термоклина, генерировали на этих периодах определенные спектральные компоненты флуктуаций атмосферного давления, скорости ветра и температуры в приповерхностном слое атмосферы. Такая генерация обусловлена тем, что вызванные внутренними волнами в слое термоклина вертикальные смещения частиц среды вызывают флуктуации атмосферного давления вблизи поверхности раздела вода-воздух. Связь вертикальной скорости $w(\vec{x}, z, t)$ в поле внутренних волн малой амплитуды, распространяющихся в устойчиво-стратифицированном слое океана, где $\vec{x} = (x, y)$ – горизонтальные координаты, а z – вертикальная координата, и флуктуаций атмосферного давления $p_a(\vec{x}, t)$ вблизи невозмущенной поверхности океана $z=0$ осуществляется через граничное условие при $z=0$ [Миропольский, 1981, Глава 6]:

$$\rho \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} \frac{\partial w}{\partial z} + f^2 \frac{\partial w}{\partial z} - g \Delta_{\perp} w \right)_{z=0} = \frac{\partial \Delta_{\perp} p_a}{\partial t} \quad (3.7)$$

где $\Delta_{\perp} = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ – лапласиан в горизонтальной плоскости, f – параметр Кориолиса, g – ускорение силы тяжести.

Оценим изменение вертикальной скорости $w(\vec{x}, z, t)$ в зависимости от глубины z . Исходя из измеренных флуктуаций температуры T_{10} и T_{20} , амплитуда колебаний температуры воды DT с периодом 8 мин, (т.е. на частоте $w_0 = 2 * \frac{\pi}{8*60 \text{ с}} = 0,013 \frac{\text{рад}}{\text{с}}$) на глубине 20 м составляет величину порядка $0,1^\circ\text{C}$.

Из уравнения неразрывности $\frac{d\rho'}{dt} + w \frac{d\rho_0}{dz} = 0$, где w – вертикальная скорость, следует, что относительные колебания плотности равны в приближении несжимаемости среды относительным изменениям температуры со знаком минус:

$$\frac{DT}{T_0} = -(w * N^2 / g) / w_0 \quad (3.8)$$

где N^2 – квадрат частоты Вайсяля-Брента (ВБ), w_0 – частота волны.

Из (3.8) можно выразить вертикальную скорость:

$$w = -\frac{DT}{T_0} * w_0 / (N^2 / g) \quad (3.9)$$

где T_0 – средняя температура на данной глубине (примерно 275°K). Из рис. 3.15 средняя частота ВБ в слое между глубинами 10 и 20 м составляет 16 ч^{-1} , поэтому возьмем $N = 0,028$

рад/с. Подставляя в последнюю формулу $DT/T_0 = 7.2727e^{-04}$, $g=9,8$ м/с и $w_0=0,013$ рад/с получим амплитуду колебаний вертикальной скорости $w = 0,12$ м/с. Из профиля частоты N на рис. 3.15 видно, что верхний слой термоклина с максимумом частоты N имеет толщину порядка 10 м. Если в этом слое распространяется мода первого порядка с характерным вертикальным масштабом изменения ее амплитуды по глубине L_z порядка 10-20 м, то оценка величины производной $\frac{\partial w}{\partial z}$ в уравнении (3.7) дает: $w/L_z=0,01-0,005$ с⁻¹.

Зная вертикальную скорость частицы w и частоту w_0 , можно оценить амплитуду вертикальных смещений частиц воды $S(z=-10$ м) на глубине 10 м. Для периода порядка 8 мин, получим, что амплитуды вертикальных смещений:

$$S(z = -10\text{м}) = \frac{w}{\omega_0} = 9 \text{ м} \quad (3.10)$$

Однако, наличие приповерхностного, почти перемешанного слоя океана с частотой плавучести $N_{min}=0$ приводит к очень быстрому убыванию амплитуды смещений, вызванных внутренними волнами в слое термоклина, при уменьшении глубины от $z=-10$ м до поверхности воды $z=0$ (см. [Бреховских и Гончаров, 1982, раздел 40.3]). Кроме того, на самой поверхности вода-воздух плотность воды ρ почти в тысячу раз превышает плотность воздуха, поэтому при вертикальном смещении жидких частиц в поле внутренних волн совершается работа против полной силы тяжести ρg , а не против значительно меньшей (почти в тысячу раз) силы плавучести на глубинах слоя термоклина. Благодаря быстрому убыванию с глубиной амплитуд вертикальных смещений и вертикальной скорости, их иногда считают равными нулю на поверхности океана и применяют так называемое приближение “твердой” крышки [Бреховских и Гончаров, 1982]: $w(z=0)=0$. Однако, алтиметрические измерения возвышений поверхности океана при проявлениях на ней внутренних волн, указывают на наличие малых вертикальных смещений поверхности порядка 1 см, вызываемых внутренними волнами.

Поле отдельной гравитационной моды в слое термоклина, распространяющейся горизонтально, можно представить в виде

$$w = W_0(z) \exp(-i\omega t + \vec{k}\vec{x}) \quad (3.11)$$

где ω и $\vec{k}$ – соответственно, частота и горизонтальный волновой вектор моды, связанные дисперсионным соотношением, а $W_0(z)$ – амплитуда моды, зависимость которой от глубины z определяется видом профиля $N(z)$ частоты ВБ.

Для оценки амплитуд колебаний атмосферного давления, вызываемых внутренними волнами в термоклине Карского моря, воспользуемся граничным условием на поверхности (3.7) и (3.9). Для высокочастотных мод с частотами $\omega_0^2 \gg f^2$ вторым членом в левой части (3.7)

можно пренебречь по сравнению с первым. Чтобы оценить отношение первого члена в (3.6) к третьему, обозначим через L_z характерный вертикальный масштаб, на котором амплитуда $W(z)$ существенно меняется при изменении глубины z . Тогда $\frac{dW}{dz}$ составляет величину порядка $\frac{W}{L_z} \sim mW$, где введено обозначение $m = \frac{1}{L_z}$. В этом случае, отношение первого члена к третьему в (3.7), с учетом дисперсионного соотношения для гравитационных мод $\omega_0^2 = \frac{N^2 k^2}{(k^2 + m^2)}$ в приближении Буссинеска

$$\frac{\omega_0^2 m}{gk^2} = \frac{N^2 m}{g(k^2 + m^2)} < \frac{N^2}{gm} = L_z \frac{N^2}{g} \ll 1 \quad (3.12)$$

будет мало для значений L_z порядка 10 м и $N = 0,028$ рад/с, в чем можно убедиться прямой подстановкой значений параметров в (3.8).

Таким образом, в левой части уравнения (3.7) основной вклад дает третье слагаемое, поэтому, подставив колебания атмосферного давления в правой части в виде $P_a = A \exp(-i\omega_0 t + \vec{k}\vec{x})$, получим для амплитуды колебаний давления вблизи невозмущенной границы $z=0$ приближенное выражение:

$$A = \frac{\rho(z=0)gW(z=0)}{\omega_0} = \rho(z=0)gS(z=0) \quad (3.13)$$

где $S(z=0)$ - амплитуда вертикальных возвышений поверхности воды. Эти возвышения $S(z=0)$, вызванные проявлением внутренних волн на поверхности, составляют мм и см, т.е. в тысячу раз меньше, чем амплитуды вертикальных смещений на уровне слоя термоклина, составляющих десятки метров, поэтому соответствующие амплитуды колебаний давления A составляют, согласно (3.13), десятки и сотни Па. Эти оценки амплитуд A сравнимы по величине с измеренными над поверхностью Карского моря амплитудами колебаний атмосферного давления (см. рис. 3.7 пятый график сверху), составляющими десятки и сотни Па (1гПа=100Па).

Естественно, что вклады в колебания атмосферного давления могут быть вызваны и разными источниками внутренних гравитационных волн (ВГВ) в атмосфере, такими как метеофронты, струйные течения, орография, конвекция и т.д. Тем не менее, приведённые оценки амплитуды колебаний атмосферного давления (3.13) на основе измерений колебаний температуры воды T_{10} и T_{20} показывают, что, вклад в колебания атмосферного давления, вызванный внутренними волнами в океане, может быть сравним с вкладами от других источников ВГВ в атмосфере [Gossard and Hooke, 1975].

Согласно граничному условию (3.7), колебания атмосферного давления p_a , вызванные ВГВ в атмосфере, могут, в свою очередь, генерировать ВВ в океане [Мирополюский, 1981],

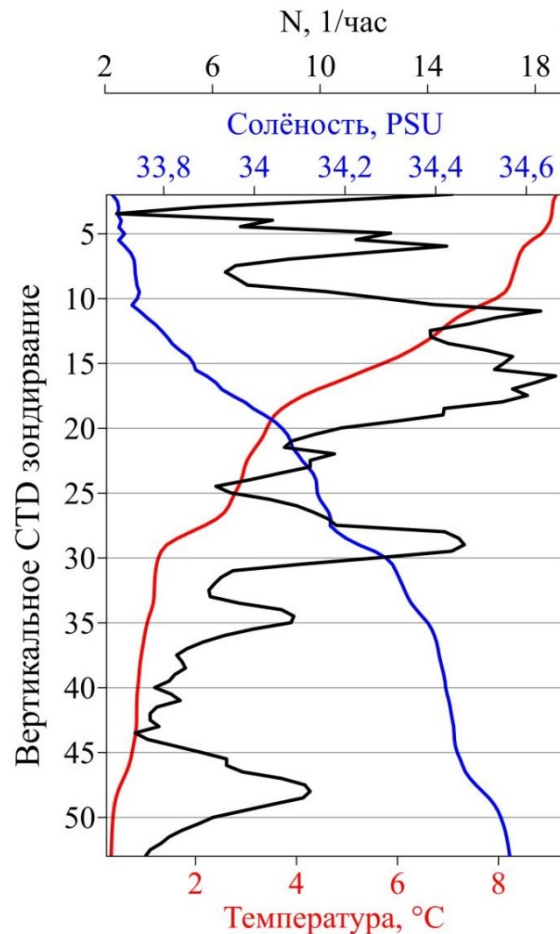


Рисунок 3.15. Вертикальные CTD-профили температуры (красная кривая), солёности (синяя кривая) и частоты плавучести N (черная кривая) [Kozlov et al., 2023].

В широком частотно-волновом Фурье – спектре флуктуаций атмосферного давления $p_a(\vec{x}, t)$ можно выделить спектральную компоненту $P_a(\omega, k) \exp(-i\omega t + \vec{k}\vec{x})$ с амплитудой $|P_a(\omega, k)|$, связанную граничным условием (3.6) с амплитудой скорости $W_0(z)$ в волноводной моде. Если частота ω и волновое число $\vec{k}$ этой спектральной компоненты флуктуаций $p_a(\vec{x}, t)$ близки, соответственно, к частоте ω и волновому числу $\vec{k}$ гравитационной моды в океаническом волноводе, то возникают условия для резонансного взаимодействия этой моды с флуктуациями атмосферного давления [Миропольский, 1981, Глава 6]. Такая резонансная связь возможна благодаря тому, что существенный вклад в частотно-волновой спектр флуктуаций атмосферного давления и скорости ветра вносят атмосферные гравитационные волны, в частности, высокочастотные внутренние волны, распространяющиеся горизонтально в нижнем устойчиво-стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС) [Chunchuzov et al., 2009 б].

В устойчиво-стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС) температурная инверсия образует волноводный канал для высокочастотных гравитационных

волн с типичными периодами в диапазоне от 3 мин до 11 мин [Chunchuzov et al., 2009 б], который практически совпадает с диапазоном периодов высокочастотных ВВ, распространяющихся в слое термоклина.

Горизонтальные фазовые скорости атмосферных гравитационных мод уменьшаются с ростом номеров этих мод. Это говорит о возможности выполнения резонансных условий для ВВ в термоклине (совпадение частот и горизонтальных фазовых скоростей) и для медленных высокочастотных атмосферных гравитационных волн в устойчиво-стратифицированном АПС. Однако, как уже отмечалось выше, нелинейность ВВ, распространяющихся в слое термоклина, приводит к пространственно-временной модуляции их фазы, что нарушает выполнение резонансных условий. Тем не менее, для частот ВВ и спектральных компонент флуктуаций P , для которых резонансное условие не выполняется, возможно нерезонансное взаимодействие между этими флуктуациями через граничное условие (2.2). Как было показано выше, сдвиги фаз между флуктуациями T_{10} и P на разных частотах, могут быть как положительными, так и отрицательными, что говорит как о влиянии ВВ на флуктуации атмосферного давления, так и об обратном влиянии флуктуаций атмосферного давления на ВВ. Это взаимовлияние, как было показано нами, происходит на определенных дискретных периодах, включая 4,5 мин, 10 мин и 15 мин.

3.7. Анализ мезомасштабных вариаций вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса вблизи поверхности Карского моря

Внутренние волны в атмосфере и океане вызывают мезомасштабные вариации вертикальных градиентов полей скорости и температуры в этих средах, приводящие к соответствующим вариациям интенсивности турбулентных пульсаций скорости и температуры [Finnigan et al., 1984], а также вертикальных турбулентных потоков импульса и тепла вблизи поверхности океана [Ortiz-Suslow et al., 2019; Liu, 2024]. Вычисление турбулентных потоков явного (Q_L) и скрытого тепла (Q_H) через поверхность моря, а также потока импульса и динамической скорости u^* , проводилось по балк – формулам [Репина, 2007; Тимачев и др., 2008]. Потоки вычислялись по усреднённым за 10 минут метеовеличинам, что позволяло изучать мезомасштабные временные вариации турбулентных потоков с периодами от нескольких минут до нескольких часов. Использовался расчётный метод определения потоков COARE 3.5 [Fairall et al., 2003].

До настоящего раздела были представлены результаты спектрального анализа данных измерений только за 12.08.2021 г. Короткопериодные внутренние волны в слое термоклина наблюдались и в другие дни, в частности, 23.08.2021 г. и 24.08.2021 г. Для этих дней были

проанализированы не только вариации метеопараметров, как для 12.08.2021 г., но и исследована также их связь с временными вариациями турбулентных потоков тепла и импульса в приводном слое атмосферы.

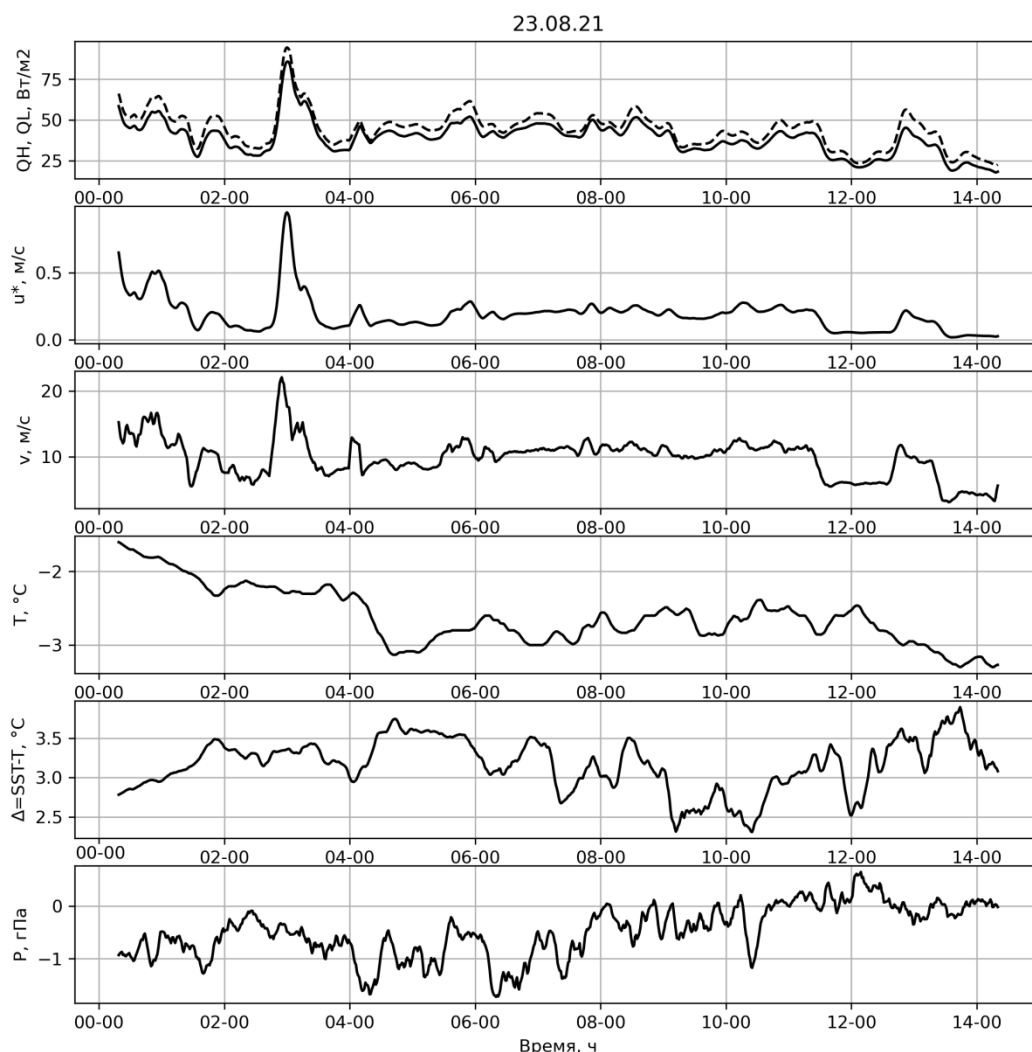


Рисунок 3.16. Мезомасштабные вариации в течение 14 часов 23.08.2021 турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), скорости турбулентного трения u^* , а также осредненные за 10 мин: горизонтальная скорость V , температура воздуха (temp), океана и воздуха (delta) и разность температур, атмосферное давление (P).

На рис. 3.16 показаны полученные 23.08.2021 г. в течение 14 часов мезомасштабные вариации турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), динамической скорости u^* , а также осредненные за 10 мин горизонтальная скорость ветра V , температура воздуха (temp), разность температур моря и воздуха (delta) и атмосферное давление (P), полученные по данным метеостанции. Эти вариации получены относительно движущегося судна со средней скоростью примерно в 1,5 узла или 0,8 м/с.

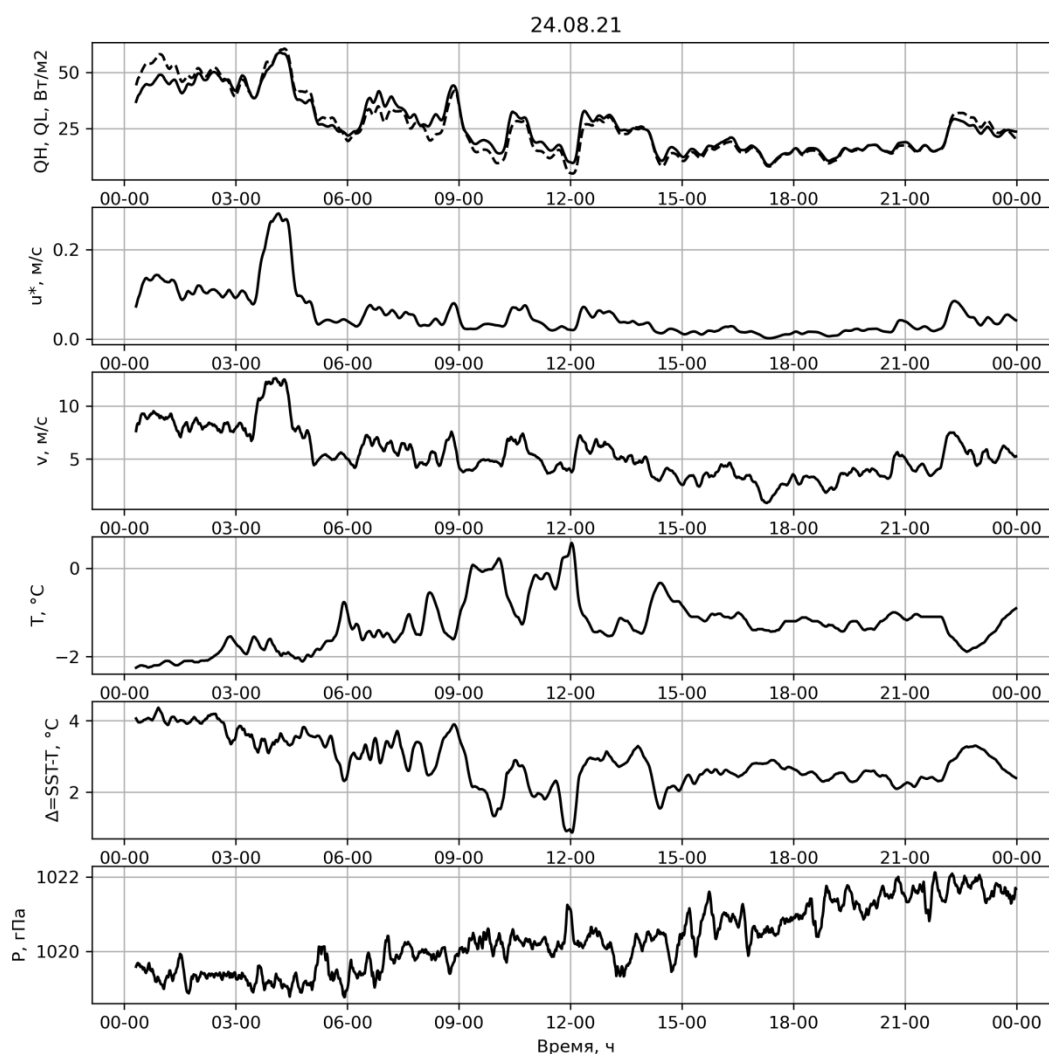


Рисунок 3.17. Мезомасштабные вариации тех же параметров, что и на рис. 3.16, но полученных за 24 августа 2021 г.

Мезомасштабные вариации u^* , как видно из рис. 3.16 (2-я и 3-я панели сверху), хорошо следуют вариациям скорости ветра на высоте 22 м над уровнем моря, следовательно, и вариациям вертикального градиента скорости ветра в приводном слое атмосферы. Из рис. 3.16 видна также зависимость турбулентных потоков тепла (1-я панель сверху) от разности температур моря и воздуха (δ) (4-я панель сверху).

Аналогичное влияние мезомасштабных вариаций вертикального сдвига скорости ветра и разности температур (δ) на динамическую скорость u^* и вертикальные турбулентные потоки тепла, соответственно, наблюдалось также и 24.08. 2021 г. (рис. 3.17). Основные периоды этих мезомасштабных вариаций были определены из временных спектров вариаций динамической скорости u^* и турбулентных потоков тепла Q_L , полученных 23.08.2021 г. (рис. 3.18, слева) и 24.08.2021 г. (рис. 3.18, справа) в ночной промежуток времени с 00:00 до 06:00 UTC.

В спектрах за 23.08.2021 и 24.08.2021 имеются общие статистически значимые спектральные пики на периодах 20 мин, 25 мин, 35 мин, 1 ч, 3 ч и 4,7 ч, на которых происходит основной вклад колебаний сдвигов скорости ветра и разности температур Δ во временные вариации вертикальных турбулентных потоков импульса и тепла. Такой дискретный набор периодов колебаний метеопараметров наблюдался ранее в атмосфере при прохождении через измерительную сеть волновых пакетов атмосферных гравитационных волн, генерируемых на разных частотах регулярными и нерегулярными источниками в атмосфере, такими как солнечный терминатор [Чунчузов и др., 2021], собственные колебания Земли [Shved et al., 2000], метеофронты, струйные течения, неустойчивые сдвиги скорости ветра и др. [Gossard, Hooke, 1975].

В работе [Чунчузов и др., 2021], с помощью сети разнесенных микробарографов, измерявших флуктуации атмосферного давления в разных точках, и трех разнесенных содаров, измерявших флуктуации скорости ветра на разных высотах АПС, были обнаружены ВГВ когерентным методом РМСС, описанным выше, и определены их фазовые скорости на разных дискретных периодах. Эти периоды близки к периодам, на которых нами наблюдались спектральные пики в колебаниях турбулентных потоков тепла и импульса на рис. 3.18. Поэтому предполагается, что модуляция этих потоков происходит на частотах регулярных источников длинно-периодных ВГВ, таких как суточный и полусуточный солнечные приливы, нерегулярных источников ВГВ с периодами, близкими к периоду ВБ, и на многочисленных суммарных и разностных частотах волн от разных источников, генерируемых в результате нелинейных нерезонансных взаимодействий волн. Модель возникновения модуляции метеопараметров (скорости ветра и температуры воздуха) на периодах от суток до периода ВБ будет рассмотрена в следующей главе.

В работе [Zaitseva et al., 2024] по измерениям скорости ветра на разных высотах АПС с помощью содара и акустических анемометров, наблюдалось усиление кинетической энергии турбулентных пульсаций скорости ветра и турбулентных потоков импульса в атмосферном пограничном слое (АПС) в интервалы времени прохождения пакетов короткопериодных ВГВ с периодами 5-6 мин.

По временным вариациям потоков тепла, приведенных на рисунках 3.16 и 3.17, видно, что, например, в промежутке времени от 03:10 до 06:10 ч (рис. 3.17, верхняя панель) происходит колебание потока от максимума 60 Вт/м^2 до минимума 25 Вт/м^2 со средним значением $42,5 \text{ Вт/м}^2$. Для этого локального промежутка времени относительная амплитуда модуляции потоков тепла с периодом около 3 ч составила примерно 40%. Для следующего промежутка времени с 06:10 до 12:10 тоже наблюдаются осцилляции потоков с периодами

порядка 2 ч и амплитудами порядка 15 Вт/м^2 . Относительные амплитуды этих осцилляций составляют около 40% по отношению к среднему потоку за этот промежуток времени. За следующий промежуток времени с 12:10 до 00:00 следующего дня видны более слабые по амплитуде короткопериодные осцилляции потока с амплитудами $5\text{-}10 \text{ Вт/м}^2$ и относительной модуляцией в 10-20%. Аналогичные осцилляции наблюдаются и для потока импульса (рис. 3.17, вторая панель сверху), у которых в разные промежутки времени относительные амплитуды могут меняться от 40 до 10%.

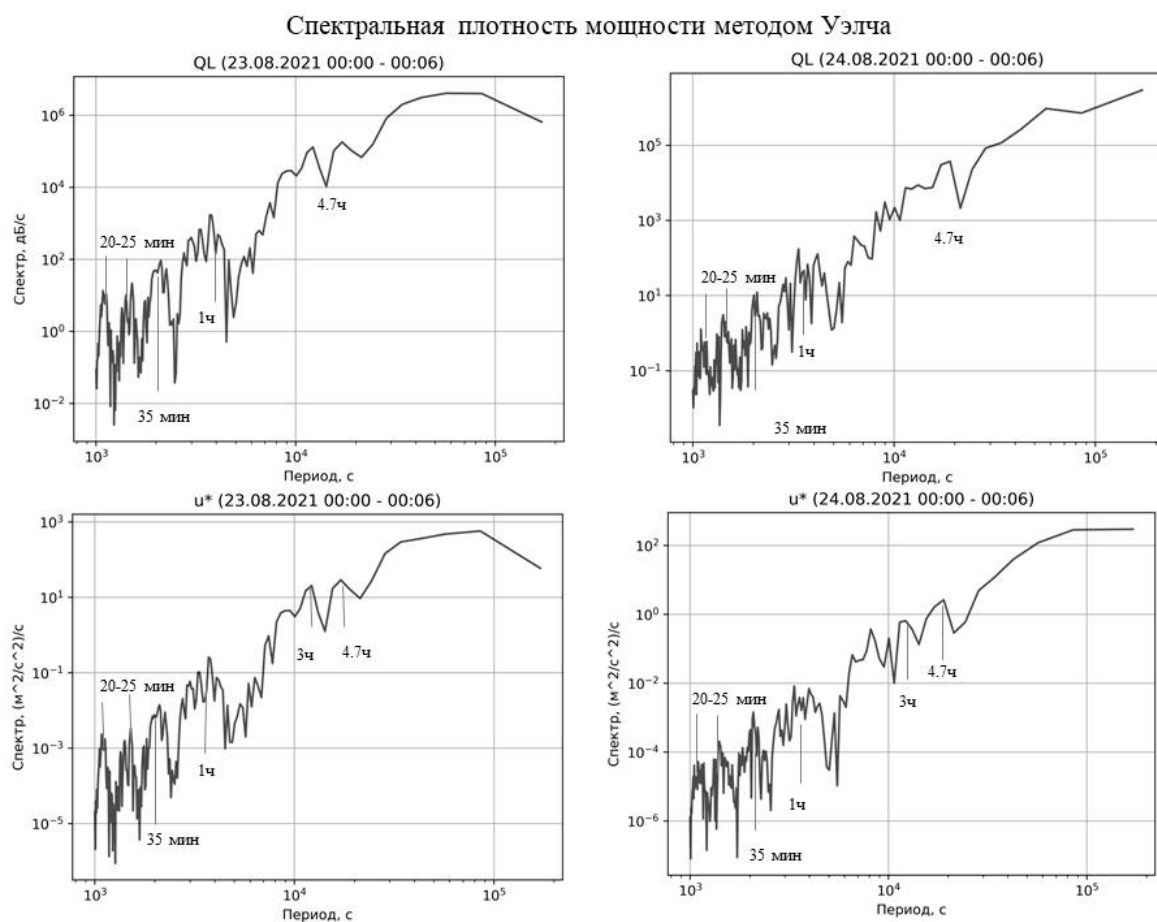


Рисунок 3.18. Временные спектры вариаций динамической скорости u^* и турбулентных потоков тепла Q_L , полученных 23 августа (слева) и 24 августа (справа) 2021 г. с 00:00 до 06:00 UTC. Количество точек $N=36$. Перекрытие 50%. Число степеней свободы – 12.

Из спектров временных вариаций потоков на рис.3.18 видно, что с увеличением частоты (или с уменьшением периода от 5 ч до 20 мин) спектральные амплитуды уменьшаются как частота в степени $-p$, где p лежит в интервале от 2 до 3. Таким образом эффект модуляции потоков растет с ростом периода модуляции.

Из гистограмм распределения числа спектральных максимумов по разным периодам колебаний (рис. 3.19) видно, что наибольшее число этих максимумов за весь временной

интервал измерений в 6 дней приходится на диапазон периодов 1-3 ч, общий для всех флуктуаций метеопараметров.

На основании полученных результатов, и указанных выше результатов наблюдения и моделирования влияния океанических внутренних волн на сдвиги скорости течения в океане [Pinkel, 2008; Rohrs, 2023] и сдвиги скорости ветра в приземном слое атмосфере [Chunchuzov et al., 2009б; Zaitseva et al., 2024], предполагается, что турбулентные потоки импульса и тепла вблизи поверхности Карского моря модулировались как ВВ, так и атмосферными ВГВ в широком диапазоне их периодов, от периода ВБ до полусуток.

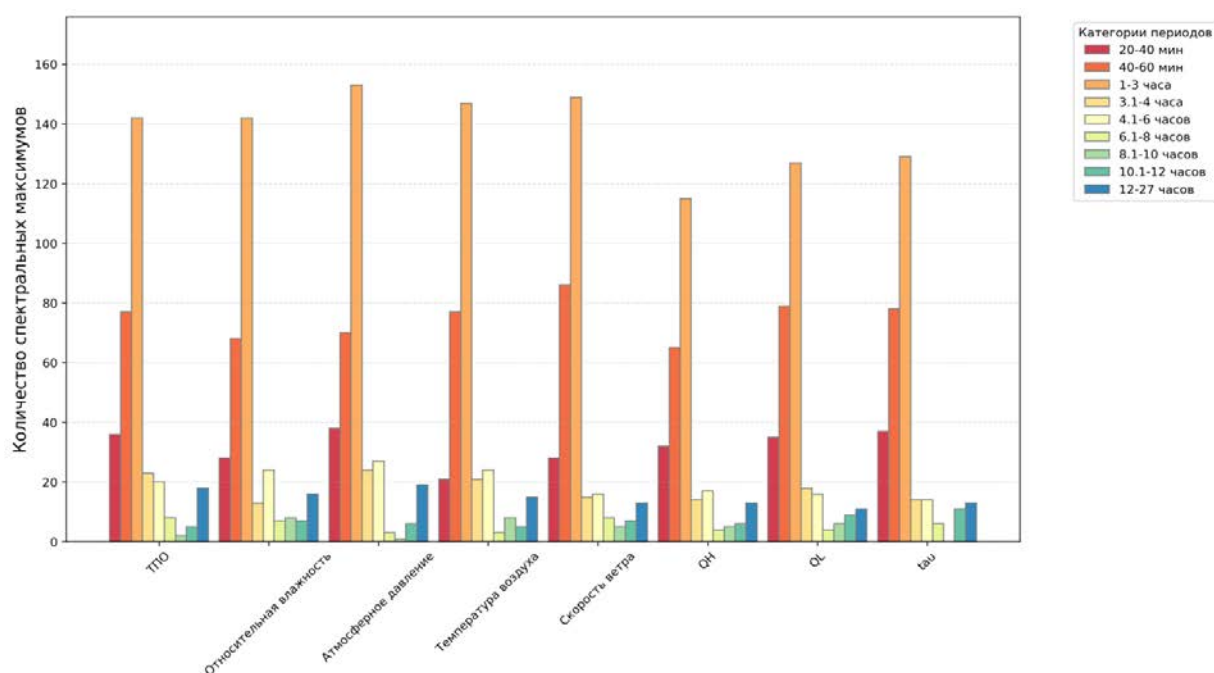


Рисунок 3.19. Распределение значимых спектральных максимумов по их периодам за интервалы времени стоянок судна (работа на морских станциях). Всего в сумме этот временной интервал составил около 6 дней.

3.8. Выводы к главе 3

Проведен анализ данных контактных измерений температуры морской воды на разных глубинах Карского моря (по данным трех термокос), температуры поверхности моря (с помощью ИК-радиометра) и метеопараметров над поверхностью моря, полученных во время экспедиции в Карское море на научно-исследовательском судне “Академик Иоффе” в августе 2021 г. Были обработаны данные за все стоянки судна (работа на морских станциях), которая в сумме составляет около 6 дней.

На основе спектрального анализа данных контактных измерений в Карском море показано, что внутренние волны (ВВ) в океане вызывают в приводном слое атмосферы временные колебания метеопараметров (скорости ветра, температуры, атмосферного давления) и вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса в широком диапазоне доминантных периодов (10 мин, 18-20 мин, 35 мин, 1 ч, 3 ч и 4.7 ч). Эти доминантные периоды обнаружены одновременно во временных вариациях метеопараметров (по данным измерений метеостанции на высоте 22 м) и временных вариациях температуры воды на разных глубинах - 0 м, 10 м и 20 м (по данным измерений радиометра и термодатчиков). Анализ гистограмм распределения числа спектральных максимумов по разным периодам колебаний показал, что наибольшее число этих максимумов за весь временной интервал измерений в 6 дней приходился на диапазон периодов 1-3 ч, общий для всех флуктуаций метеопараметров.

Анализ когерентности и фазовых спектров между флуктуациями температуры воды на глубинах 10 и 20 м (длина реализации 4000 с), T_{10} и T_{20} , между флуктуациями T_{10} и флуктуациями атмосферного давления P и скорости ветра V , показал наличие максимумов когерентности 0.6-0.7 на общих периодах, близких к 4,5 мин, 10 мин и 15 мин. Сдвиги фаз между флуктуациями T_{10} и давления P , или скорости ветра V , на этих периодах были как положительными, равными нулю, так и отрицательными, что указывало на возможность на указанных периодах запаздывания по времени, синфазности и опережения колебаний давления, или скорости ветра, от колебаний температуры воды на глубине 10 м. При синфазности на некоторых периодах колебаний T_{10} и спектральных компонент флуктуаций давления P возможно резонансное взаимодействие этих колебаний при условии совпадения их частот и горизонтальных скоростей распространения.

Для короткого промежутка времени длительностью 22 мин были отфильтрованы короткопериодные ВВ с периодами в 2-3 мин методом когерентного анализа флуктуаций температуры в трех горизонтально разнесенных точках. С учетом направления и скорости дрейфа судна в течение короткого промежутка времени были оценены групповые скорости ВВ относительно судна и неподвижной земли. Эти короткопериодные ВВ являлись частью пакета нелинейных ВВ, наблюдавшегося 12 августа 2021 г. [Kozlov et al., 2023], и генерировались при обтекании устойчиво-стратифицированным приливным течением сильно изрезанной топографии дна Карского пролива.

Оценка влияния короткопериодных ВВ на флуктуации атмосферного давления показала, что вызванные ВВ вертикальные смещения частиц среды на уровне слоя термоклина, составляющих десятки метров, могут вызывать колебания атмосферного давления в десятки и сотни Па, сравнимые по величине с измеренными над поверхностью Карского моря амплитудами колебаний атмосферного давления. Этот вклад в колебания атмосферного

давления, вызванный ВВ в океане, сравним с вкладами от источников ВГВ в атмосфере, такими как метеофронты, струйные течения, орография, конвекция.

Было показано, что наличие дискретного набора периодов от нескольких минут до нескольких часов во временных вариациях температуры воды обусловлено нелинейным процессом адвекции частиц среды, вызванным ВВ и приливами. Переменная адвекция, приводит к модуляции фаз, фазовых скоростей и частот этих волн в эйлеровой системе координат, т.е. в каждой неподвижной точке пространства. Эта модуляция создается переменными во времени смещениями частиц среды в каждой точке, вызванными приливами, ВВ с частотами, близкими к инерционной частоте и к частоте ВБ., и их многочисленными гармониками с суммарными и разностными частотами. Этот процесс формирует частотные спектры флуктуаций температуры с множественными спектральными максимумами и влияет на их когерентность с флуктуациями метеопараметров приводного слоя и спектры временных вариаций турбулентных потоков тепла и импульса.

Наблюдаемая модуляция потоков тепла и импульса относительно их средних значений менялась в разные промежутки времени от 10 % до 40 %. При этом с увеличением частоты (или с уменьшением периода от 5 ч до 20 мин) спектральные амплитуды вариаций потоков уменьшались пропорционально f^{-p} , где p лежит в интервале от 2 до 3. Таким образом, относительная модуляция потоков возрастала с ростом периода модуляции.

Обнаруженную в главе модуляцию внутренними волнами турбулентных потоков тепла и импульса через поверхность океана в широком диапазоне периодов (от десяти минут до 5 ч) необходимо учитывать при параметризации влияния мезомасштабных процессов взаимодействия атмосферы и океана в моделях изменения климата.

Установленная в главе статистическая взаимосвязь флуктуаций температуры воды и метеопараметров (атмосферного давления и скорости ветра) требует исследования совместного влияния этих флуктуаций на модуляцию турбулентных потоков тепла и импульса в приводном слое атмосферы. Это исследование проводится в следующей главе.

Глава 4. Влияние метеорологических условий и атмосферных внутренних гравитационных волн на турбулентные потоки тепла, импульса и концентрации CO_2 в приводном слое атмосферы вблизи Восточной Антарктиды³

В третьей главе на примере Карского моря была экспериментально и теоретически обоснована ключевая роль нелинейных волновых процессов (как океанических внутренних волн, так и атмосферных внутренних гравитационных волн) в формировании дискретного набора мезомасштабных колебаний метеопараметров и модуляции вертикальных турбулентных потоков импульса и тепла на периодах от десятков минут до нескольких часов. Показано, что адвекция частиц среды переменным волновым полем порождает множественные комбинационные гармоники, что объясняет "гребенчатую" структуру наблюдаемых спектров. Естественным развитием этого подхода является проверка универсальности обнаруженных механизмов для других климатически значимых регионов и расширение объекта исследования на газообмен, поскольку вариации температуры и турбулентности, модулируемые волнами, неизбежно влияют на потоки парниковых газов через границу раздела. Поэтому в четвёртой главе тот же методологический аппарат (спектральный и корреляционный анализ, расчёт потоков по алгоритму COARE, оценка когерентности с метеопараметрами) применяется к данным, полученным в прибрежной зоне Антарктиды, где устойчивая стратификация атмосферы и выраженная сезонность создают благоприятные условия для генерации атмосферных внутренних гравитационных волн. Такой перенос позволяет не только подтвердить общность механизмов волновой модуляции потоков тепла и импульса, но и впервые количественно оценить влияние внутренних гравитационных волн на вариации концентрации диоксида углерода в приводном слое, что существенно расширяет выводы главы 3 и выводит исследование на новый уровень — к проблеме взаимодействия океана, атмосферы и углеродного цикла.

Настоящая глава направлена на проверку следующих научных гипотез:

1. Атмосферные внутренние гравитационные волны (ВГВ), распространяющиеся в устойчиво-стратифицированной тропосфере над Антарктикой, создают квазипериодические вариации метеорологических параметров (скорости ветра, температуры воздуха, атмосферного давления), которые когерентны с вариациями концентрации CO_2 в приводном слое атмосферы на дискретных периодах, соответствующих характерным частотам ВГВ (от десятков минут до нескольких часов). Ожидается, что наиболее выраженная связь проявится на периодах 20–60

³ Результаты исследования, представленного в четвертой главе диссертации, опубликованы в [Марчук и др., 2025].

мин (высокочастотные ВГВ, захваченные в приземном слое инверсии), 2–6 ч (волны от метеофронтов и струйных течений) и 12–24 ч (суточные и полусуточные приливы, солнечный терминатор).

2. Вариации концентрации углекислого газа обусловлены двумя основными механизмами: (а) адвекцией воздушных масс с разной концентрацией CO_2 в поле волновых скоростей; (б) вертикальными смещениями слоев воздуха в устойчиво-стратифицированной атмосфере, которые переносят примесь из слоёв с повышенным содержанием CO_2 (например, из приземного инверсионного слоя) на высоту измерений или наоборот. Ожидается, что в условиях устойчивой стратификации (типичной для Антарктики) доминирует второй механизм, и вариации концентрации будут синфазны или противофазны с вариациями температуры воздуха и скорости ветра в зависимости от знака вертикального градиента концентрации.

3. ВГВ, модулируя сдвиг скорости ветра и разность температур «воздух–поверхность», приводят к значимым вариациям турбулентных потоков явного и скрытого тепла, а также импульса. Ожидается, что относительная амплитуда модуляции достигает 20–40 % от среднего потока на периодах 1–3 ч, а на более коротких периодах (20–60 мин) составляет 10–20 %, что качественно согласуется с результатами, полученными в главе 3 для Карского моря.

4. Условия измерений на станциях Прогресс и Мирный различаются по характеру подстилающей поверхности (в районе Мирного большую часть года присутствует припайный лёд, что изменяет шероховатость и теплообмен), что может приводить к различиям в амплитудах модуляции потоков и концентрации CO_2 . Ожидается, что над открытой водой (Прогресс) вариации потоков будут более выражены, чем над ледяным покровом (Мирный), где турбулентный обмен ослаблен.

Для проверки этих гипотез решаются следующие конкретные задачи:

1. На основе 50-дневного ряда измерений выявить доминантные периоды колебаний концентрации CO_2 , метеопараметров (скорости ветра, температуры воздуха, атмосферного давления) и турбулентных потоков тепла и импульса, используя спектральный анализ (метод Уэлча) с оценкой статистической значимости пиков по χ^2 -критерию.

2. С помощью кросс-спектрального анализа определить когерентность и фазовые сдвиги между вариациями концентрации CO_2 и метеопараметрами на выделенных периодах, что позволит установить, какой из механизмов (адвективный или вертикальное перемешивание) преобладает в разных частотных диапазонах.

3. Проанализировать спектры турбулентных потоков, рассчитанных по алгоритму COARE 3.5, и сопоставить доминантные периоды их вариаций с периодами вариаций метеопараметров и CO_2 для количественной оценки относительной модуляции потоков.

4. Для интервалов времени, когда одновременно работали три метеостанции (судно «Академик Фёдоров», станция Бхарати, временная станция в 500 м от судна), применить метод корреляционного анализа (аналогичный РМСС в главе 3) для определения характеристик ВГВ (горизонтальных фазовых скоростей и азимутов распространения) и сопоставить их с рассчитанными профилями частоты Брента–Вяйсяля.

5. Сравнить полученные спектральные характеристики для стоянок у станций Прогресс и Мирный, чтобы оценить влияние подстилающей поверхности (вода vs. лёд) на интенсивность волновой модуляции.

Поскольку измерения концентрации CO_2 в прибрежной зоне могут быть подвержены влиянию антропогенных источников (выбросы судна, станции) и синоптической изменчивости, в работе реализуется следующий методический подход:

Все данные предварительно фильтруются по направлению ветра (как описано в разделе 4.2.), чтобы исключить периоды затора воздуха от трубы судна и станции.

Для выделения волновой компоненты из фоновых (синоптических и сезонных) изменений из каждого временного ряда удаляется тренд (полином 2-й степени) и, при необходимости, применяется фильтр высоких частот с периодом отсечки > 6 ч, что позволяет сосредоточиться на мезомасштабных колебаниях.

Сравниваются спектры вариаций CO_2 со спектрами метеопараметров, которые не подвержены прямому антропогенному влиянию (например, атмосферное давление), что позволяет идентифицировать общие волновые периоды, не связанные с местными выбросами.

Для дополнительной верификации спектров CO_2 , полученных с помощью газоанализатора ОПТОГАЗ-500.4, используются данные независимого прибора SBA-5 с более высокой точностью (за период 24–28 февраля 2026 г.), что позволяет подтвердить воспроизводимость спектральных максимумов и исключить инструментальные артефакты.

Пространственная когерентность вариаций на трёх пунктах (раздел 4.5) служит прямым доказательством того, что наблюдаемые колебания имеют волновую, а не локальную (турбулентную или антропогенную) природу.

Таким образом, в данной главе не ставится задача полного моделирования всех источников изменчивости CO_2 , а внимание уделяется доказательству статистически значимой связи между ВГВ и вариациями концентрации газа, а также на количественной оценке вклада волновой модуляции в турбулентные потоки. Это является развитием методологии, применённой в главе 3, и представляет собой первый шаг к созданию параметризаций волновых эффектов для климатических моделей высоких широт.

4.1. Внутренние гравитационные волны и атмосферные примеси

Внутренние гравитационные волны (ВГВ) вызывают почти периодические смещение частиц воздуха и их компонент скорости. Переменная во времени и пространстве адвекция газовых примесей и аэрозоля, вызванная волнами, приводит к осцилляции их концентраций [Eckermann et al., 1998; Хуторова, Тептин, 2009; Peacock, Haller, 2013; Seabrook, Whiteway, 2016]. А также она способствует формированию определенного вида горизонтальных [Backmeister et al., 1996; Chunchuzov et al., 2024], вертикальных [Newell et al., 1996; Wei et al., 2009] и частотных спектров [Serafimovich, et al., 2010; Chunchuzov et al., 2017] осцилляций концентраций примесей. Помимо этого, конвективные и сдвиговые неустойчивости ВГВ приводят к обрушению волн и генерации турбулентности, которая оказывает влияние на турбулентную диффузию примесей [Caughey, Readings, 1975; Nieuwstadt, Van Dop, 1981; Serafimovich et al., 2010; Sun et al., 2014].

В работе [Груздев, 1989] описаны два возможных механизма вариаций общего содержания атмосферных примесей в ВГВ:

- Деформация слоя примеси за счёт вертикальных движений т.е. дивергенцией горизонтальной скорости в ВГВ. Многие примеси, например O_3 , NO_2 , NO_3 , HNO_3 и другие, имеют слои максимального содержания в стратосфере. Возмущения концентраций примесей в окрестности слоя максимума, вызванные проникающими туда ВГВ, могут приводить к возмущениям общего содержания примесей.
- Фотохимические процессы, скорость которых зависит от температуры, плотности воздуха, интенсивности солнечной радиации.

ВГВ могут быть одной из причин внутрисуточной изменчивости примесей. В свою очередь примеси могут служить индикатором волновых движений [Груздев, 1989].

В статье [Chunchuzov et al., 2009b] показано, что захваченные ВГВ в устойчиво-стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС) с периодами 3 - 11 мин и горизонтальными фазовыми скоростями 2 - 3 м/с модулируют сдвиги скорости ветра и вертикальные турбулентные потоки импульса в приземном слое атмосферы. В [Марчук и др., 2024] проведено исследование влияния мезомасштабных вариаций скорости ветра и разности температур поверхности воды (ТПО) в Карском море и воздуха с периодами от 10 мин до нескольких часов на турбулентные потоки импульса и тепла соответственно. На основе полученных временных спектров вариаций турбулентных потоков было установлено, что основное влияние на эти вариации оказывают флуктуации градиента скорости ветра и разности температуры воздуха и ТПО с определенным дискретным набором периодов (20 мин, 25 мин, 35 мин, 1ч, 3 ч и 4.7 ч). Эти периоды типичны для ВГВ разных масштабов,

распространяющихся в устойчиво-стратифицированном нижнем слое тропосферы и модулирующих на указанных периодах вертикальные градиенты температуры и скорости ветра, а также турбулентные потоки тепла и импульса.

В [Хуторова и Тепнин, 2009], на основе данных трёх лет измерений на пяти автоматических станциях в г. Альметьевске, было обнаружено, что в приземном слое часто наблюдаются когерентные в пространстве вариации концентрации примесей, часто совпадающие во времени с аналогичными вариациями скорости ветра или относительной влажности. Периоды этих вариаций – от 5 минут до 16 часов. Стоит отметить, что по синхронным измерениям таких примесей, как окись и двуокись азота, окись углерода, обнаружено значительно меньше волновых вариаций с периодами от 5 минут до 16 часов, чем по рядам метеопараметров и концентраций аэрозоля. Это, видимо, связано с сильными вариациями концентраций антропогенных источников этих примесей. Благодаря этому обнаружить волновые процессы в полях этих примесей можно лишь тогда, когда во всей исследуемой области пространства создаются условия для образования сравнительно большой концентрации этих примесей.

В настоящее время большое внимание мировой общественности направлено на исследование двуокиси углерода CO_2 , концентрация которого в атмосфере Земли неуклонно растёт последние десятилетия [WMO, 2023; Lee et al., 2023]. Океан является одним из основных стоков двуокиси углерода. Естественный обмен CO_2 сильно зависит от температуры воды, а также биологических процессов и претерпевает при этом значительную сезонность [Малинин, 1998; Jähne, 2009].

Ярче всего сезонность газообмена между океаном и атмосферой выражена в полярных морях, которые покрываются льдом [Gulev et al., 2021]. Исследование вклада океанических и береговых процессов, а также атмосферной циркуляции позволяет оценить влияние естественных и антропогенных факторов на современные изменения концентраций CO_2 в полярной зоне южного полушария, где, как и на всей планете, наблюдается их рост [Keeling, et al, 1976, Sun et al., 2014, Skinner et al., 2020].

В отличие от короткоживущих газовых примесей (NO_2 , O_3), углекислый газ является долгоживущим и хорошо перемешанным в глобальной атмосфере, но в приземном слое его концентрация подвержена значительным мезомасштабным вариациям, обусловленным как локальными источниками и стоками, так и атмосферными процессами. В работах по суточному ходу CO_2 в приземном слое показано, что формирование ночной приземной температурной инверсии приводит к накоплению углекислого газа в нижних слоях атмосферы вследствие подавления вертикального турбулентного обмена [Bezyk et al., 2023; Pathakoti et al., 2018]. В ночные и утренние часы, при наличии инверсии, концентрация CO_2 в приземном слое может

существенно возрастать (в ряде наблюдений — на 25–65 ppm по сравнению с дневными значениями) [Bezyk et al., 2023], при этом резкое уменьшение высоты пограничного слоя и формирование инверсии являются ключевыми механизмами роста концентрации [Pathakoti et al., 2018]. В дневное время, напротив, развитие конвективного пограничного слоя способствует вертикальному перемешиванию и снижению приземной концентрации до фоновых значений [Pathakoti et al., 2018]. При этом в условиях устойчивой стратификации, характерной для полярных регионов, внутрисуточная изменчивость CO_2 может быть существенно усилена волновыми движениями [Sun et al., 2015; Serafimovich et al., 2010].

Важный вклад в изменчивость концентрации CO_2 в приземном слое вносят субмезомасштабные волновые движения, в первую очередь внутренние гравитационные волны (ВГВ). В работе [Sun et al., 2015] на основе данных наземных наблюдений показано, что в устойчивом ночном пограничном слое колебания скорости ветра и температуры часто сопровождаются волновыми вариациями концентраций CO_2 и H_2O со сходными временными масштабами, причём такие некогерентные осцилляции дают вклад в вертикальные потоки скалярных величин. Аналогичные результаты получены в исследовании [Serafimovich et al., 2010], где с помощью вейвлет-анализа выделены волновые структуры в поле CO_2 в ночном пограничном слое. В работе [de Arruda Moreira et al., 2011] на примере гравитационной волны с периодом 180–300 с, зарегистрированной над Амазонской сельвой, показано, что прохождение волны в условиях устойчивой стратификации приводило к формированию отрицательных турбулентных потоков CO_2 (по данным вихревой ковариации) и положительных потоков явного тепла, при этом горизонтальные потоки тепла и углекислого газа были противофазными. Авторы подчёркивают, что такие эффекты необходимо учитывать в схемах обмена на границе "поверхность–атмосфера" для ночного пограничного слоя [de Arruda Moreira et al., 2011]. В работе [Ortiz-Suslow et al., 2019] для океанических условий показано, что прохождение пакетов внутренних волн может приводить к изменению коэффициента сопротивления и, как следствие, к модуляции потоков импульса на 30–40 %, что косвенно влияет и на газообмен.

Вклад ВГВ в изменчивость концентрации CO_2 по сравнению с другими факторами оценивается в литературе как существенный, особенно в условиях слабого ветра и устойчивой стратификации, когда турбулентное перемешивание ослаблено, а волновые движения становятся доминирующим механизмом переноса примесей [Sun et al., 2015; Serafimovich et al., 2010]. В работе [Sun et al., 2015] показано, что вклад субмезомасштабных волновых осцилляций в вертикальные потоки скалярных величин может быть сопоставим с турбулентным вкладом. При этом, как отмечено в [Хуторова, Тептин, 2009], в полях концентраций антропогенных примесей (NO , NO_2 , CO) волновые вариации проявляются значительно реже, чем в метеопараметрах или концентрациях аэрозоля, что связано с сильной пространственно-

временной изменчивостью антропогенных источников. Для CO_2 , напротив, фоновый уровень концентрации в удалённых от промышленных центров районах (таких как Антарктика) относительно стабилен, что создаёт благоприятные условия для выделения волнового сигнала [Pathakoti et al., 2018; Kettle et al., 2009].

В полярных регионах, где океан является активным стоком углекислого газа, но наличие ледяного покрова прекращает активный газообмен между океаном и атмосферой [Kettle et al., 2009], роль атмосферных волновых процессов в формировании внутрисуточной изменчивости CO_2 может оказаться особенно значимой. Но роль мезомасштабных атмосферных процессов в изменчивости концентраций диоксида углерода в полярных районах до настоящего времени практически не рассматривалась. При этом необходимо учитывать, что наряду с фотохимическими и радиационными процессами, существенное влияние на пространственно-временную изменчивость концентраций газовых примесей в атмосфере и, в частности CO_2 , оказывают атмосферные волновые процессы разных пространственно-временных масштабов, включая волны Россби, волны Кельвина [Хуторова, Тептин, 2009] и внутренние гравитационные волны [Chunchuzov et al., 2017]. Тем не менее, на сегодняшний день отсутствуют работы, посвященные влиянию ВГВ на концентрацию диоксида углерода в приводном слое атмосферы.

Несмотря на то, что основными регуляторами глобального содержания CO_2 являются антропогенные выбросы и океанический газообмен, на мезомасштабном и субмезомасштабном уровнях (периоды от минут до суток) вклад ВГВ в изменчивость приземной концентрации углекислого газа может быть сопоставим с вкладом других факторов (суточный ход, смена подстилающей поверхности, синоптическая изменчивость). Но, как отмечалось выше, систематических исследований влияния ВГВ на концентрацию CO_2 в приводном слое Антарктики до настоящего времени не проводилось, что определяет актуальность настоящей главы.

Антарктика представляет собой уникальный природный полигон для исследования влияния внутренних гравитационных волн (ВГВ) на приземную концентрацию CO_2 и турбулентные потоки по ряду причин.

Во-первых, устойчивая стратификация атмосферы в прибрежных районах Антарктиды создаёт благоприятные условия для генерации и распространения ВГВ. Над материком и прилегающим ледяным щитом регулярно формируются мощные приземные температурные инверсии, обусловленные интенсивным радиационным выхолаживанием поверхности в полярную ночь и сохраняющиеся в значительной степени даже в летний период. Максимальные значения статической устойчивости (частоты Брента–Вяйсяля) наблюдаются в прибрежной зоне, что способствует волноводному распространению ВГВ в нижнем слое тропосферы. Кроме

того, потепление в Антарктиде приводит к уменьшению статической устойчивости нижнего километра атмосферы, что, в свою очередь, усиливает генерацию орографических гравитационных волн над Антарктическим полуостровом.

Во-вторых, источники и стоки CO_2 в Антарктике имеют чётко выраженные пространственные и сезонные контрасты, что позволяет изучать влияние ВГВ на фоне различных типов подстилающей поверхности. Южный океан является одним из крупнейших стоков антропогенного углекислого газа, поглощая до 30–40 % антропогенных выбросов. Но в прибрежной зоне, особенно в районах с припайным льдом, газообмен между океаном и атмосферой существенно затруднён. При этом морской лёд сам может выступать как источником, так и стоком CO_2 в зависимости от фазы сезона и физико-химических процессов в ледяном покрове. Такая контрастность подстилающей поверхности (открытая вода vs. лёд) позволяет выделить вклад адвективных и стратификационных механизмов в формирование волновых вариаций CO_2 .

В-третьих, фоновый уровень концентрации CO_2 в Антарктике относительно стабилен и слабо подвержен прямому антропогенному влиянию по сравнению с индустриальными регионами Северного полушария. Это создаёт благоприятные условия для выделения волнового сигнала на фоне синоптической и сезонной изменчивости. Как отмечается в [Pathakoti et al., 2018], именно в удалённых от промышленных центров районах волновые вариации газовых примесей проявляются наиболее отчётливо.

Таким образом, совокупность устойчивой стратификации, контрастности подстилающей поверхности, относительно стабильного фонового уровня CO_2 и доступности высококачественных экспериментальных данных делает Антарктику идеальным модельным регионом для изучения влияния ВГВ на приземную концентрацию углекислого газа и турбулентные потоки. Полученные здесь результаты могут служить основой для параметризации волновых эффектов в климатических моделях высоких широт.

Таким образом, четвёртая глава диссертации посвящена исследованию влияния ВГВ на вертикальные турбулентные потоки тепла, импульса и концентрации CO_2 в приводном слое атмосферы Антарктики. Эти исследования проводились на основе анализа данных измерений метеопараметров (скорости ветра, температуры воздуха, влажности воздуха), концентрации диоксида углерода и температуры поверхности океана (ТПО), полученных в периоды стоянки судна на российских антарктических станциях Прогресс и Мирный.

4.2. Методика и материалы

В рамках 68-й Российской антарктической экспедиции (2022 – 2023 гг.) и 69-й Российской антарктической экспедиции (2023 — 2024 гг.) проводились попутные измерения концентрации диоксида углерода и температуры поверхности океана с борта судна НЭС «Академик Фёдоров» на маршруте «Кейптаун-Антарктика-Кейптаун».

Измерения концентрации диоксида углерода осуществлялись с использованием Газоанализатора ОПТОГАЗ – 500.4 — CO₂ (стационарный анализатор CO₂ в атмосферном воздухе, конструкции ООО ОПТОГАЗ, Санкт-Петербург, Россия). Выбор именно этой модели был обусловлен ее портативностью, простотой в обслуживании, совместимостью со стандартными средствами регистрации данных (персональный компьютер) и успешным опытом использования этой модели газоанализатора в арктических морских экспедициях на судах Росгидромета (НИС «Профессор Молчанов», НЭС «Михаил Сомов») и на дрейфующих станциях СП. В основу процесса измерения в этом приборе положен принцип инфракрасного поглощения диоксида углерода, что позволяет получить малое время отклика. Сам прибор располагался на палубе мостика в лаборатории, а заборный патрубок был выведен на пеленгаторную палубу и закреплен на правом борту по ходу движения судна на высоте 20 метров над уровнем моря. Диапазон измеряемых концентраций диоксида углерода при шаге измерений в 1 с составляет 0-2000 ppm. Погрешность измерений концентрации диоксида углерода в диапазоне значений 300-2000 ppm составляет ± 60 ppm.

Перед началом экспедиции газоанализатор ОПТОГАЗ-500.4 прошёл лабораторную калибровку в соответствии с методикой поверки, утверждённой для средств измерений данного типа (регистрационный номер в Госреестре 31195-12). Калибровка выполнялась по нулевому газу (синтетический воздух, свободный от CO₂) и по поверочной газовой смеси с известной концентрацией CO₂ в диапазоне измеряемых значений (0–2000 ppm).

Рабочий диапазон температур прибора составляет от +5 до +40°C, относительная влажность — до 95 %. В условиях антарктического лета температура воздуха во время стоянок у станций Прогресс и Мирный находилась в пределах от –5 до +5°C, что выходило за нижнюю границу рекомендованного диапазона. Для предотвращения конденсации влаги и обеспечения стабильной работы прибора заборный тракт и измерительная камера подогревались до температуры +20°C с помощью встроенного термостата. Влияние колебаний атмосферного давления (в диапазоне 84–106,7 кПа) на показания прибора учитывалось автоматической коррекцией по данным судового барометра.

После проведения измерений были отобраны и исключены значения, полученные при направлениях ветра, при которых повышалась вероятность попадания в газоанализатор воздуха, смешанного с собственными выбросами судна.

Измерения температуры поверхности океана производилось с помощью инфракрасного радиометра HEITRONICS KT19 II, точность измерений которого $0,1^{\circ}\text{C}$, а частота измерений 1 Гц. Прибор располагался на пеленгаторной палубе на правом борту судна по ходу движения и был сориентирован на 30° к поверхности моря. В ходе экспедиции было получено 107 суток непрерывных данных о температуре поверхности океана с частотой измерений в 1 секунду.

Далее, после проведения измерений были отобраны и исключены значения концентрации CO_2 , полученные при направлении ветра, повышающем вероятность попадания в газоанализатор воздуха, смешанного с собственными выбросами судна.

В качестве критерия для исключения данных использовался метод относительного направления ветра, широко применяемый в судовых измерениях атмосферных примесей для устранения влияния собственных выбросов судна. Загрязнение воздуха выхлопными газами судна происходит преимущественно при ветре, дующем с кормовых направлений, когда факел выхлопных газов настигает заборный патрубок, расположенный в носовой части надстройки.

В данной работе применялся следующий алгоритм фильтрации:

1. Для каждого момента времени вычислялся относительный угол ветра α — угол между направлением движения судна (курсом) и направлением ветра, измеренным судовой метеостанцией. Угол отсчитывался от 0° (ветер строго в нос) до 180° (ветер строго в корму).
2. Данные концентрации CO_2 исключались из дальнейшего анализа, если одновременно выполнялись два условия:
 - о относительный угол ветра $|\alpha| > 110^{\circ}$ (ветер из кормового сектора);
 - о скорость относительного ветра превышала 2 м/с (при более слабом ветре факел выхлопных газов поднимается вертикально и может достигать заборного патрубка даже при носовых направлениях).
3. Дополнительно из выборки удалялись все значения CO_2 , превышающие 450 ppm, как явно связанные с попаданием выхлопных газов (фоновые концентрации в районе Антарктики, как правило, не превышают 400–420 ppm).
4. Для случаев, когда судно стояло на якоре или дрейфовало с малой скоростью (менее 1 узла), кормовой сектор расширялся до $|\alpha| > 90^{\circ}$, поскольку при отсутствии встречного потока воздуха от движения судна выхлопные газы могут распространяться в более широком диапазоне направлений.

На рис. 4.1 схематически показана геометрия отбора проб: благоприятным считается сектор направлений ветра от 10° до 170° относительно курса судна (при курсе $0^\circ/360^\circ$), что соответствует ветру, дующему с левого борта и носовых направлений, где влияние выхлопных газов минимально. Все данные, попавшие в кормовой сектор (170° – 360°), были исключены из расчётов спектров и кросс-спектров.

Применение описанной процедуры позволило снизить вероятность попадания в анализ данных, искажённых антропогенными выбросами, до уровня, не превышающего 5 % от общего объёма измерений.

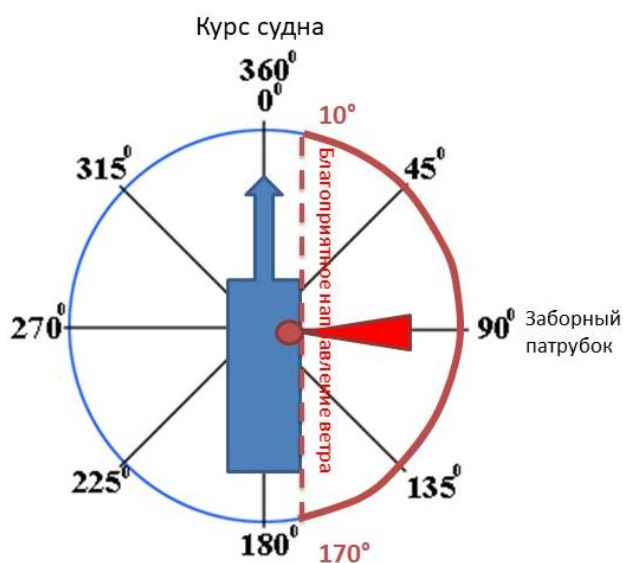


Рисунок 4.1. Коррекция концентрации CO_2 по курсу судна.

Для валидации полученных спектров CO_2 были использованы данные по концентрации CO_2 , измеренные в 72 РАЭ Александром Полухиным (ИО РАН) с помощью прибора SBA-5 CO_2 Gas Analyzer, имеющего меньшую погрешность измерений концентрации CO_2 в сравнении с описанным выше прибором “Оптогаз”. Диапазон измеряемых концентраций диоксида углерода при шаге измерений в 1 с составляет от 0 до 100 000 ppm. Относительная ошибка измерений $< 1\%$ на весь диапазон калибровки по CO_2 .

Конструкция SBA-5 обеспечивает высокую калибровочную стабильность благодаря технологии автоматического контроля нуля и термостатированной оптической скамье. В соответствии с документацией производителя, прибор не требует регулярной калибровки в заводских или полевых условиях; автоматическая коррекция нуля выполняется периодически в процессе работы, что компенсирует возможный дрейф, обусловленный загрязнением

оптической скамьи, старением источника излучения и детектора. Точность измерений составляет менее 1 % от концентрации во всём калибровочном диапазоне, а показания автоматически корректируются на температуру и давление окружающего воздуха.

Измерения метеопараметров на судне проводились посредством двух метеостанций Milos-520, расположенных на пеленгаторной палубе на левом и правом борту судна. Они осуществляли ежеминутные измерения. Для анализа метеопараметров использовались данные с метеостанции, расположенной на правом борту судна. Скорость и направление ветра для анализа взяты с кормовой мачты.

Обработка и анализ данных измерений осуществлялись на языке программирования Python с помощью модулей Pandas и Matplotlib.

4.3. Исходные данные

НЭС «Академик Фёдоров» в ходе 68 и 69 РАЭ работал по маршруту Кейптаун — Антарктида — Кейптаун с остановками на российских антарктических станциях Прогресс (69°22'51" ю. ш., 76°23'25" в. д.) и Мирный (66°33'20" ю. ш., 93°00'11" в. д.). Измерения концентрации CO₂ проходили по ходу движения судна на всём маршруте, но для дальнейшего анализа влияния ВГВ на концентрации CO₂ отобраны данные, полученные на продолжительных стоянках (более 10 дней) вблизи станций Прогресс и Мирный (таблица 4.1).

Таблица 4.1. Стоянки судна «Академик Фёдоров» на антарктических станциях в ходе 68 и 69 РАЭ

Даты	Кол-во дней	Стоянка судна	РАЭ
02 — 12 января 2023 г	10	станция Прогресс (1)	68
17 — 27 января 2023 г	10	станция Мирный	68
02 — 20 февраля 2023 г	18	станция Прогресс (2)	68
02 — 14 декабря 2023 г	12	станция Прогресс (3)	69
25 – 28 февраля 2026 г	3.5	станция Прогресс (4)	71

Российская круглогодичная антарктическая станция Прогресс расположена в оазисе Холмы Ларсеман, на восточном берегу полуострова Миррор, длина которого (с севера) на юг составляет около 2 км. С юга Миррор граничит с полуостровом Брукнес, а с трех сторон омывается водами залива Прюдс (в который входит бухта Тала), относящегося к морю

Содружества (Индийский сектор Южного океана). Географические координаты станции: 69°22'50'' ю. ш., 76°23'22'' в. д. [Станция Прогресс, 2021].

Российская круглогодичная антарктическая обсерватория Мирный расположена на берегу моря Дейвиса (индийский сектор Южного океана) на небольшом одноименном полуострове. Средняя высота над уровнем моря составляет 39,9 м. К северу от станции в море Дейвиса выступает ряд островов и скал, самым большим из которых является остров Хасуэлла. Берег материка представляет собой снежно-ледяной барьер высотой 15-20 метров над уровнем моря. Большую часть года имеется припайный лед. Географические координаты станции: 66°33' ю. ш., 93°01' в. д. [Станция Мирный, 2022].

Для простоты отметим стоянки судна на станции Прогресс порядковыми номерами (от 1 до 3). Далее рассмотрим колебания концентрации CO₂, ТПО и метеопараметров (скорости ветра, температуры воздуха) и их амплитудные кросс-спектры.

4.4. Частотные спектры и кросс-спектры мезомасштабных вариаций метеопараметров и вертикальных турбулентных потоков тепла, импульса и концентрации CO₂

Для анализа влияния ВГВ на метеопараметры, турбулентные потоки и концентрацию диоксида углерода были построены (см. рис. 4.2.) временные вариации концентрации CO₂ (верхняя панель), скорости ветра (средняя панель), температуры воздуха и ТПО (нижняя панель) после исключения тренда, измеренные 2 января 2023 г. во время стоянки судна вблизи станции Прогресс. Далее рассчитывались соответствующие этим колебаниям частотные спектры вариаций скорости ветра (измеренные кормовым анеморумбометром на высоте 40,5 м), температуры воздуха (измеренные автоматической метеостанцией Milos-520 на высоте 24 м на правом борту судна), ТПО и концентрации CO₂. Частотные спектры рассчитывались по методу Уэлча, описанному в главе 3, с длиной окна $n/2$, где n – количество измерений за периоды стоянок (Прогресс_1, Прогресс_2, Прогресс_3, Прогресс_4 и Мирный). Также для каждого спектра вычислялись 95% -е доверительные интервалы.

Как и в главе 3 [Марчук и др., 2024] расчет турбулентных потоков тепла Q_L и Q_H в поверхностном слое атмосферы, а также потока импульса или динамической скорости u^* , проводился с использованием алгоритма COARE (версия 3.5) [Fairall *et al.*, 2003; Репина, 2007; Репина и др., 2019; Тимачев и др., 2008]. Турбулентные потоки рассчитывались по балк-формулам, включающим в себя коэффициенты обмена, помноженные на скорость ветра, и разности метеопараметров (температуры и влажности), осреднённых за 10 минут. Подобное

осреднение позволило изучить мезомасштабные временные вариации турбулентных потоков с периодами от десяти минут до нескольких часов.

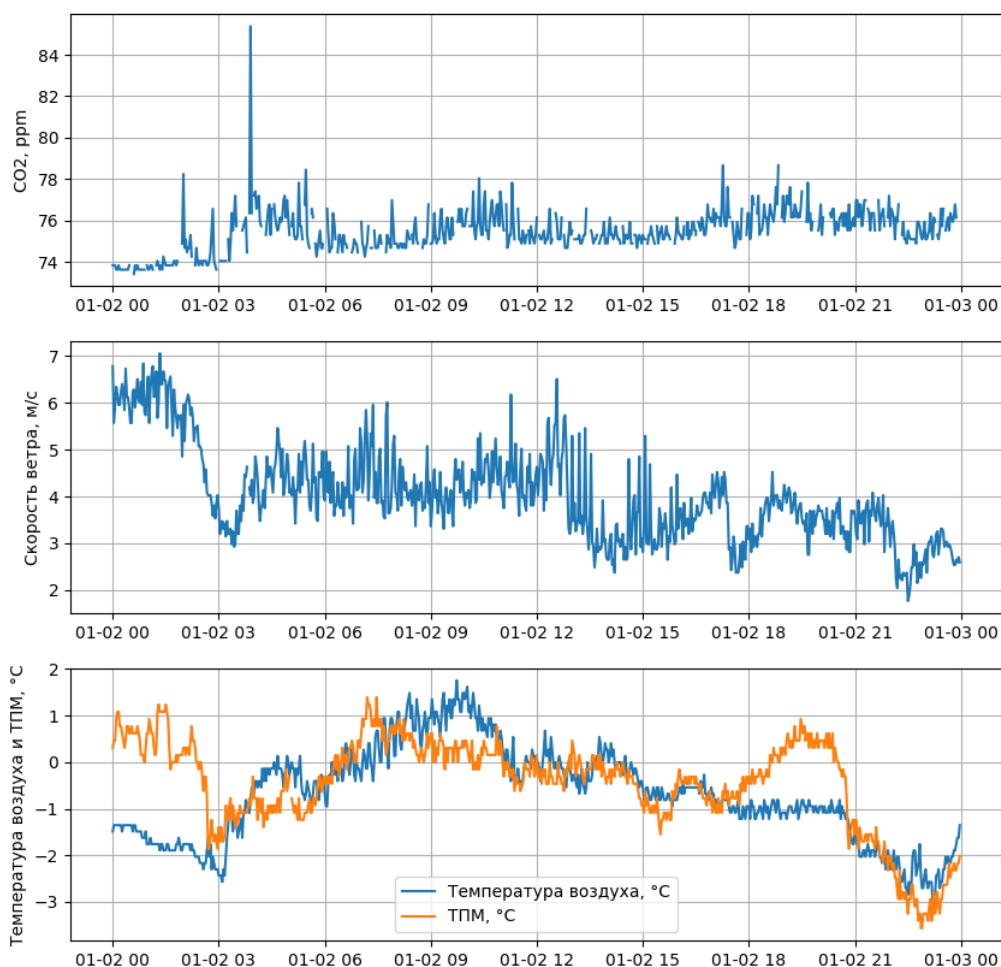


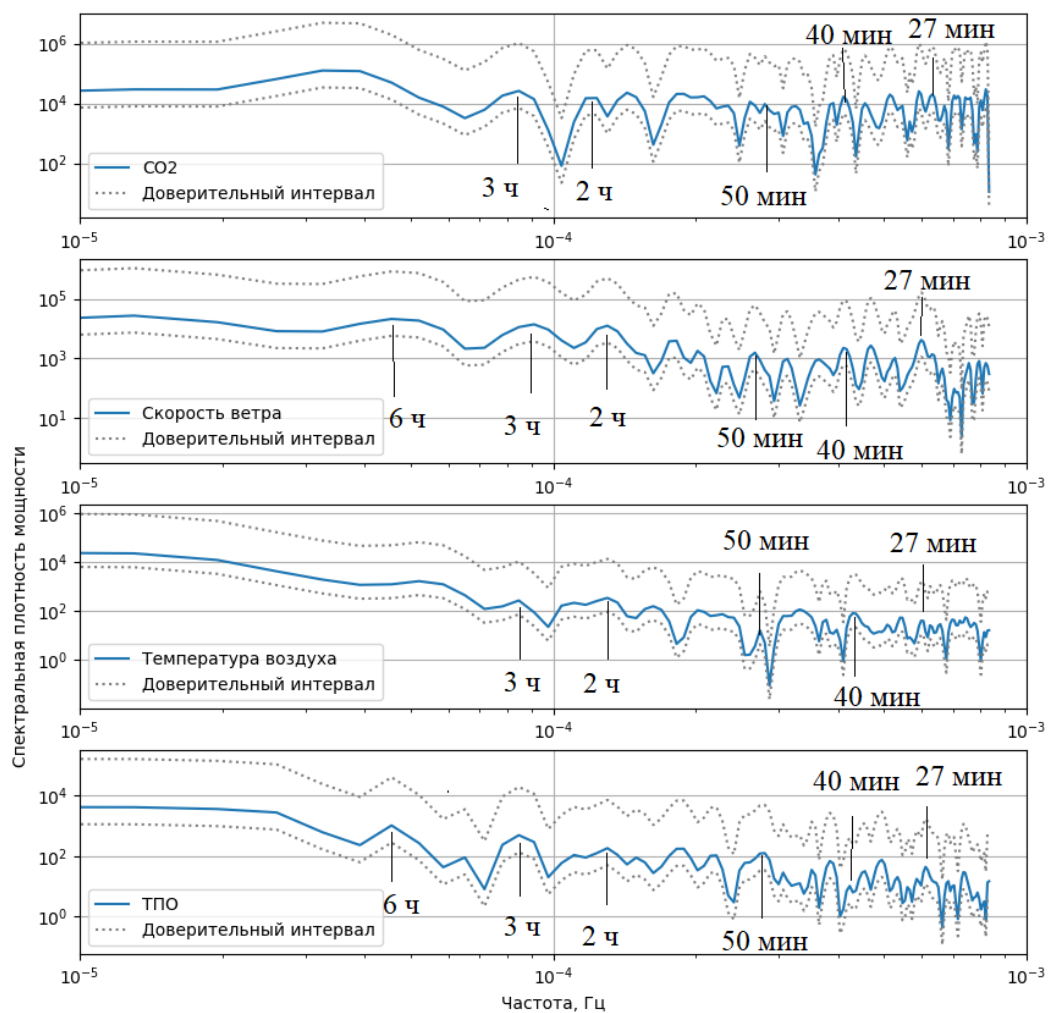
Рисунок 4.2. Временные вариации после исключения тренда для концентрации CO_2 (верхняя панель), скорости ветра (средняя панель), температуры воздуха и температуры поверхности океана ТПО (припайный лед) (нижняя панель), измеренные в течение суток 2 января 2023 г. во время стоянки в бухте Тала вблизи станции Прогресс.

В спектрах флуктуаций метеопараметров, ТПО, турбулентных потоков тепла и импульса, концентрации CO_2 присутствует широкий набор колебаний с общими для всех флуктуаций доминантными периодами, включая 27 мин, 40 мин, 50 мин, 2 часа, 3 часа, 6 часов (рис. 4.3 а, б).

Доминантные периоды присутствуют также и в кросс-спектрах вариаций ТПО и концентраций CO_2 (рис. 4.4, верхняя панель), а также кросс-спектрах вариаций CO_2 и так называемого параметра стратификации R ($\text{в } ^\circ\text{C}/(\text{м/с})^2$) - аналога объемного числа Ричардсона (рис. 4.4, нижняя панель), построенных за 2 января 2023 года. Параметр стратификации R

пропорционален разности ТПО и температуры воздуха и обратно пропорционального квадрату динамической скорости u^{*2} (нижняя панель) [Репина, 2011].

а)



б)

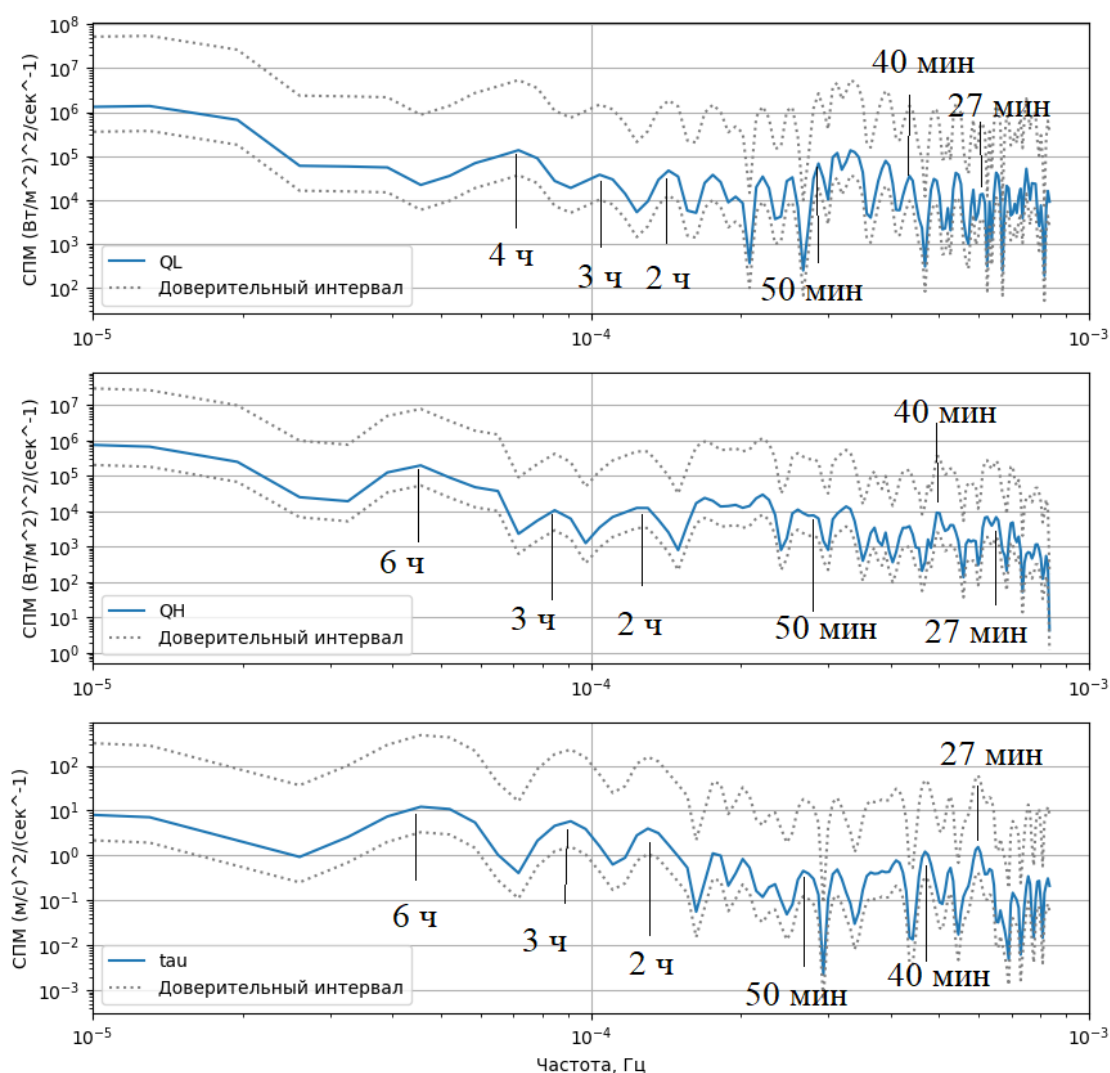


Рисунок 4.3. Частотные спектры временных вариаций метеопараметров (скорости ветра, температуры воздуха), температуры поверхности океана (ТПО), концентраций CO_2 (а), турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), поток импульса (τ) (б) за период 2 января 2023 года во время стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс. Длина реализации 24 часа, окно сглаживания 12 часов. Число точек $N=144$. Перекрытие 50%. Число степеней свободы – 5.

Также была рассчитана повторяемость значимых спектральных максимумов за каждый день измерений в течение всего периода измерений (см. рис. 4.5). Весь период наблюдений составлял 50 дней. Наибольшая повторяемость спектральных максимумов характерна для периодов от 20 до 40 мин, от 40 до 60 мин, от 1 до 3 ч. Причём подобные максимумы повторяемости определённых периодов, отмеченных ранее, характерны как для

метеорологических параметров (скорости ветра, температуры), так и для турбулентных потоков и концентрации CO_2 .

Далее рассмотрим спектры и кросс-спектры вариаций, полученные для периодов стоянки на станции Прогресс-1, 2, 3 и станции Мирный. Стоит сразу заметить, что доминантные периоды спектральных максимумов немного смещались от одного дня к другому, что могло быть вызвано суточными вариациями скорости ветра и вызванными этими вариациями доплеровскими смещениями частот ВГВ при переходе от системы отсчета, связанной с ветром, к неподвижной системе координат. Суточные осцилляции метеопараметров и CO_2 за весь период стоянки судна (2-12 января 2023 г) видны на рис. 4.6. Подобные суточные колебания имеются также и у турбулентных потоков тепла, влаги и импульса за период 02 — 14 декабря 2023 г. (рис. 4.8).

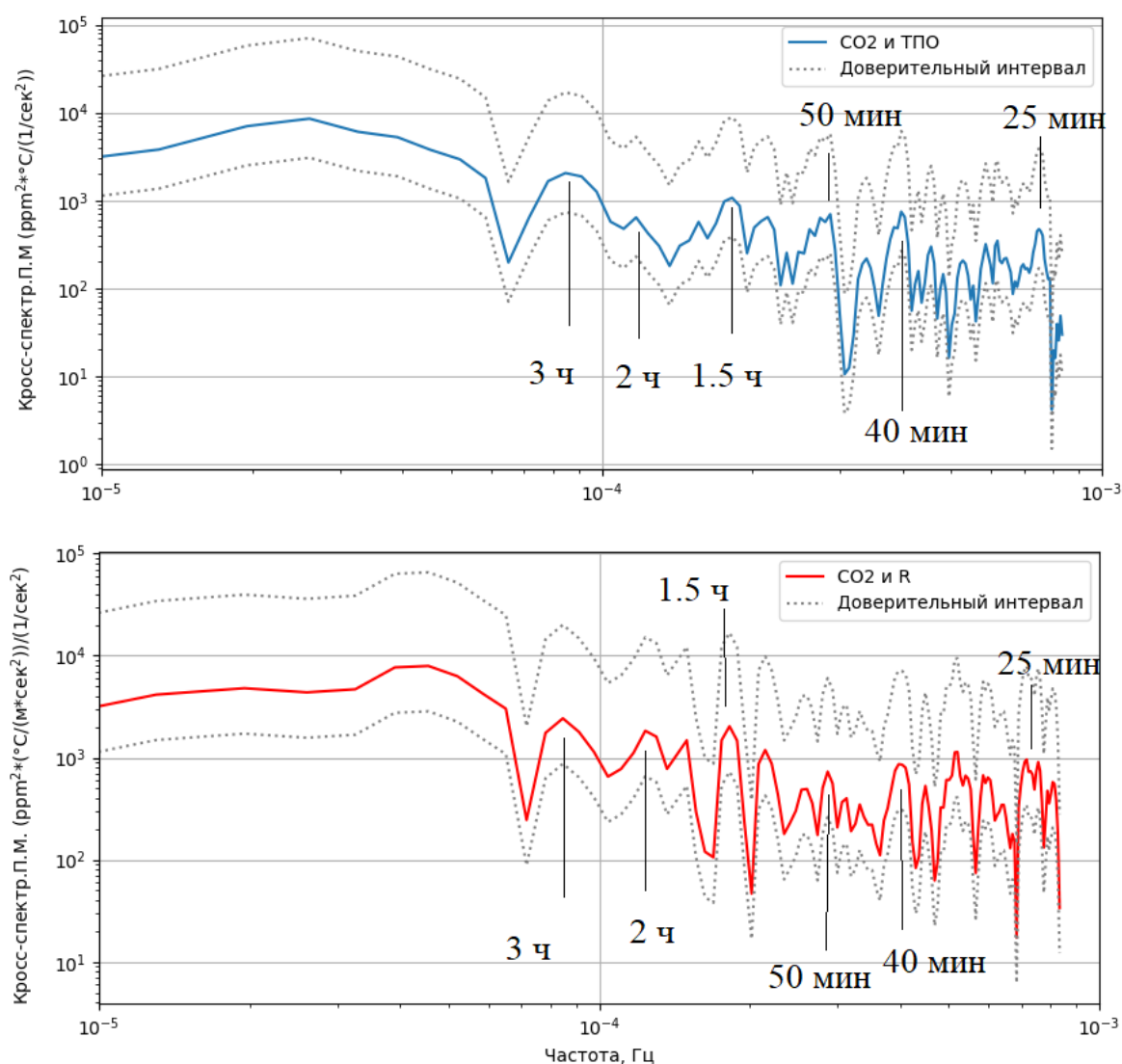


Рисунок 4.4. Кросс-спектры между вариациями ТПО и концентраций CO_2 (верхняя панель)

и между вариациями CO_2 и параметром стратификации R (нижняя панель) за период 02 января 2023 года в период стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс. Длина реализации 24 часа, окно сглаживания 12 часов. Число точек $N=144$. Перекрытие 50%. Число степеней свободы – 5.

Анализ спектров турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), потока импульса (τ) и кросс-спектра между вариациями параметра стратификации R и концентрации CO_2 , полученных за другие длительные промежутки времени стоянки судна на станции Прогресс-2 (с 2 по 20 февраля 2023) и Прогресс-3 (02 — 14 декабря 2023 г), демонстрируют наличие в них спектральных пиков с периодами около 3-х суток, 2-х суток, суток (24 ч) и периодами в 12, 10 и 6 часов (рис. 4.9 и рис. 4.10).

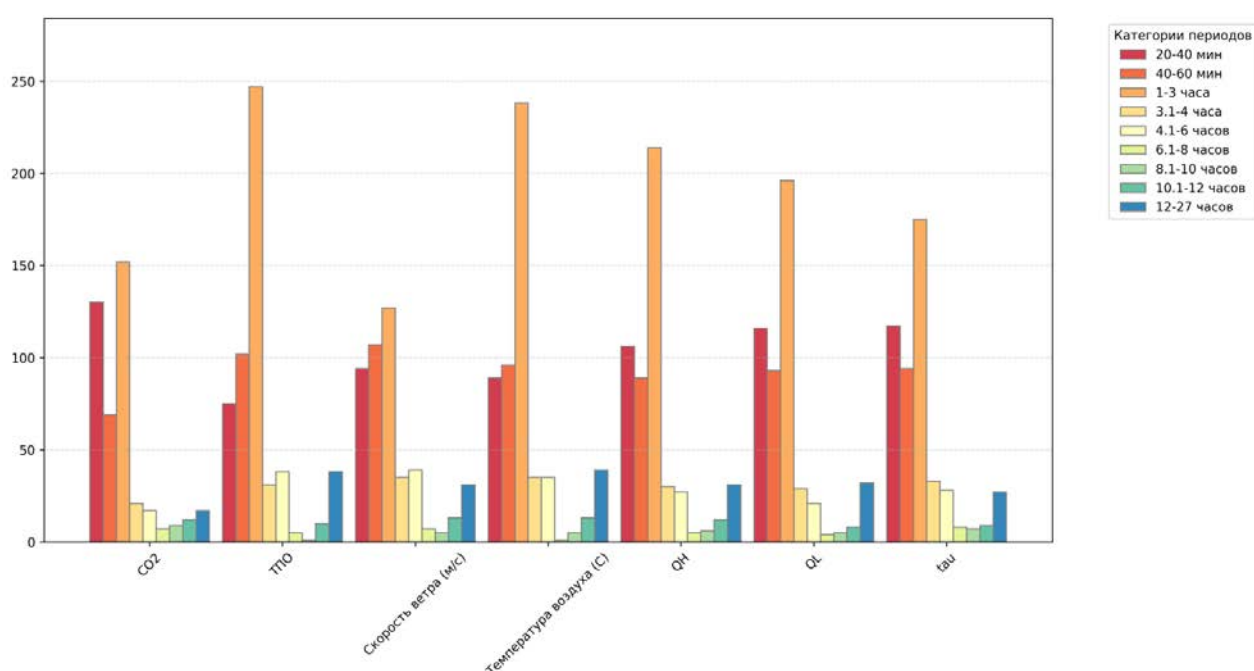


Рис. 4.5. Распределение значимых спектральных максимумов по их периодам за каждый день для всего периода наблюдений.

Необходимо обосновать статистическую значимость и физическую природу низкочастотных пиков с периодами 2–3 суток. При длине реализации 10–18 дней и использовании оконного сглаживания с длиной окна $\sim 1/6$ от общей длины реализации число степеней свободы для спектральных оценок на этих частотах составляет $\nu \approx 10-12$, что позволяет рассчитывать 95%-е доверительные интервалы по χ^2 -критерию. Пики считаются статистически значимыми, если их амплитуда превышает верхний доверительный предел, вычисленный как $\bar{S}(f) \cdot \chi_{0.975}^2(\nu)/\nu$. Для $\nu = 12$ пороговое отношение составляет $\sim 2,0$, т.е. пик должен превышать средний уровень спектра не менее чем в 2 раза. Все пики, обсуждаемые в тексте, удовлетворяют этому критерию, что подтверждено расчётами для каждого спектра.

При этом следует учитывать, что периоды 2–3 суток могут быть обусловлены не только волновыми процессами, но и синоптической изменчивостью — прохождением циклонов и антициклонов, характерным для прибрежных районов Антарктиды, где синоптические периоды составляют 3–7 суток. В спектрах метеопараметров при длине реализации 10–18 дней низкочастотные пики могут отражать как синоптическую изменчивость, так и волны Россби или планетарные волны. Поэтому в данной работе мы интерпретируем эти пики как мезомасштабные колебания, связанные с атмосферными процессами (включая синоптические), но не делаем однозначного вывода об их волновой природе в отличие от высокочастотных пиков (от 27 мин до 6 ч), для которых волновая природа обоснована корреляционным анализом (раздел 4.5). Дальнейшее разделение вкладов различных источников (синоптика vs. волны) требует привлечения данных пространственно-разнесённых измерений и численного моделирования, что выходит за рамки настоящей работы».

Периоды в 24 и 12 ч обычно относят к суточным и полусуточным солнечным приливам, причем влияние солнечных приливов обнаруживается как в вариациях атмосферного давления [Dai, Wang, 1999], в вариациях скорости ветра [Whiteman, Bian, 1996], так и в вариациях концентрации CO₂ [Kettle et al., 2009; Pathakoti et al., 2018; Bezyk et al., 2023]. В работе [Bezyk et al., 2023] отмечалось, что в городских условиях суточные вариации уровня CO₂ были связаны не только с меняющимся в течение суток антропогенным влиянием, но и с меняющейся высотой АПС (зависящей от устойчивости стратификации АПС) и временными вариациями метеорологических полей (температуры воздуха, осадков, скорости и направления ветра). В ночные и утренние часы, в условиях приземной температурой инверсии, наблюдались повышенные концентрации CO₂ на 70 ppm по сравнению с дневными значениями. В [Chunchuzov et al., 2021] по записям эхо-сигнала содара при восходах солнца в разные дни тоже наблюдался переход от устойчивой стратификации АПС к конвекции в приземном слое атмосферы. При этом “зарождающаяся” у поверхности земли при восходах солнца конвекция вызывала в вышележащем приподнятом слое инверсии температуры колебания высоты этого слоя с периодами ВГВ (около 1 ч).

Следует отметить, что спектры, представленные на рис. 4.3 (длина реализации 24 ч) и на рис. 4.9–4.10 (длина реализации 10–18 дней), имеют разные частотные разрешения. Для 24-часовой реализации при использовании окна сглаживания 12 ч минимальная разрешаемая частота составляет $\sim 1/12$ ч⁻¹ (~ 2 цикла в сутки), что позволяет надёжно выделять периоды до ~ 6 ч. Для длительных реализаций (10–18 дней) разрешение по частоте выше (окно $\sim 1/6$ от длины реализации), что позволяет выделять более низкочастотные колебания с периодами до 2–3 суток. Прямое сравнение абсолютных амплитуд спектральных пиков на этих рисунках некорректно, но сравнение наличия пиков на одних и тех же периодах (например, 6 ч, 12 ч, 24

ч) является правомерным, поскольку эти периоды значительно превышают частотное разрешение обоих спектров. Для количественного сопоставления спектральных амплитуд в дальнейшем требуется использование спектров, рассчитанных с одинаковыми параметрами оконного разложения, что не является задачей настоящей главы. Здесь мы сосредотачиваемся на качественном анализе повторяемости доминантных периодов в различных временных рядах.

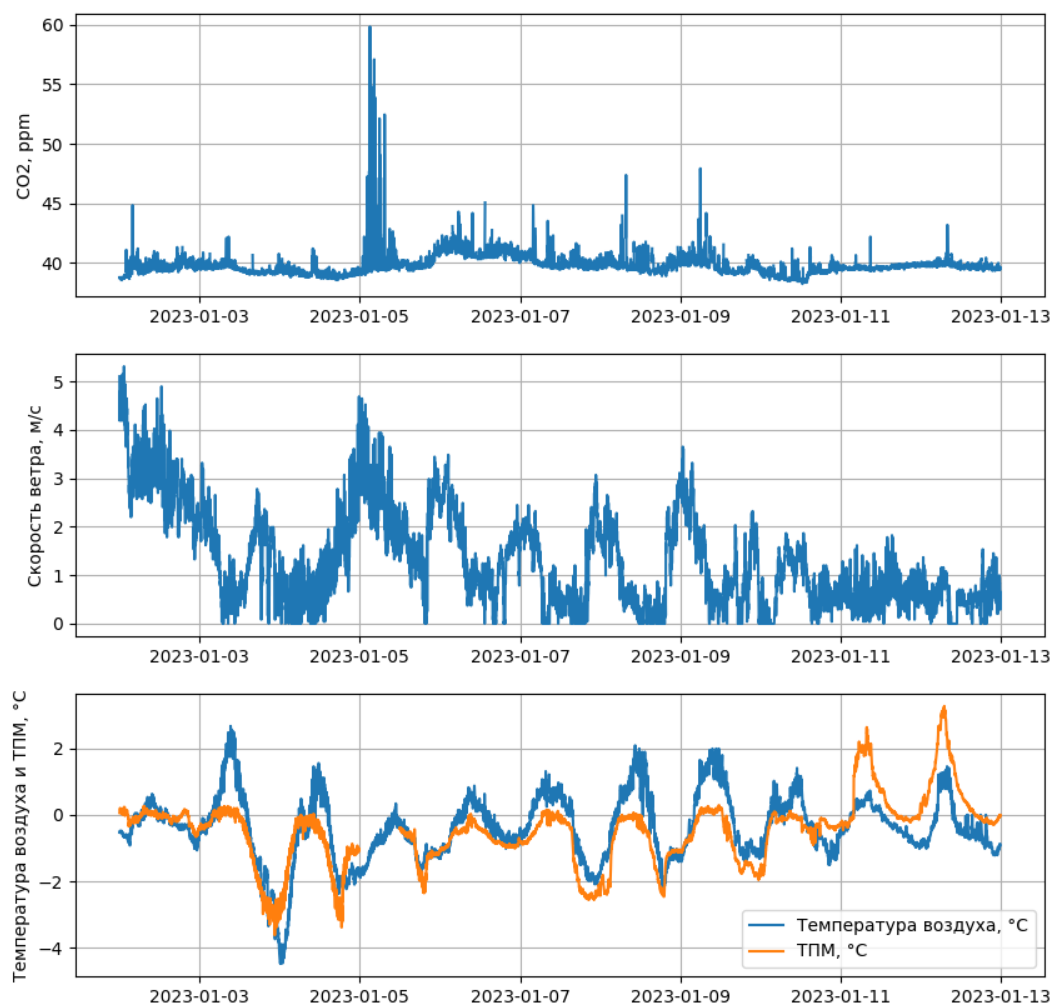


Рисунок 4.5. Временные вариации после исключения тренда для концентрации CO_2 (верхняя панель), скорости ветра (средняя панель), температуры воздуха и температуры поверхности океана ТПО (припайный лед) (нижняя панель), полученные за весь период стоянки судна с 2 по 12 января 2023 г. во время стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс.

На рис. 4.7 изображён спектр концентрации CO_2 за период с 25.02.2026 15:00 до 28.02.2026 05:00. Измерения проводили с помощью прибора SBA-5 CO_2 Gas Analyzer при стоянке НИС «Академик Фёдоров» в заливе Прюдс (69.4242 ю.ш. , 76.144942 в.д.). Спектр построен методом Велча по данным с шагом 10 минут. На данном спектре выделяются примерно те же спектральные максимумы с периодом 3 ч, 2 ч, 50 мин, 40 мин, 27 мин, которые

характерны для спектров метеопараметров и концентраций CO_2 , приведённых выше (рис. 4.4). Это подтверждает наличие во флуктуациях концентрации CO_2 общих с метеопараметрами периодов колебаний, несмотря на различие в приборах, используемых для измерений CO_2 и метеопараметров.

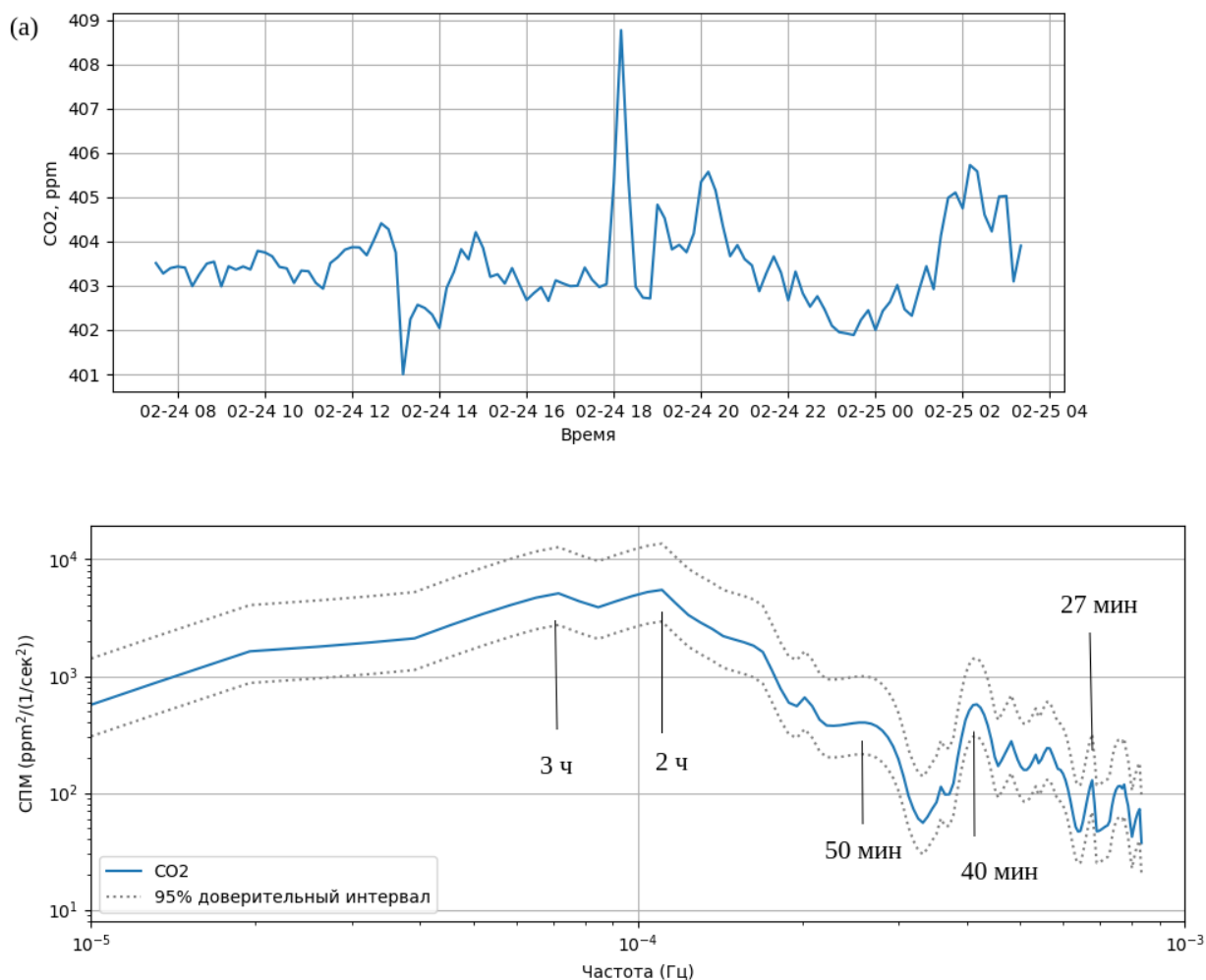


Рисунок 4.7. Концентрация CO_2 (а) и частотный спектры временных вариаций концентраций CO_2 (б) за период с 24 февраля по 25 февраля 2026 года в период стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс. Длина реализации - 20 часов, окно сглаживания - 5 часов. Число точек $N=120$. Перекрытие 50%. Число степеней свободы – 11.

Для проверки универсальности полученных результатов были проанализированы данные, полученные в Арктике в гидрометеорологической обсерватории Тикси (за период с 11.07.2017 по 15.07.2017 (рис. 4.11). Распределение значимых спектральных максимумов за каждый день для всего периода наблюдений на станции Тикси демонстрирует ту же самую картину, как и при измерениях в Антарктиде за периоды 68 и 69 сезоны РАЭ.

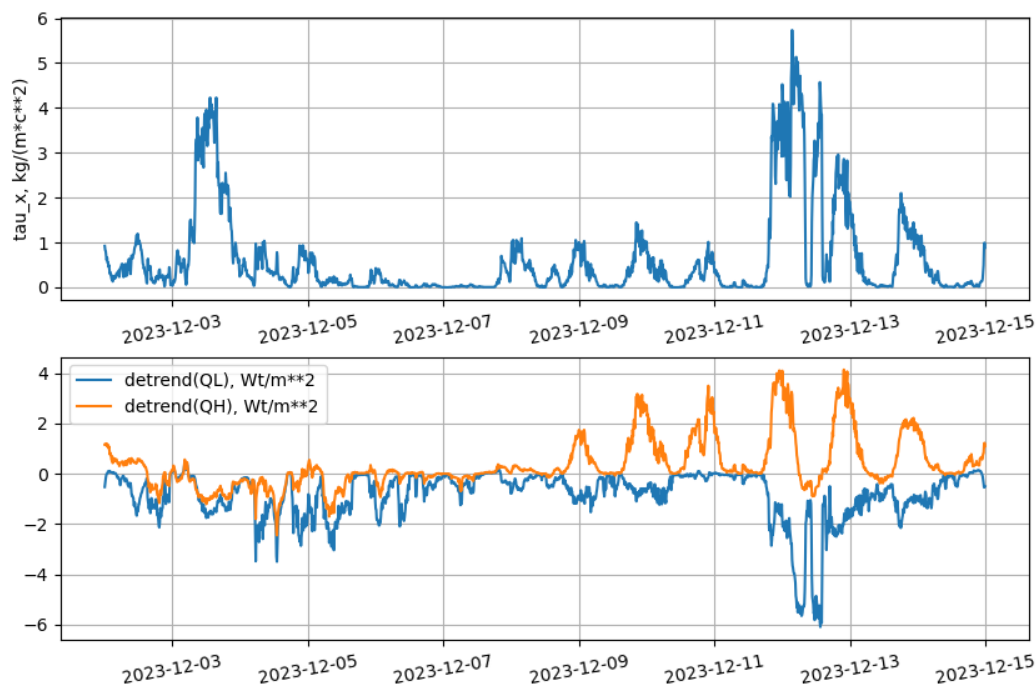


Рисунок 4.8. Вариации потока импульса, явного и скрытого тепла на станции Прогресс-3 за период 02 - 14 декабря 2023 г.

Колебания с набором доминантных периодов, обнаруженных в спектрах и кросс-спектрах временных вариаций метеопараметров, и температуры поверхности (ТПО), концентраций CO_2 , и турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), потока импульса (τ) (рис. 4.3) наблюдались и ранее в вариациях атмосферного давления и скорости ветра на сети разнесенных в пространстве микробарографов и содаров в Московском регионе при прохождении пакетов ВГВ через эту сеть [Chunchuzov et al., 2021]. Направления и горизонтальные фазовые скорости распространения ВГВ на разных периодах вычислялись по функциям когерентности и фазовым спектрам флуктуаций между разными точками их измерений. Было установлено, что некоторые из наблюдаемых ВГВ были связаны с восходом и заходом Солнца, что может указывать на их связь с солнечным терминатором, т.е. с движущейся с востока на запад (относительно Земли) через всю толщу атмосферы границей, разделяющей падающее на Землю излучение от Солнца и тень. Распределенные вдоль и поперек этой движущейся границы нестационарные притоки тепла, возникающие из-за поглощения солнечной радиации газами в стратосфере (озон) и тропосфере (CO_2 , водяной пар и

др.), являются источниками акустико-гравитационных волн разных пространственных и временных периодов [Somsikov, Troitskii, 1975; Afraimovich et al., 2009; Somsikov, 2011].

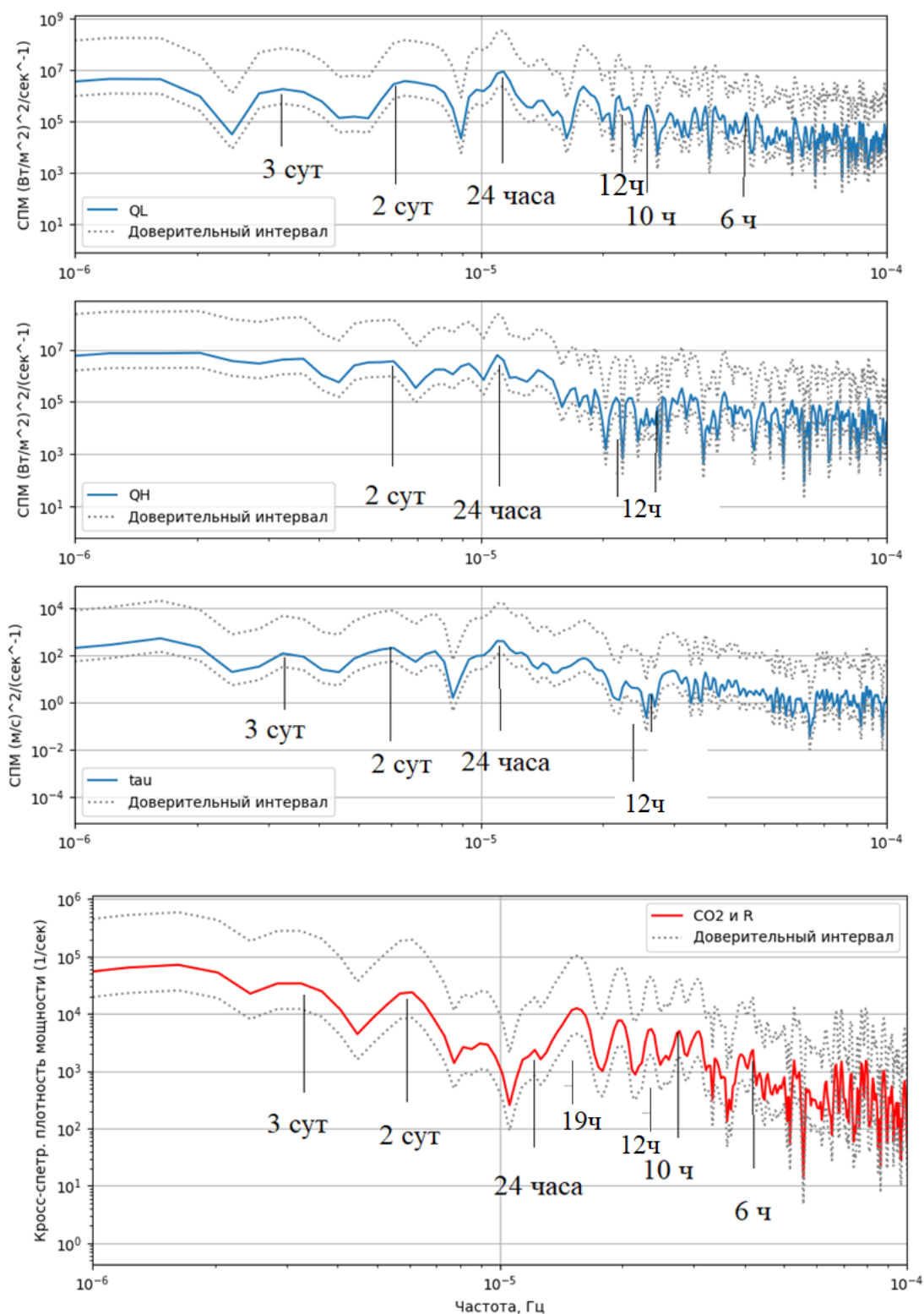


Рисунок 4.9. Частотные спектры турбулентных потоков явного (QH) и скрытого тепла (QL), потока импульса (τ) и кросс-спектра между вариациями параметра стратификации R и концентрации CO2 за период 02 – 20 февраля 2023 года в период стоянки судна в бухте Тала

вблизи станции Прогресс-3. Число точек $N = 1440\text{--}2592$. Перекрытие 50%. Число степеней свободы – 10-12.

Волны от солнечного терминатора наблюдались в осцилляциях атмосферного давления [Hedlin et al., 2018; Chunchuzov et al., 2021] и электрического поля в приземном слое атмосферы [Smirnov, 2016]. Таким образом, солнечный терминатор, являясь регулярным и глобальным источником генерации ВГВ (связанным с восходами и заходами Солнца), может вносить определенный вклад в формирование спектра флуктуаций метеопараметров, наряду с нерегулярными источниками ВГВ, такими как метеорологические фронты, струйные течения, орография местности и др. [Gossard, Hooke, 1975].

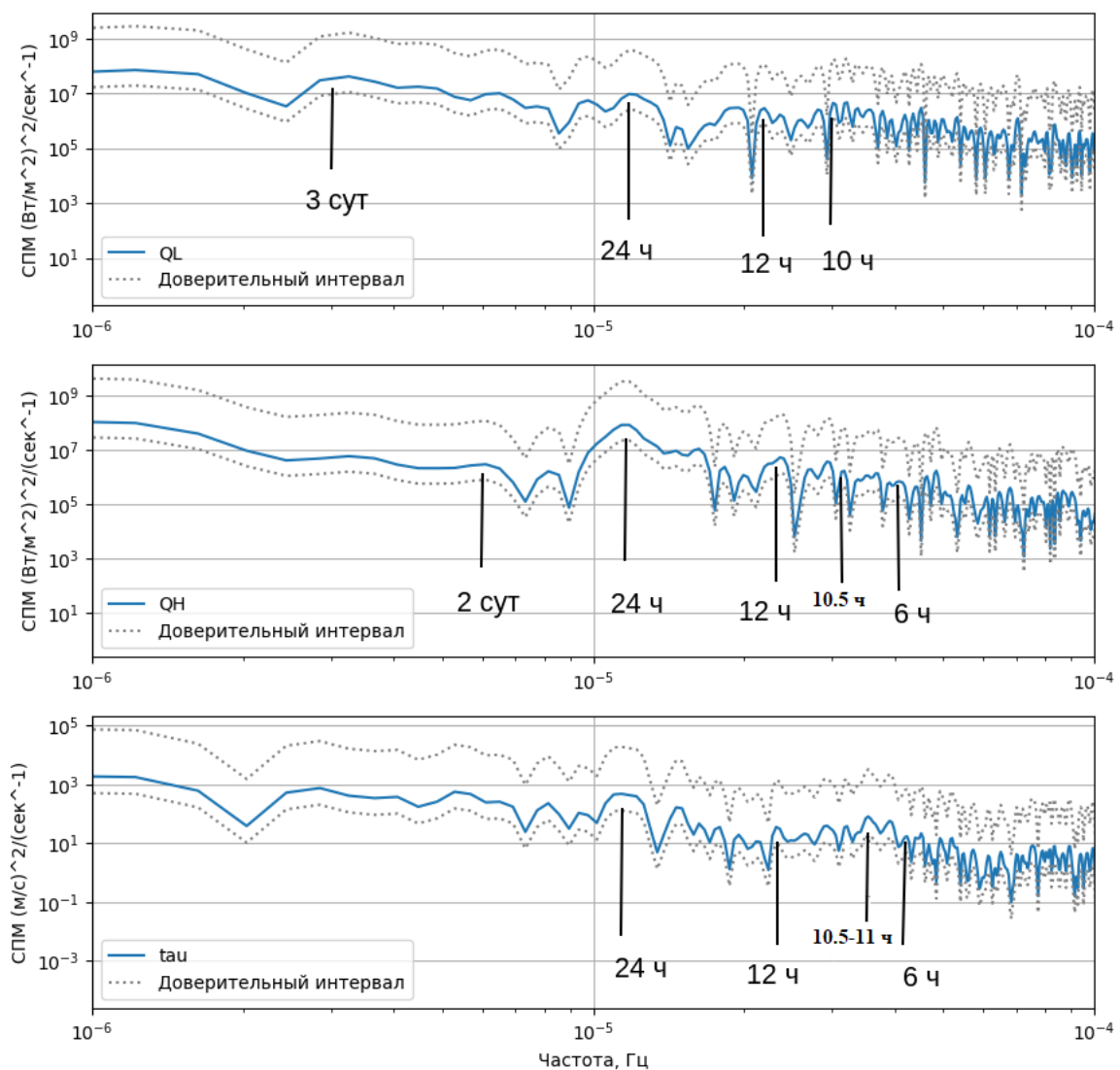


Рисунок 4.10. Частотные спектры турбулентных потоков явного (QH) и скрытого тепла (QL), потока импульса (τ) за период 02 — 14 декабря 2023 года в период стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс-3. Число точек $N = 1440\text{--}2592$. Перекрытие 50%. Число степеней

свободы – 10-12.

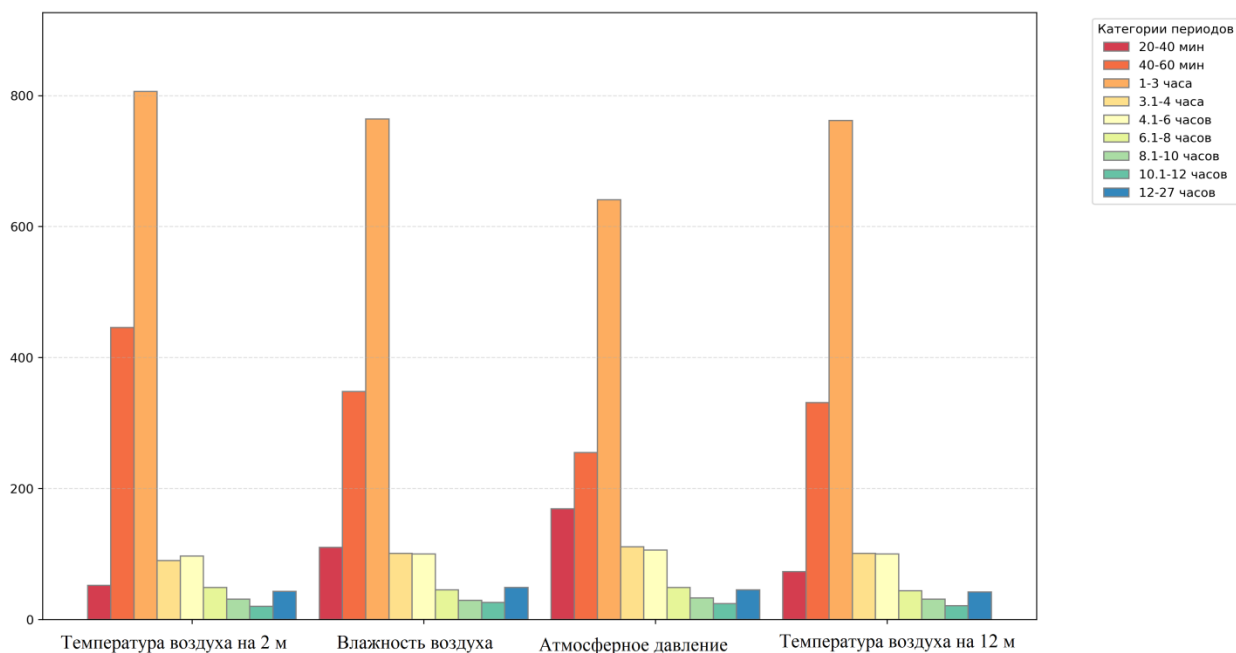


Рисунок 4.11. Распределение значимых спектральных максимумов за каждый день для всего периода наблюдений на арктической станции Тикси за период с 11.07.2017 по 15.07.2017.

4.5. Определение характеристик ВГВ (когерентностей, азимутов и скоростей распространения) корреляционным методом.

Для выделения ВГВ на фоне турбулентных флуктуаций, и определения их азимутов и скоростей распространения, был применен описанный в Главе 3 метод корреляционного анализа к временным вариациям скорости ветра (V), температуры (T) и атмосферного давления (P), измеренных в период с 14.02.2023 по 20.02.2023 в 3-х пунктах, показанных на рис. 4.12.

Флуктуации скорости ветра (V), температуры (T) и атмосферного давления (P), измеренные с шагом в 10 мин, показаны на рис. 4.13. Для нескольких пропусков в измерениях, обнаруженных в т.3, была проведена линейная интерполяция данных измерений. На рис. 4.14 показаны полученные функции когерентности флуктуаций скорости ветра между т.1-2, 1-3 и 2-3.

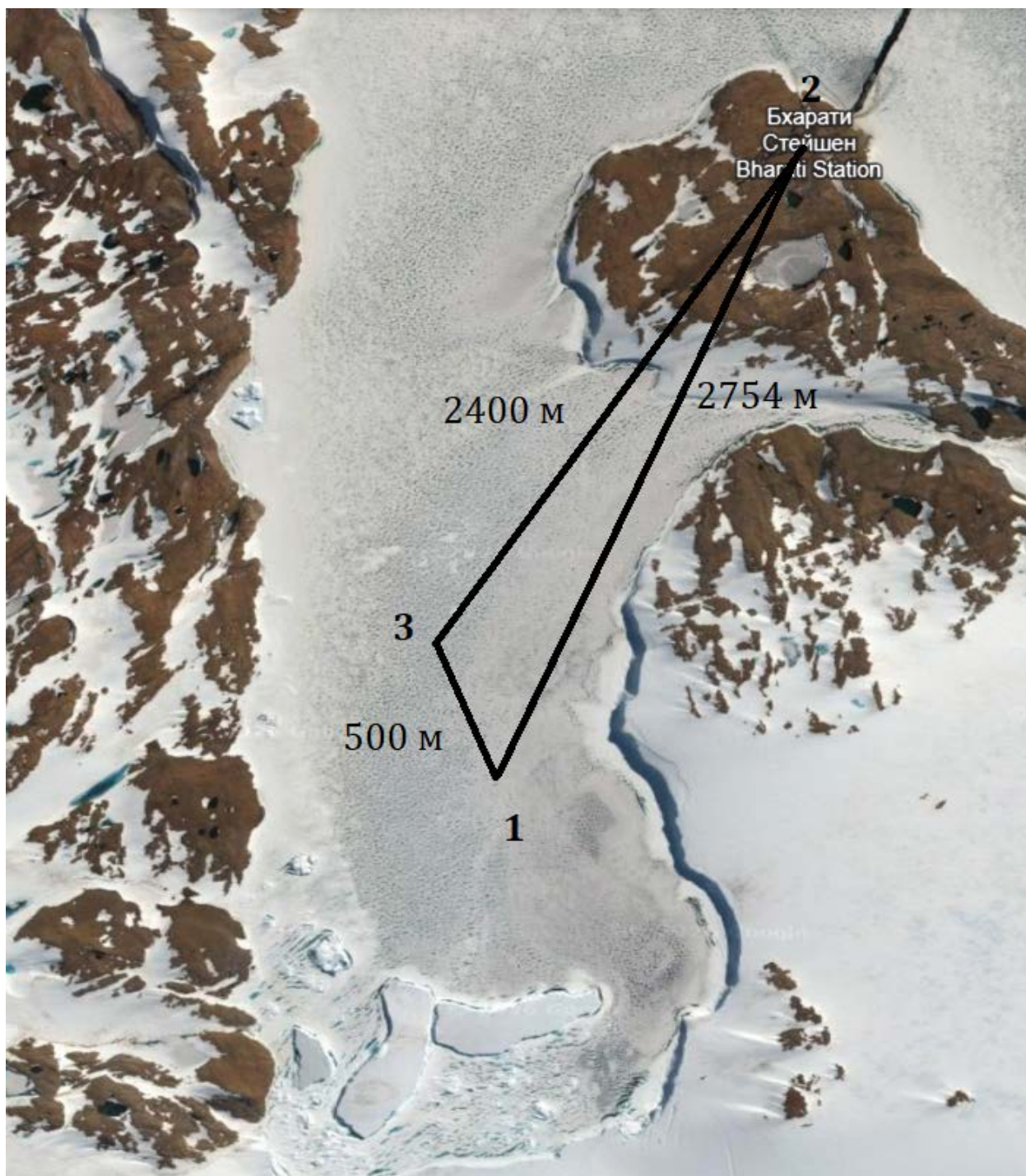


Рисунок 4.12. Пункты измерений флуктуаций скорости ветра (V), температуры (T) и атмосферного давления (P) с помощью метеорологических станций (АМС) в бухте Тала вблизи станции Прогресс: 1- АМС на судне «Академик Фёдоров» ($69^{\circ}25'39.31''$ ю.ш., $76^{\circ}09'59.28''$ в.д.), 2- АМС на станции Бхарати ($69^{\circ}24'23.41''$ ю.ш., $76^{\circ}11'38.64''$ в.д.), 3- АМС на расстоянии 500 м от судна (на высоте 2 м). ($69^{\circ}25'24.01''$ ю.ш., $76^{\circ}09'42.64''$ в.д.).

Максимумы когерентности локализованы в определенных частотных полосах, которые для каждой пары пунктов измерений немного смещены друг относительно друга. Тем не менее, имеются общие для всех пар периоды, близкие к 12 ч, 8 ч, 3,5 ч и 2,8 ч, на которых

когерентности флуктуаций скорости ветра в т. 1-3 и 1-2 достигают максимальных значений 0,6 - 0,8 (рис. 4.14 а,б), а для пары 2-3-более малых значений 0,5 - 0,6 для периода в 2,8 ч (рис. 4.14 в). Примерно на этих же периодах достигают максимальных значений 0,6-0,8 когерентности флуктуаций атмосферного давления в т. 1 и 3 (рис. 4.15).

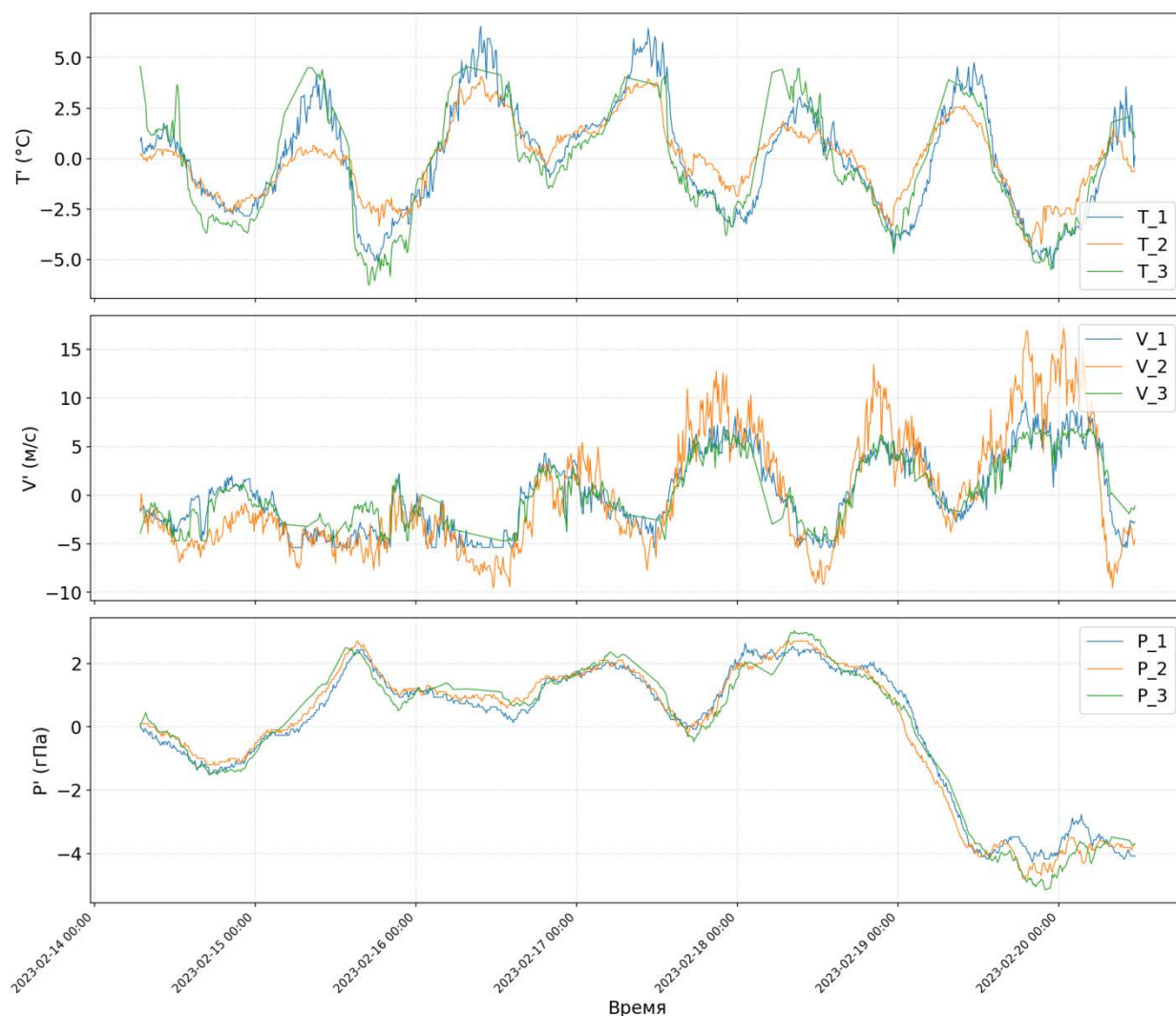
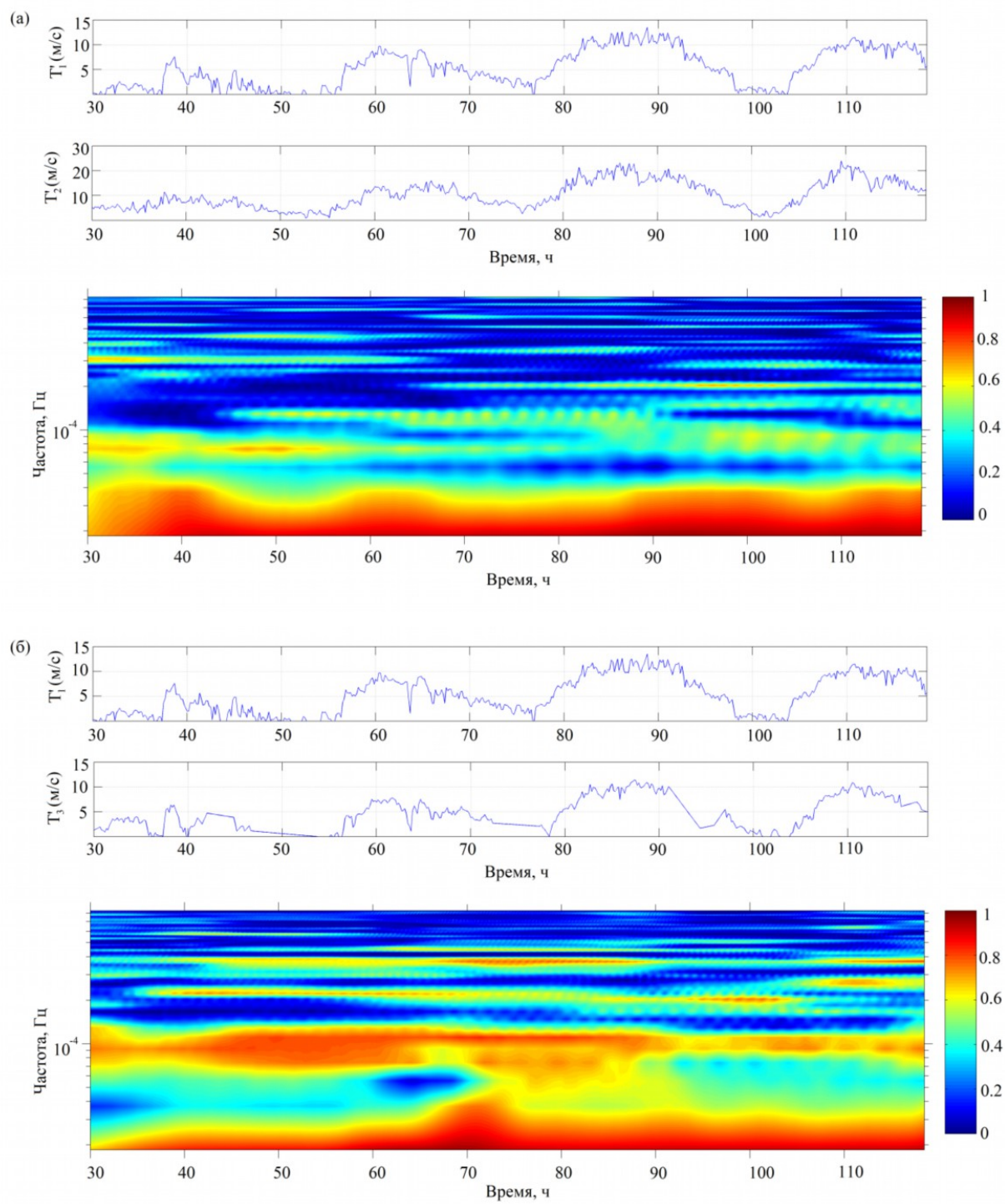


Рисунок 4.13. Флуктуации скорости ветра (V'), температуры (T') и атмосферного давления (P') в пунктах 1, 2 и 3, после вычета их средних значений. Время по UTC отсчитывается относительно 14.02.2023 06:50.

Для обнаружения ВГВ в измеренных флуктуациях скорости ветра мы использовали корреляционный метод, подобный РМСС, описанный в Главе 3. С этой целью флуктуации были пропущены через фильтр в полосе частот $(0,8 - 1) \cdot 10^{-4}$ Гц, соответствующей интервалу периодов 3,47-2,78 ч, внутри которого парные функции когерентностей 1-2, 2-3 и 1-3, достигают максимальных значений.

Расчеты горизонтальных фазовых скоростей и азимутов распространения отфильтрованных колебаний скорости ветра (V) в зависимости от времени показаны на рис. 4.16а. Азимуты распространения этих колебаний в интервале времени 30-44 ч составляют 250-280 град, а скорости распространения 0,5-2 м/с (рис. 4.16 б). В другом интервале времени 90-105 ч, азимут распространения колебаний составляет 65-75 град, а фазовая скорость меняется от 0,5 до 6 м/с.

При оценке фазовых скоростей ВГВ, приведённых на рис. 4.16, следует учитывать, что все скорости рассчитаны относительно неподвижной земли (в системе координат, связанной с Землёй). Для перехода к скоростям относительно земли из измеренных временных задержек между тремя пунктами не требовалось вычитать средний ветер, так как сам метод РМСС определяет фазовую скорость распространения волнового фронта в лабораторной системе отсчёта. Но если бы мы вычисляли истинные фазовые скорости волн относительно воздушной среды (т.е. скорости, которые определяются дисперсионным соотношением в отсутствие ветра), то следовало бы вычесть проекцию средней скорости ветра на направление распространения волны. Поскольку наблюдаемые фазовые скорости (0,5–6 м/с) сравнимы по величине со скоростью ветра (в рассматриваемые периоды средняя скорость ветра составляла 3–8 м/с, азимут ветра — см. данные судовой метеостанции), величины, приведённые на рис. 4.16, следует интерпретировать как скорости распространения волнового фронта относительно земли. Они включают в себя как внутреннюю фазовую скорость волны (относительно воздуха), так и адвективный перенос волны ветром. Для выделения внутренней фазовой скорости необходимо провести дополнительный анализ с учётом вектора среднего ветра, что требует данных о вертикальном профиле ветра и является предметом отдельного исследования. В настоящей работе мы сосредотачиваемся на сравнении полученных скоростей с амплитудами колебаний скорости ветра для оценки нелинейности волн, что не требует вычитания среднего ветра, так как в обоих случаях используются величины в одной и той же системе отсчёта.



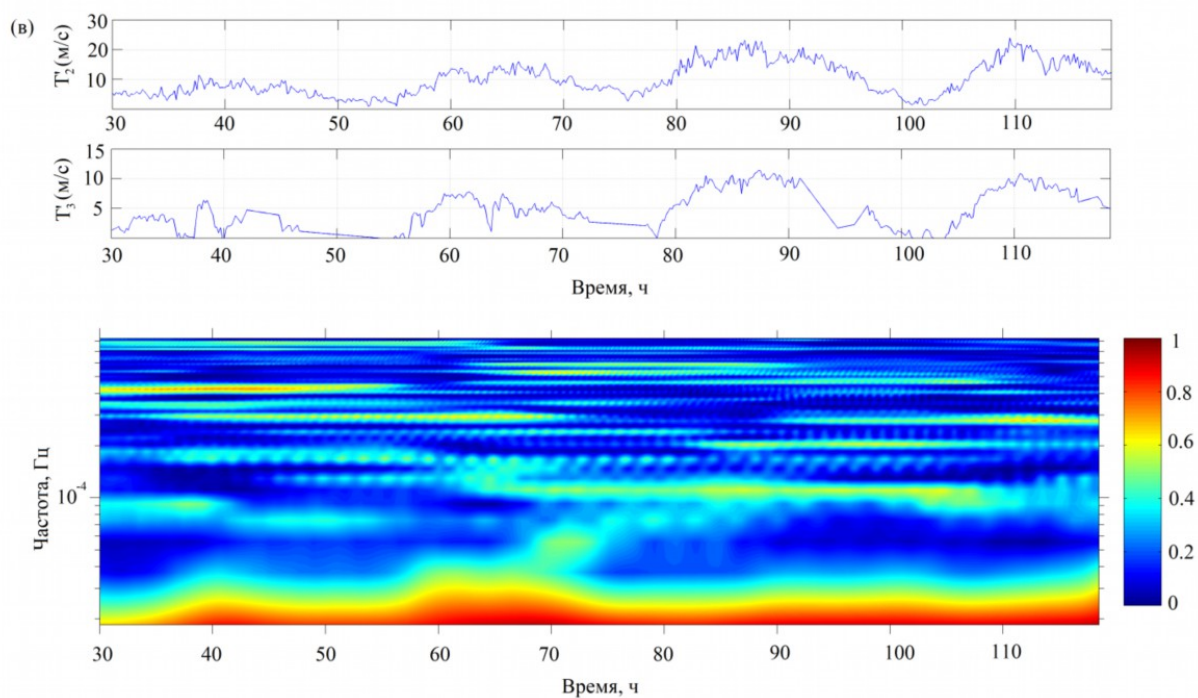


Рисунок 4.14. Функции когерентности флуктуаций скорости ветра между т.1-2 (а), 1-3 (б) и 2-3 (в) для интервала анализа 60 часов. Скользящее окно 15 ч. Шаг сдвига 0,1 час.

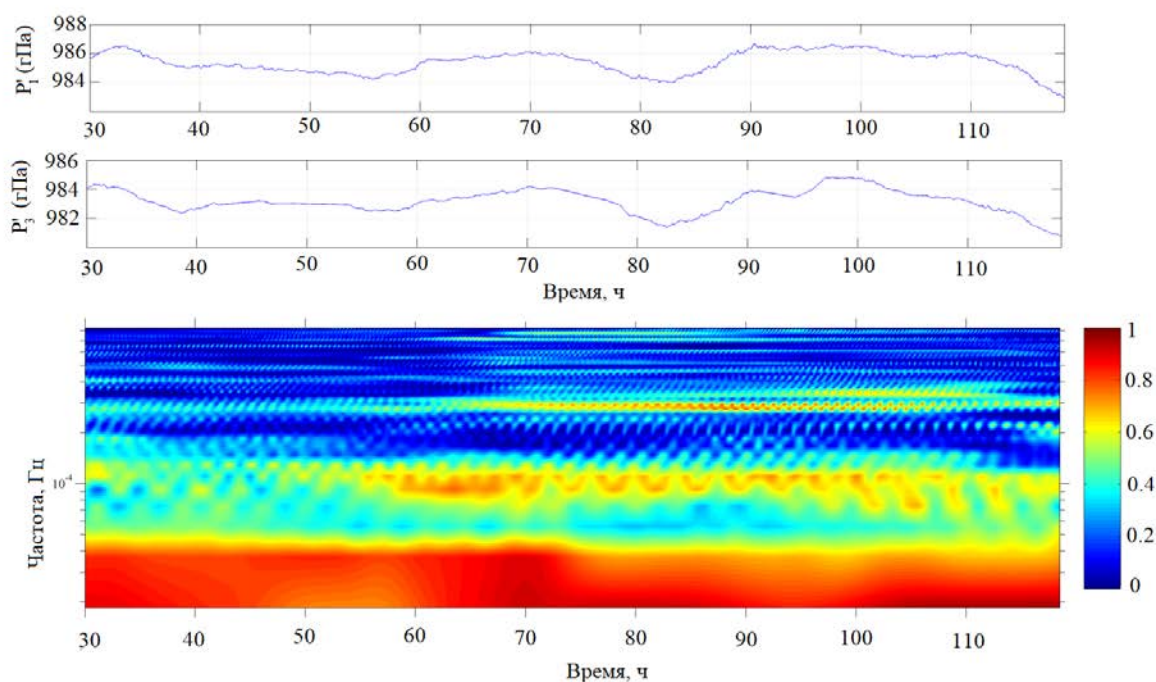
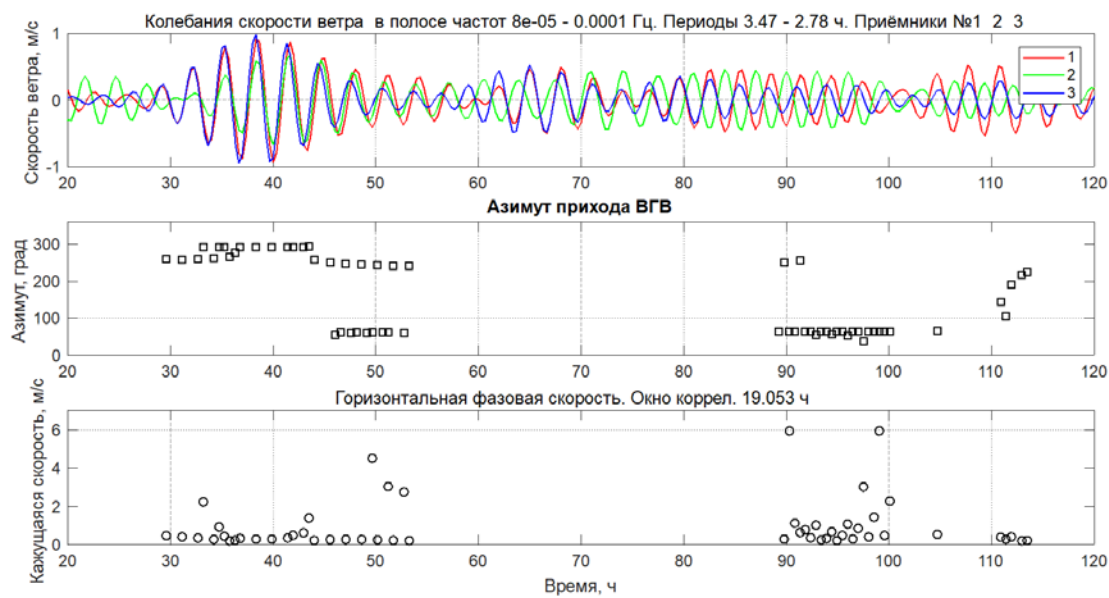
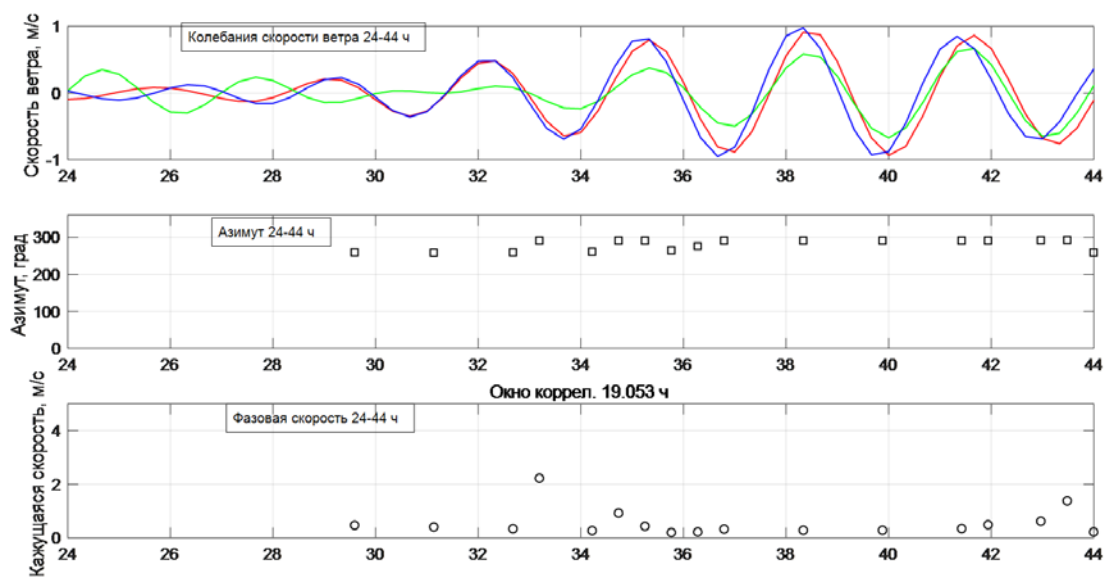


Рисунок 4.15 Атмосферное давление (в гПа) в. т.1 и 3 (вверху) и когерентность (внизу) между его флуктуациями в т. 1 и 3 в промежутке времени с 14.02 по 20.02 2023 г. для интервала анализа 60 часов. Скользящее окно 15 ч. Шаг сдвига 0,1 час.

(a)



(б)



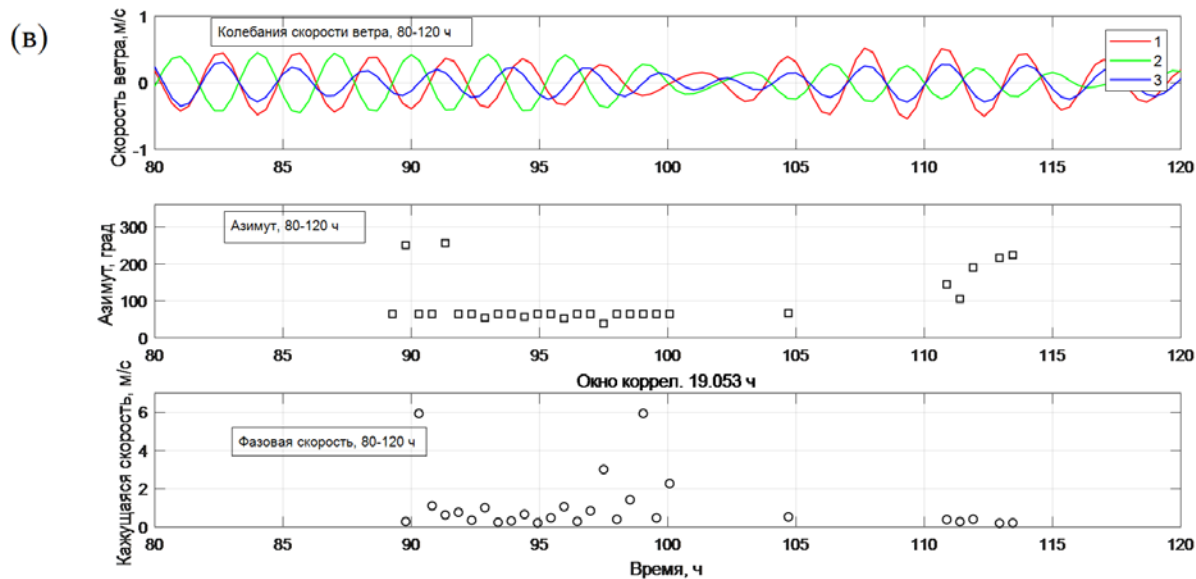


Рисунок 4.16. Горизонтальные фазовые скорости и азимуты распространения отфильтрованных колебаний скорости ветра в диапазоне периодов 3,47 - 2,78 ч.

В периоды наблюдения ВГВ 16 февраля 2023 в интервале времени 30-44 ч (рис. 4.16 б), квадрат частоты Брента-Вяйсяля N^2 в зависимости от высоты был положителен в тропосфере (рис. 4.17а) до высоты 14,2 км (слева), и в АПС до высоты 1000 м (справа), достигая максимальных значений в нижнем слое 0-300 м устойчиво-стратифицированного АПС. Такая устойчивая стратификация создавала условия для распространения ВГВ как в АПС, так и во всей толще тропосферы до высот верхней тропосферы 9-11 км (рис. 4.17 а),

В другом интервале времени, 90-105 ч, 19 февраля 2023 г. (рис. 4.15в), стратификация атмосферы тоже была в основном устойчивая во всем нижнем ее слое до высоты 14,2 км с максимумом N^2 в приподнятом слое 200-400 м, но существовали тонкие конвективно-неустойчивые тропосферные слои с $N^2 < 0$ на высотах 400-500 м, 3 км и 5 км (рис. 4.17 б).

Следует заметить, что наблюдаемые нами на треугольнике 1-2-3 “медленные” ВГВ с фазовыми скоростями в интервале 0,5-6 м/с, сравнимы с амплитудами колебаний скорости ветра 0,5 - 1 м/с (рис. 4.16 б, в). Поэтому, эти ВГВ являются нелинейными, подобно океаническим ВВ, рассмотренным в Главе 3, так как испытывают модуляцию фазы и фазовой скорости из-за переменной адвекции частиц среды, вызванной самими же волнами. Модуляция фазы каждой отдельной волны, вызванная колебаниями скорости ветра, создаваемыми всеми остальными волнами разных частот, приводит к генерации множественных суммарных и разностных гармоник этих волн с определенным распределением энергии гармоник по их частотам. Далее будет рассмотрена модель формирования частотного спектра волн.

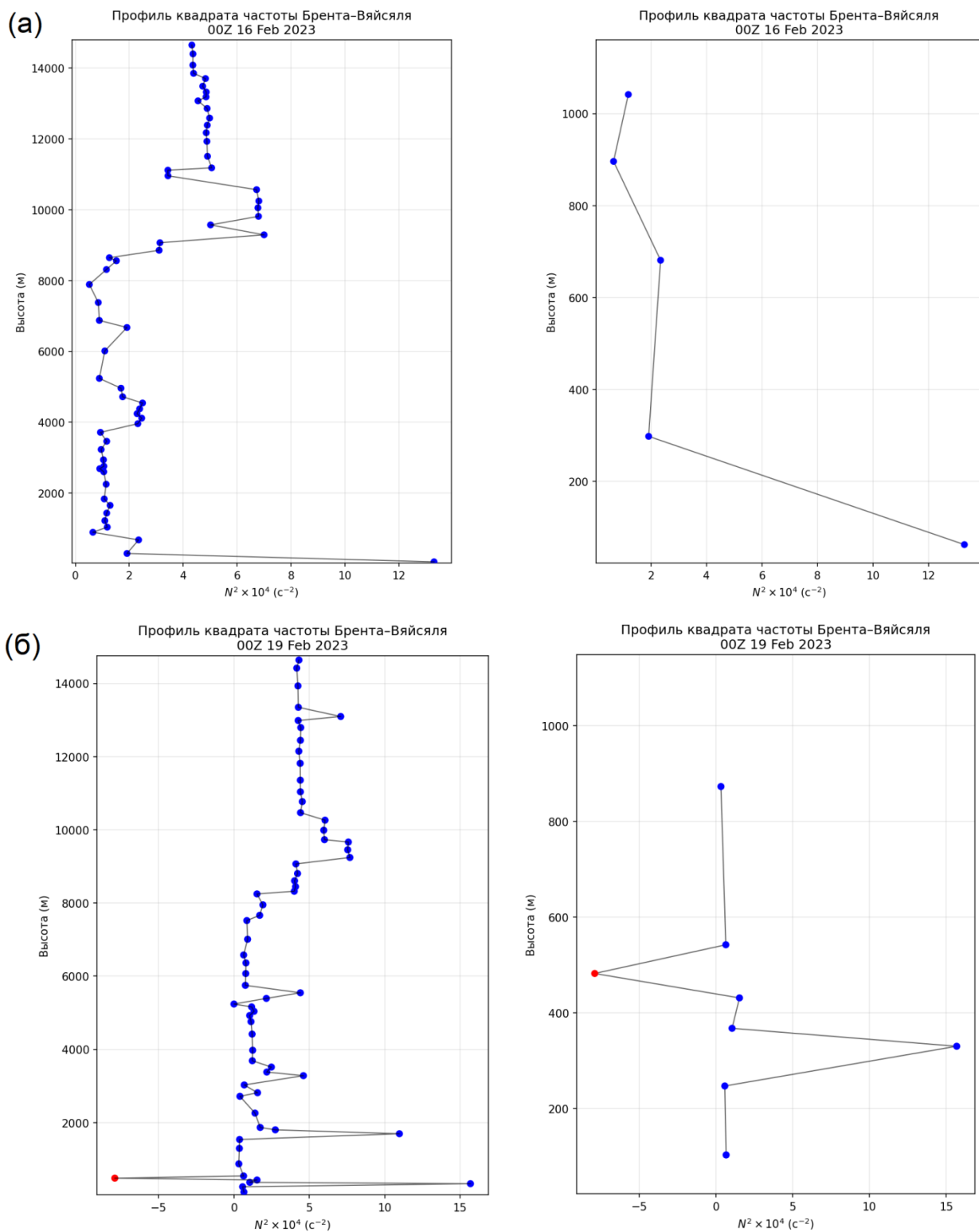


Рисунок 4.17 Квадрат частоты Брента-Вяйсяля N^2 в тропосфере зависимости от высоты до 14,2 км (слева) и до 1000 м (справа) в периоды наблюдения ВГВ 16 февраля 2023 г (а) в интервале времени 30-44 на рис. 4.16 б, и 19 февраля 2023 г. в интервале времени 90-105 ч на рис. 4.16 в (б).

4.6. Влияние индуцируемой волнами и приливами адвекции частиц среды на формирование наблюдаемых спектров

ВГВ вызывают флуктуации разности скорости ветра на некоторой высоте z и вблизи поверхности океана (вода или лед), модулируя при этом вертикальный турбулентный поток импульса (τ). Таким образом, спектры вызываемых ВГВ осцилляций температуры, концентраций CO_2 и турбулентных потоков тепла и импульса непосредственно связаны со спектром осцилляций горизонтальной скорости, что говорит о влиянии индуцируемой волнами переменной во времени и пространстве адвекции частиц воздуха и газовых примесей на формирование этих спектров.

Помимо приливов и солнечного терминатора, регулярным источником осцилляций атмосферного давления и скорости ветра могут быть колебания атмосферы, вызванные сейсмогравитационными колебаниями Земли [Линьков и др., 1989; Гармаш и др., 1989; Shved et al., 2000; Карпова и др., 2004]. Существование общих колебаний атмосферы и земной поверхности в диапазоне периодов 0,7 - 1,5 и 2,5 - 5 часов было выявлено в статье [Карпова и др., 2004] на основании синхронных измерений вариаций приземного давления микробарографом и сейсмических осцилляций с помощью сейсмографа.

Несмотря на существование ряда регулярных источников колебаний метеопараметров на определенных периодах, объяснить их влияние на формирование наблюдаемых спектров (рис. 4.3, рис. 4.4, рис. 4.9, рис. 4.10) с большим числом спектральных максимумов и минимумов можно только с учетом влияния индуцируемой волнами адвекции частиц воздуха и примесей на эти спектры [Chunchuzov, 2002, 2009a].

Чтобы показать, как адвекция частиц среды оказывает влияние на частотный спектр флуктуаций горизонтальной скорости ветра, рассмотрим случай, когда колебания скорости частицы воздуха $u_L'(a,b,c,t)$ с некоторой произвольной лагранжевой координатой (a,b,c) в невозмущенной среде вызваны четырьмя источниками: приливным колебанием с суточным периодом $T_1=24$ ч, солнечным терминатором, регулярно генерирующим ВГВ с полусуточным периодом $T_2 = 12$ ч, ВГВ, вызванные сейсмо-гравитационными колебаниями Земли с периодом $T_3 = 2$ ч (регулярный источник), и короткопериодные ВГВ с периодом $T_4=10$ мин, близким к некоторому среднему периоду Брента-Вяйсяля в тропосфере, которые могут генерироваться случайными источниками, такими как конвекция, метеофронты, сдвиги скорости ветра, орография и др.

Под действием четырёх колебаний происходит смещение частиц среды из их первоначального (невозмущенного волнами) положения. Например, для частицы среды с начальной координатой $a=0$, $b=0$, $c=z_1$ можно записать суммарную лагранжеву колебательную скорость частицы в виде:

$$u_L' = V_1(z_1)\cos(w_1t) + V_2(z_1)\cos\left(w_2t + \frac{\pi}{8}\right) + V_3(z_1)\cos\left(w_3t + \frac{\pi}{4}\right) + V_4(z_1)\cos\left(w_4t + 3\frac{\pi}{8}\right) \quad (4.1)$$

где $V_i(c)$ - амплитуды колебаний скорости частиц среды в зависимости от их вертикальной координаты c , ($i=1,2,3,4$), а $w_i=2\pi/T_i$ - круговые частоты этих колебаний, имеющих произвольные начальные фазы, взятые здесь равными $0, \frac{\pi}{8}, \frac{\pi}{4}, \frac{3\pi}{8}$.

Предположим, что источники ВГВ генерируют в устойчиво-стратифицированной тропосфере гравитационные моды разных длин волн, среди которых есть “медленные” моды, горизонтальные фазовые скорости которых C_i сравнимы по величине с амплитудой суммарной колебательной скорости частиц среды u_L' . Каждая из таких мод испытывает существенное влияние адвекции в переменном поле скорости воздушного потока $u_L'(a, b, c, t)$, создаваемого их суммарным полем (4.1).

Зададим типичные значения горизонтальных фазовых скоростей распространения волн в тропосфере C_i и соответствующих им амплитуд V_i , исходя из данных регистрации ВГВ с помощью сети микробарографов и содаров [Chunchuzov et al., 2017; 2021b]: $C_1 = 10$ м/с, $V_1 = 5$ м/с, $C_2 = 7$ м/с, $V_2 = 4$ м/с, $C_3 = 5$ м/с, $V_3 = 1$ м/с, $C_4 = 4$ м/с, $V_4 = 0,8$ м/с. Зависимость (4.1) лагранжевой колебательной скорости u_L' от времени в течение семи суток (168 ч) показана на рис. 4.10 а (красная линия).

Вычисление горизонтальных волновых чисел $K_{x,i} = \frac{2\pi}{(C_i T_i)}$, соответствующих волнам в (4.1), дает значения: $K_{x,1} = 7,2722e^{-06}$ рад/м, $K_{x,2} = 2,0778e^{-05}$ рад/м, $K_{x,3} = 1,7453e^{-04}$ рад/м, $K_{x,4} = 0,0026$ рад/м. Учитывая, что колебательная скорость частицы $u_L' = \partial S_L / \partial t$ определяется производной по времени от ее лагранжевого смещения S_L , из (4.1) получим:

$$S_L = w_1^{-1}V_1(z_1)\sin(w_1t) + w_2^{-1}V_2(z_1)\sin\left(w_2t + \frac{\pi}{8}\right) + w_3^{-1}V_3(z_1)\sin\left(w_3t + \frac{\pi}{4}\right) + w_4^{-1}V_4(z_1)\sin\left(w_4t + 3\frac{\pi}{8}\right) \quad (4.2)$$

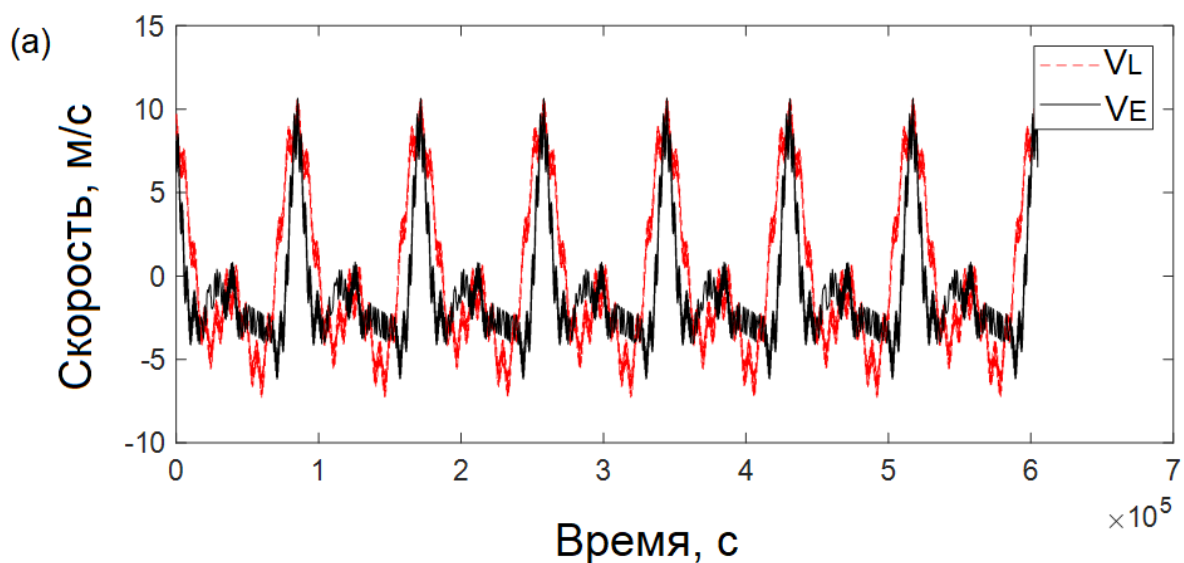
Если-же теперь перейти к рассмотрению колебательной скорости V_E в фиксированной точке пространства $x=a, y=b, z=z_1$, т.е. в эйлеровую систему координат, то необходимо учитывать, что в разные моменты времени t в эту точку попадают разные частицы среды, отстоящие от этой точки на расстоянии смещения частиц S_L . Адвекция частиц среды, вызванная суммарным полем всех волн, приводит к модуляции фазы каждой волны, равной $K_{x,i} S_L$, (см. выражение для фазы (4.3) океанической внутренней волны в Главе 3) поэтому эйлеровую горизонтальную скорость в фиксированной точке можно приближенно представить в виде [Chunchuzov, 2009a]:

$$V_E = V_1(z_1)\cos(w_1t + K_{x,1}S_L) + V_2(z_1)\cos\left(w_2t + K_{x,2}S_L + \frac{\pi}{8}\right) + V_3(z_1)\cos\left(w_3t + K_{x,3}S_L + \frac{\pi}{4}\right) + V_4(z_1)\cos\left(w_4t + K_{x,4}S_L + 3\frac{\pi}{8}\right) \quad (4.3)$$

Эйлеровая скорость $V_E(t)$ показана на рис. 4.17 а (сплошная черная линия), а ее частотный спектр на рис. 4.18 б. (сплошная линия). Пунктиром на рис. 4.18 б показаны спектральные пики заданного лагранжевого спектра скорости для четырех периодов 24 ч, 12 ч, 2 ч, 10 мин и соответствующих им частотам f_1, f_2, f_3 и f_4 .

Влияние нелинейных эффектов адвекции каждой волны в суммарном поле всех волн приводит к появлению в эйлеровом спектре скорости множественных комбинационных гармоник 4-х лагранжевых колебаний с суммарными и разностными частотами, ряд которых указан на рис. 4.10 б. Среди них есть низкочастотные гармоники с частотами f_1+f_2 (соответствующий период 8 ч), $2f_1+f_2$ (период 6 ч), f_1+2f_2 (период 4,8 ч), $2f_1+2f_2$ (период 4 ч), $2f_1+3f_2$ и $3f_1+2f_2$ (период 3 - 3,4 ч), и гармоники с более высокими суммарными и разностными частотами: f_3-f_2 (период 2,4 ч), $f_3-f_2-2f_1$ (период 3 ч), f_3+f_2 (период 1,7 ч), f_4-f_3 (период 11 мин), f_4+f_3 (период 9 мин) и др.

Следует заметить, что процесс генерации гармоник в эйлеровском спектре (рис. 4.11 б) вследствие взаимодействия колебаний с заданным набором частот f_1, f_2, f_3 и f_4 происходит как в сторону более низких, так и более высоких частот по отношению к интервалу указанных выше частот, в котором сосредоточен лагранжев спектр скорости. В частности нелинейное расширение эйлерова спектра в сторону высоких частот приводит к появлению высокочастотного хвоста спектра, лежащего выше частоты Брента-Вяйсяля N (рис. 4.12 б).



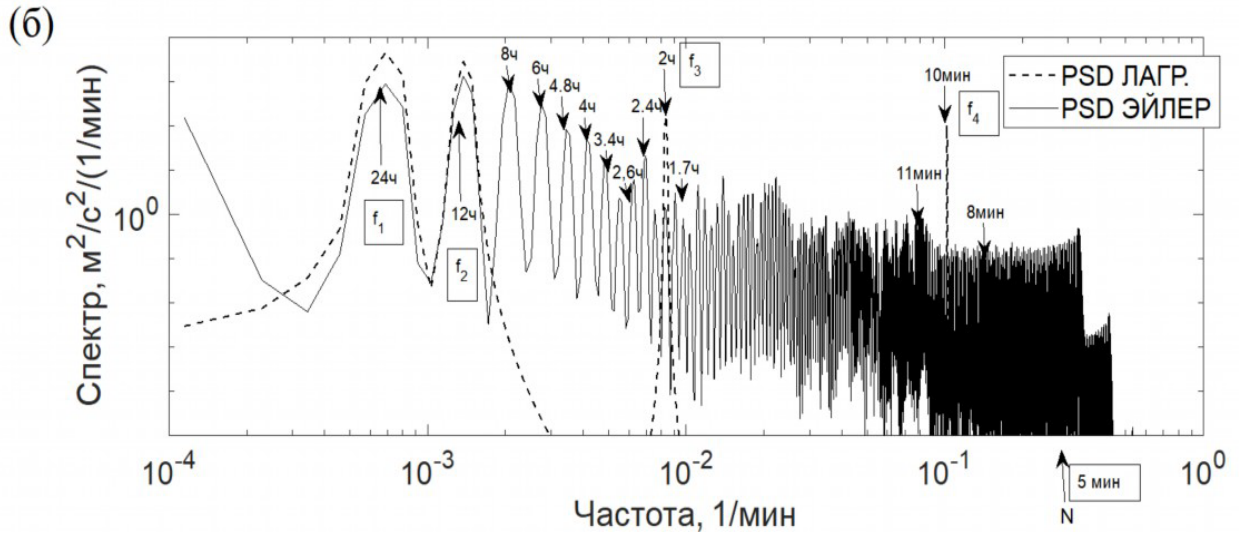


Рисунок 4.18. Временные колебания лагранжевой скорости частицы среды с начальной координатой $a=0$, $b=0$, $c=z_1$ (красная линия) и эйлеровой скорости среды в т. $x=0$, $y=0$, $z=z_1$ (черная линия) (а), и соответствующие спектры этих колебаний (б).

Рассмотрим также связь частотных спектров флуктуации температуры и концентрации примесей, вызванных ВГВ, со спектром флуктуации горизонтальной скорости ветра.

Вызываемые ВГВ периодические адиабатические вертикальные смещения частиц воздуха $S_z(x, y, z_1, t)$ с некоторой высоты z_1 до высоты $z_2 = z_1 + S_z(x, y, z_1, t)$ в устойчиво-стратифицированной тропосфере с устойчивым распределением по высоте z невозмущенной температуры $T_0(z)$ и квадратом частоты Брента-Вайсяля $N^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} - \frac{dT_a}{dz} \right) > 0$, где $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения, а $\frac{dT_a}{dz} = \frac{-g}{c_p} = -0,0098 \text{ К/м}$ – сухоадиабатический градиент температуры, приводят к малым возмущениям относительной температуры частиц [Eckermann et al., 1998]:

$$\frac{T'(x, y, z_2, t)}{T_0(z_1)} = - \left(\frac{N^2}{g} \right) S_z(x, y, z_2, t) \quad (4.4)$$

При наличии определенного распределения по высоте z невозмущенной концентрации газа $q_0(z) = n/n_a$, где n – плотность газовой примеси, n_a – плотность воздуха, вертикальное смещение воздушной частицы приводит также к возмущению концентрации газа:

$$q'(x, y, z_2, t) = - \left(\frac{dq_0}{dz} \right) S_z(x, y, z_1, t) \quad (4.5)$$

Суммарное поле ВГВ вызывает возмущение разности $T' - T_{sto}$, температуры воздуха на некоторой высоте z вблизи поверхности воды $T'(x, y, z, t)$ и температуры поверхности воды T_{sto} ,

модулируя при этом во времени вертикальные турбулентные потоки тепла. Флуктуации горизонтальной скорости частиц воздуха $u'(x,y,z,t)$ связаны уравнением неразрывности с их вертикальными смещениями $Sz(x,y,z,t)$, поэтому, с учетом связи $\langle u'^2 \rangle = N^2 \langle S_z^2 \rangle$ между средними квадратами флуктуаций горизонтальной скорости и вертикальных смещений, вызываемых ВГВ, спектр пульсаций температуры $S_T(\omega)$ можно выразить с учетом (4.1) через спектры вертикальных смещений $S(\omega)$ и горизонтальные скорости $V(\omega)$:

$$S_T(\omega) = T_0^2 \left(\frac{N^2}{g} \right)^2 S(\omega) = T_0^2 \left(\frac{N^2}{g^2} \right) V(\omega) \quad (4.6)$$

Аналогичным образом можно с учетом (4.4) выразить также и частотный спектр Q вариаций концентрации газовых примесей через спектр флуктуаций горизонтальной скорости:

$$Q(\omega) = \left(\frac{dq_0}{dz} \right)^2 N^{-2} V(\omega) \quad (4.7)$$

Описанный выше механизм формирования частотного спектра флуктуаций скорости ветра, связанный с влиянием индуцируемой волнами адвекции, объясняет “гребенчатую” форму наблюдаемых спектров скорости ветра с большим числом спектральных максимумов, и связанных с ним спектров концентраций CO_2 (см. формулу 4.5), и турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), потока импульса (τ), показанных на рис. 4.3. и рис. 4.11. Вариации турбулентных потоков тепла через границу воздух-вода, зависящие от разницы температур воздуха и воды (ТПО), в свою очередь связаны с вариациями концентрации CO_2 через границу [Van Dam et al., 2021]. Эта связь подтверждается наличием спектральных максимумов на определенных периодах в кросс-спектрах на рис. 4.4 между вариациями ТПО и концентрациями CO_2 (верхняя панель) и между вариациями CO_2 и параметром стратификации R (нижняя панель).

4.7. Выводы к главе 4

В данной главе проведён анализ влияния волновых процессов в атмосфере на вертикальные турбулентные потоки импульса, тепла и концентрации CO_2 на основе данных, полученных в рамках 68-й Российской антарктической экспедиции на НЭС «Академик Фёдоров» и данных с измерительной станции в посёлке Тикси.

Путем анализа кросс-спектров метеопараметров (температуры воздуха и скорости ветра), ТПО, турбулентных потоков тепла, потока импульса и концентрации CO_2 были выявлены в этих спектрах колебания с периодами в 27 мин, 40 мин, 50 мин, 2 ч, 3 ч, 6 ч. Значимость спектральных максимумов была подтверждена статистически путем анализа ежедневных

спектров за все дни стоянок (всего 50 дней) и 6 дней измерений на станции Тикси. Анализ спектров турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), потока импульса (τ) и кросс-спектра между вариациями параметра стратификации R и концентрации CO_2 , полученных за длительные (более 10 дней) промежутки времени стоянки судна на станции Прогресс_1 (2 – 12 января 2023 года), Прогресс_2 (с 2 по 20 февраля 2023), Прогресс_3 (2 – 14 декабря 2023 года) и Мирный (17 – 27 февраля 2023 года), показывает наличие в них спектральных пиков с 3-х суточными, 2-х суточными, суточными (24 ч) периодами, и периодами в 10 и 6 часов. Колебания с набором доминантных периодов, зафиксированных в спектрах и кросс-спектрах метеопараметров и турбулентных потоков наблюдались и ранее в вариациях атмосферного давления и скорости ветра на сети разнесенных в пространстве микробарографов и содаров в Московском регионе [Chunchuzov et al., 2021]. Колебания с периодами 24 ч и 12 ч могут генерироваться солнечными приливами (суточным и полусуточным) и солнечным терминатором [Hedlin et al., 2018; Chunchuzov et al., 2021].

Стоит отметить, что спектры концентрации CO_2 , рассчитанные с использованием данных двух разных приборов, показывают одинаковые доминантные периоды, описанные выше.

Корреляционный анализ флуктуаций скорости ветра, температуры и давления в трёх пунктах (14–20 февраля 2023 г.) выявил когерентные колебания, вызванные приливами и ВГВ. Максимумы когерентности (0,6–0,8) достигались на периодах, близких к 12, 8, 3,5 и 2,8 ч. После фильтрации флуктуаций скорости ветра и давления в диапазоне периодов 3,47–2,78 ч методом РМСС определены параметры волн: для 16 февраля в промежутке времени 30–42 ч (отсчитываемого относительно 14.02.2023 06:50 UTC) азимуты составляли 250–280°, а горизонтальные фазовые скорости 0,5–2 м/с; а для интервала 90–105 ч (19 февраля) – 65–75° и 0,5–6 м/с, соответственно. В первый промежуток времени стратификация атмосферы была устойчивой до высоты 14 км и в нижнем слое тропосферы 0–1000 м, а во второй промежуток времени стратификация атмосферы тоже была в основном устойчивая во всем нижнем слое до высоты 14,2 км и с максимумом N^2 в приподнятом слое 200–400 м, но существовали тонкие конвективно-неустойчивые тропосферные слои с $N^2 < 0$ на высотах 400–500 м, 3 км и 5 км.

Наблюдаемые фазовые скорости (0,5–6 м/с) были сравнимы по величине с амплитудами колебаний скорости ветра (0,5–1 м/с), что указывало на нелинейный характер распространения ВГВ, приводящий к модуляции фазы и генерации многочисленных гармоник ВГВ и приливов.

Показано, что влияние нелинейных эффектов адвекции каждой внутренней волны в поле скорости ветра, индуцируемого всеми волнами и приливами, приводит к появлению в спектре флуктуаций скорости ветра множественных гармоник с разными суммарными и разностными частотами заданных частот внутренних волн и приливов. Установлен существенный вклад солнечного терминатора, как регулярного и глобального источника генерации ВГВ (связанным

с восходами и заходами Солнца), в формирование спектра флуктуаций метеопараметров, концентрации CO_2 и турбулентных потоков тепла и импульса наряду с нерегулярными источниками ВГВ, такими как метеорологические фронты, струйные течения, орография местности и др. [Gossard, Hooke, 1975].

Показана связь частотных спектров флуктуаций температуры и концентраций примесей, вызванных ВГВ, со спектром флуктуаций горизонтальной скорости ветра. Предложен механизм возникновения общих доминантных периодов колебаний в диапазоне от суток до десятков минут в наблюдаемых временных вариациях метеопараметров, концентрации CO_2 и турбулентных потоков импульса и тепла.

При интерпретации результатов, представленных в данной главе, необходимо учитывать следующие ограничения.

1. Все данные, проанализированные в главе, были получены во время стоянок НЭС «Академик Фёдоров» в непосредственной близости от антарктических станций Прогресс и Мирный, т.е. в прибрежной зоне. Это накладывает ограничения на обобщение полученных результатов на открытые районы Южного океана. В прибрежной зоне стратификация атмосферы может быть усилена за счёт влияния ледяного щита и кatabатических ветров, а источники и стоки CO_2 (океан, припайный лёд, береговые биологические процессы) имеют свою специфику. В открытом океане, где турбулентный обмен более интенсивен, а влияние суши и ледяного щита ослаблено, амплитуды волновых вариаций концентрации CO_2 и степень их модуляции потоками могут быть иными. Таким образом, выводы главы в первую очередь относятся к прибрежным антарктическим условиям, и их экстраполяция на другие регионы требует дополнительных исследований.

2. В районе станции Мирный большую часть года (включая период измерений — январь 2023 г.) присутствует припайный лёд, тогда как в районе станции Прогресс акватория может быть частично свободна ото льда. Ледяной покров существенно изменяет характер турбулентного обмена между океаном и атмосферой: во-первых, он увеличивает альбедо и изменяет радиационный баланс, что влияет на стратификацию приземного слоя; во-вторых, он подавляет вертикальные турбулентные потоки тепла и влаги, что может уменьшать амплитуду волновой модуляции потоков. Кроме того, морской лёд сам может выступать как источник или сток CO_2 в зависимости от фазы сезона, что дополнительно усложняет интерпретацию вариаций концентрации. В настоящей работе количественная оценка вклада ледяного покрова в наблюдаемые спектральные характеристики не проводилась из-за отсутствия детальных данных о ледовой обстановке и процессах газообмена через лёд. Но наличие различий в спектрах между стоянками у Прогресса (меньше льда) и Мирного (припайный лёд) может быть частично обусловлено именно этим фактором, что требует дальнейшего изучения.

3. Предложенная в разделе 4.6 модель формирования частотного спектра на основе нелинейной адвекции (формулы 4.1–4.7) является качественной и иллюстративной. Для её количественной проверки необходимы следующие шаги:

- Проведение натурных экспериментов с пространственно-разнесённой сетью измерений (не менее 3–5 пунктов) для одновременной регистрации флуктуаций скорости ветра, температуры, атмосферного давления и концентрации CO_2 с высоким временным разрешением (не менее 1 Гц) на протяжении нескольких недель. Это позволит применить методы фазового анализа и определить дисперсионные соотношения для ВГВ в широком диапазоне периодов.
- Установка систем прямых измерений потоков (eddy covariance) для прямых измерений турбулентных потоков CO_2 , что позволит разделить вклад волновых и турбулентных механизмов переноса и количественно оценить их относительный вклад в общий поток. На неподвижных стоянках, где нет качки необходимо в состав метеостанций включать акустический анемометр.
- Использование численного моделирования с негидростатическими атмосферными моделями высокого разрешения (например, WRF с включённым модулем химии) для расчёта полей ветра, температуры и концентрации CO_2 при заданных источниках волн (солнечный терминатор, орография, метеофронты) и сравнения модельных спектров с наблюдаемыми.
- Проведение измерений в открытых районах Южного океана (вдали от берега) и в разные сезоны (включая зиму) для оценки влияния подстилающей поверхности и ледового покрова на интенсивность волновой модуляции.

Таким образом, настоящая работа представляет собой первый этап систематического исследования влияния ВГВ на изменчивость CO_2 в прибрежной Антарктике. Полученные результаты могут служить основой для планирования будущих экспедиционных работ и развития параметризаций волновых эффектов для климатических моделей.

Заключение

В диссертационной работе исследованы мезомасштабные волновые процессы в океане и атмосфере, их роль в модуляции тепло- и газообмена между средами, а также механизмы возникновения наблюдаемой периодической изменчивости обменных процессов. На основе анализа спутниковых и натурных данных, а также теоретического моделирования установлено, что ключевым фактором, объединяющим все рассмотренные явления, является нелинейная адвективная модуляция волновых полей, проявляющаяся как в океане, так и в атмосфере и на границе их раздела.

В работе показано, что механизм нелинейной адвекции, впервые выявленный в Главе 2 на примере генерации внутренних волн субмезомасштабными вихрями, является универсальным для формирования частотных спектров волновых полей как в океане, так и в атмосфере. В Главе 2 этот механизм объясняет возникновение мелкомасштабных спиралевидных полос (масштаб ~ 100 м) на периферии вихря: турбулентные неоднородности плотности, адвектируемые круговым течением, генерируют внутренние волны, форма гребней которых определяется нелинейным взаимодействием волн с переменным течением.

В Главе 3 этот же механизм, но уже в применении к суммарному полю волн от множества источников (приливы, флуктуации атмосферного давления, фронты), объясняет появление дискретного набора периодов модуляции метеопараметров и турбулентных потоков в приводном слое атмосферы. Показано, что переменная адвекция частиц среды приводит к модуляции фазы каждой волны и генерации множественных комбинационных гармоник, что формирует наблюдаемые «гребенчатые» спектры с пиками на периодах 10 мин, 18–20 мин, 35 мин, 1 ч, 3 ч и 4,7 ч. Относительная амплитуда модуляции турбулентных потоков тепла и импульса достигает 40 % и возрастает с увеличением периода модуляции.

В Главе 4 этот механизм распространён на атмосферные внутренние гравитационные волны (ВГВ) и их влияние на концентрацию CO_2 . Установлено, что единый дискретный набор периодов модуляции (27 мин, 40 мин, 50 мин, 2 ч, 3 ч, 6 ч, 12 ч, 24 ч и более) присутствует одновременно в вариациях метеопараметров, турбулентных потоков и концентрации углекислого газа в приводном слое Антарктики. Показано, что спектры флуктуаций температуры и концентрации CO_2 связаны со спектром горизонтальной скорости ветра через адиабатические вертикальные смещения частиц воздуха, что подтверждено количественными соотношениями (формулы 4.4–4.7). Наблюдаемые фазовые скорости ВГВ (0,5–6 м/с) сравнимы с амплитудами колебаний скорости ветра, что указывает на нелинейный характер их распространения.

Таким образом, в работе предложена единая физическая концепция, согласно которой переменная адвекция частиц среды в суммарном поле внутренних волн (включая волны от солнечного терминатора, суточных и полусуточных приливов, сейсмогравитационных колебаний, а также случайных источников) является доминирующим механизмом формирования дискретных спектральных максимумов в диапазоне от десятков минут до суток. Этот механизм проявляется как в океане (Глава 2), так и на границе океан-атмосфера (Глава 3) и в атмосфере (Глава 4), что подтверждает его универсальность.

Основные результаты:

1. Разработана модель генерации короткопериодных внутренних волн субмезомасштабным вихрем в слое термоклина, с помощью которой объяснены наблюдаемые на спутниковых снимках радиолокаторов синтезированной апертуры (РСА) формы и периоды мелкомасштабных полосатых спиралевидных структур (периоды порядка 100 м) на периферии вихря. Модельные расчеты форм спиралевидных гребней внутренних волн и их длин волн были проведены с использованием данных реанализа скорости течения в вихревых структурах и полученных профилей частоты Брента-Вяйсяля для слоя термоклина вблизи поверхности океана в районе нахождения вихря. Из сравнения модельных расчетов с изображением на снимке мелкомасштабной спиралевидной структуры было показано, что эти структуры могут быть проявлением внутренних волн с длинами волн порядка 100 м, генерируемых вихрем в устойчиво-стратифицированном слое термоклина из-за адвекции турбулентных неоднородностей плотности круговым течением вихря.
2. Установлена статистически значимая связь между параметрами внутренних волн в Карском море и вариациями метеопараметров и турбулентных потоков тепла и импульса в приводном слое атмосферы. Эта связь подтверждена статистически значимыми максимумами когерентности, достигающими значений 0,6, между колебаниями температуры воды на глубинах 10–20 м и флуктуациями атмосферного давления, скорости ветра и температуры воздуха на периодах 4–15 мин, 18–20 мин, 35 мин, 1–3 ч и 4,7 ч.
3. Показано, что нелинейный процесс адвекции частиц среды, вызванный внутренними волнами, приводит к модуляции атмосферного давления, скорости ветра и турбулентного потока импульса в приводном слое атмосферы на определенных дискретных периодах. Этот процесс формирует частотные спектры флуктуаций температуры воды и влияет на их когерентность с флуктуациями метеопараметров приводного слоя атмосферы. Наблюдаемая модуляция вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса относительно их средних значений достигала 40 % на периодах в 2-3 ч и возрастала с увеличением периода модуляции.

4. По данным измерений флуктуаций скорости ветра, температуры воздуха и атмосферного давления на трех метеорологических станциях вблизи станции Прогресс в Антарктиде методом когерентного анализа были выявлены внутренние гравитационные волны в определенные промежутки времени и определены их периоды, горизонтальные фазовые скорости и направления распространения. Фазовые скорости (0,5-6 м/с) были сравнимы по величине с амплитудами колебаний скорости ветра (0,5–1 м/с), что указывало на нелинейный характер распространения ВГВ.
5. Установлен общий дискретный набор периодов модуляции (от 20 мин до суток) метеопараметров, концентрации CO_2 и турбулентных потоков в приводном слое атмосферы, связанных с внутренними гравитационными волнами разных периодов в атмосфере и их нелинейными гармониками.
6. Предложен нелинейный механизм возникновения общих доминантных периодов колебаний в диапазоне от суток до десятков минут в наблюдаемых временных вариациях метеопараметров, концентрации CO_2 и турбулентных потоков импульса и тепла. Показано, что переменная адвекция частиц среды, вызванная суммарным полем внутренних волн, включая волны от солнечного терминатора, солнечных суточных и полусуточных приливов, и случайных источников (орография, атмосферные фронты, конвекция, тропосферные струйные течения и другие), приводит к модуляции фазы каждой волны в эйлеровой системе координат. Нелинейный процесс адвекции генерирует многочисленные суммарные и разностные гармоники волн, чем объясняется появление дискретных спектральных максимумов во временных вариациях метеопараметров, концентрации CO_2 и турбулентных потоков.

Полученные результаты имеют непосредственное значение для совершенствования параметризаций мезомасштабных процессов в моделях Земной системы:

Для параметризации турбулентных потоков рекомендуется введение спектральных поправочных коэффициентов, учитывающих вклад волновой модуляции на выявленных доминантных периодах. В частности, для диапазона периодов 1–3 ч, где относительная модуляция потоков максимальна (до 40 %), предлагается использовать корректирующие множители, зависящие от локальной спектральной плотности флуктуаций скорости ветра и температуры, полученной из кросс-спектрального анализа. Для диапазона 10–60 мин, где модуляция составляет 10–20 %, поправки могут быть введены через параметризацию шероховатости поверхности с учётом волновых возмущений.

Для газообмена установленная связь спектров концентрации CO_2 со спектрами скорости ветра позволяет использовать измеряемые флуктуации ветра для оценки волнового вклада в изменчивость приземной концентрации газовых примесей. Это может быть использовано для

уточнения расчётов потоков CO_2 в прибрежных полярных районах, где прямое моделирование газообмена затруднено из-за ледяного покрова.

Разработанная модель генерации ВВ вихрями может служить основой для интерпретации РСА-снимков и выделения областей активного волнового перемешивания, что важно для оценки вертикального обмена в океане.

Для численного моделирования предложенный нелинейный механизм адвективной модуляции может быть реализован в виде дополнительного блока в моделях высокого разрешения (например, с шагом сетки ≤ 1 км) для учёта эффектов, не разрешаемых в глобальных климатических моделях.

Направления дальнейших исследований:

Предложенная концепция нелинейной адвекции требует проверки на данных из других акваторий (тропические и умеренные широты, открытый океан) для оценки её универсальности. Особый интерес представляют районы с различной стратификацией и интенсивностью приливных процессов.

В Главе 4 показано, что подстилающая поверхность (вода и лёд) влияет на амплитуду волновой модуляции. Требуется проведение синхронных измерений над открытой водой и льдом для количественной оценки этого эффекта и его параметризации в моделях.

Разработанные соотношения могут быть использованы в качестве основы для численного моделирования вертикальных потоков CO_2 , обусловленных ВГВ, с привлечением данных специализированных экспериментов для верификации.

Предложенный подход может быть применён к анализу волновой модуляции концентраций других газовых примесей (O_3 , CH_4 , аэрозоли) при наличии соответствующих данных.

Необходима разработка упрощённых параметризаций на основе полученных спектральных зависимостей для их внедрения в глобальные модели Земной системы, что позволит учесть влияние мезомасштабных волновых процессов на долгопериодную изменчивость климата.

Таким образом, диссертационная работа представляет собой законченное исследование, в котором на основе комплекса экспериментальных, спутниковых и теоретических методов впервые установлена универсальная роль нелинейной адвекции в формировании мезомасштабной изменчивости метеопараметров, турбулентных потоков и концентрации парниковых газов. Полученные результаты имеют как фундаментальное значение для понимания взаимодействия океана и атмосферы, так и практическую ценность для совершенствования параметризаций в моделях прогноза погоды и климата.

Список условных сокращений

АМС – автоматическая метеостанция

АПС – атмосферный пограничный слой

ВВ – внутренние волны в океане

ВГВ – внутренние гравитационные волны в атмосфере

ИК – инфракрасный

НИС – научно–исследовательское судно

НЭС – научно–экспедиционное судно

РАЭ – Российская антарктическая экспедиция

РСА – радар с синтезированной апертурой

ТПО – температура поверхности океана, °С

COARE – Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment

ppm - "parts per million" ("частей на миллион")

QL – поток скрытого тепла

QH – поток явного тепла

τ – поток импульса

R – параметр стратификации

Список литературы

1. База данных наблюдений внутренних волн в Мировом океане / А. С. Елифанова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 4. С. 395–403.
2. Баханов В.В., Долина И.С., Ретина И.А., Сидоров А.В., Троицкая Ю.И. Влияние нелинейных эффектов на взаимодействие приводного ветра с морской поверхностью в присутствии неоднородного течения. // В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности». 2007. С. 7-22.
3. Баханов В.В., Бучнев И.А., Зуйкова Э.М., Казаков В.И., Кемарская О. Н., Ретина И.А., Титов В.Н. Натурные исследования изменчивости поверхностного волнения и приводного слоя атмосферы над особенностями рельефа// В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности». 2007. С.31–53.
4. Баханов В.В., Горячкин Ю.Н., Корчагин Н.Н., Ретина И.А. Локальные проявления глубинных процессов на поверхности моря в приводном слое атмосферы // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 1. С. 111-115.
5. Баханов В.В., Волков А.С., Ермошкин А.В., Зуйкова Э.М., Казаков В.И., Кемарская О.Н., Ретина И.А., Титов В.И. Натурные исследования изменчивости поверхностного волнения и приводного слоя атмосферы в шельфовой зоне // В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности». 2008. С. 16-24.
6. Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В., Морозов Е.Г. Регистрация из космоса и моделирование коротких внутренних волн в прибрежных зонах океана // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 4. С. 543–548.
7. Бондур В.Г., Морозов Е.Г., Бельчанский Г.И., Гребенюк Ю.В. Радиолокационная съемка и численное моделирование внутренних приливных волн в шельфовой зоне // Исследование Земли из Космоса. 2006. №2. С. 51–63.
8. Бондур В.Г., Серебряный А.Н., Замишин В.В., Тарасов Л.Л., Химченко Е.Е. Интенсивные внутренние волны аномальной высоты на шельфе Чёрного моря// Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 114–127.
9. Бреховских Л.М., Гончаров В.В. Введение в механику сплошных сред. Москва: “Наука”, 1982. 334 с.
10. Букатов А. А., Соловей Н. М., Павленко Е. А. Свободные короткопериодные внутренние волны в арктических морях России // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37. № 6. С. 645–658.
11. Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Кузьмин А.В., Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Раев М.Д., Скворцов Е.И. Микроволновые исследования морской поверхности в прибрежной зоне. М.: КДУ, 2003. 136 с.
12. Вельтищев Н.Ф. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сб. лекций. ВМО № 701. Женева, 1988. 136 с.
13. Волков Ю. А., Кушнир В. М. Экспериментальные данные о взаимосвязи атмосферных возмущений и внутренних волн в океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18. № 6. С. 659 – 666.

14. Волков Ю.А., Кузьмин А.В., Ретина И.А., Трохимовский Ю.Г. Радиометрические исследования температурного режима поверхности воды в лабораторных условиях // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. №1. С. 33-52.
15. Гармаш С.В., Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Швед Г.М. Возбуждение колебаний атмосферы сейсмогравитационными колебаниями Земли // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т.25. №12, С. 1290-1299
16. Грачев А. И., Данилов С.Д., Куличков С. Н., Свертилов А. И. Основные характеристики внутренних гравитационных волн в нижней атмосфере от конвективных штормов. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 6. С. 759–767.
17. Грачев А. И., Куличков С. Н., Чунгузов И. П., Отрезов А. И. Акустико-гравитационные волны от атмосферных штормов // Гидрометеорологические опасности. Под редакцией Г. С. Голицына, А.И. Васильева. М.: Крук, 2001. С. 199–221.
18. Груздев А.Н. Механизмы вариаций общего содержания примесей под воздействием внутренних гравитационных волн // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25 № 5. С. 485-492.
19. Доценко С.Ф., Миклашевская Н.А. Генерация поверхностных и внутренних волн в ограниченном бассейне перемещающимся барическим фронтом// Мор. Гидрофиз. Журн., 2009. № 3.
20. Добровольский А. Д. Моря СССР / А. Д. Добровольский, Б. С. Залогин. – М.: Изд-во МГУ. 1982. 192 с.
21. Дубина В.А., Митник Л.М. Внутренние волны в Японском море: пространственно-временное распределение и характеристики по данным спутникового дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2007. №. 3. С. 37–46.
22. Зимин А.В. Внутренние волны на шельфе Белого моря по данным натурных наблюдений // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 16–25.
23. Калашиник М.В. Генерация внутренних гравитационных волн вихревыми возмущениями в сдвиговом потоке // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 6. С. 1–10.
24. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. 2-е издание. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 510 с.
25. Каримова С.С. Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Балтийского, Черного и Каспийского морей по данным спутниковой радиолокации // Исследование Земли из космоса. 2012. № 3. С. 31–47
26. Карпова Н.В., Петрова Л.Н., Швед Г.М. Колебания атмосферы и земной поверхности с устойчивыми частотами в диапазонах периодов 0.7-1.5 и 2.5-5ч // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. №1. С. 13-24.
27. Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Сандвен С. Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 86. С. 60–69.

28. *Козлов И.Е.* Исследование внутренних волн и фронтальных разделов в море методами радиолокационного зондирования из космоса // дисс. канд. ф.-м.н., 2014. С. 158.
29. *Козубская Г.И., Коняев К.В., Плюдеман А., Сабинин К.Д.* Внутренние волны на склоне желоба острова Медвежий по данным эксперимента Полярный фронт Баренцева моря (BSPF#92) // *Океанология*. 1999. Т. 39. № 2. С. 165–173.
30. *Коняев К.В.* Спектральный анализ случайных океанологических полей, Л.: Гидрометиздат, 1981. 208 с.
31. *Коняев К.В., Сабинин К.Д.* Волны внутри океана. Л.: Гидрометеиздат. 1992. 269 с.
32. *Кочеткова Е.С., Козлов И.Е., Дайлидиене И., Смирнов К.Г.* Спутниковые методы в океанографии. СПб.: изд. РГГМУ, 2014. 92 с.
33. *Куличков С.Н., Цыбульская Н.Д., Чунчузов И.П., Гордин В.А., Быков Ф.Л., Чуличкова А.И., Перепёлкин В.Г., Буш Г.А., Голикова Е.В.* Исследование гравитационных волн от атмосферных фронтов в московском регионе // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017а. Т.53. № 4. С. 455–469.
34. *Куличков С.Н., Чунчузов И.П., Перепёлкин В.Г.* Исследование внутренних гравитационных волн от атмосферных фронтов // *Динамика волновых и обменных процессов в атмосфере / ИФА им. А.М. Обухова РАН.* – Москва: Издательство ГЕОС, 2017б. С. 260 – 276.
35. *Киевцевский С.П., Куличков С.Н.* Влияние внутренних гравитационных волн от конвективных облаков на атмосферное давление и пространственное распределение возмущений температуры // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 1. С. 52–59.
36. *Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д.* Проявление внутренних волн на морской поверхности в северо-восточной части Черного моря // *Исследование Земли из космоса*. 2009. №6. С. 49–55.
37. *Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* Спутниковые наблюдения поверхностных проявлений внутренних волн в Каспийском море // *Исследование Земли из космоса*. 2011. № 2. С. 40–48
38. *Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* Изучение гидродинамических процессов в шельфовой зоне на основе спутниковой информации и данных подспутниковых измерений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12. № 5. С. 98–129
39. *Лайхтман Д.В.* Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометиздат. 1970. 256 с.
40. *Лапто С.С.* Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. М.: Наука. 1979. 181 с
41. *Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Зурошвили Д.Д.* Сейсмогравитационные колебания Земли и связанные с ними возмущения атмосферы // *Докл. АН СССР*. 1989. Т.306. №2. С. 314–317.
42. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Часть I. Физические процессы. СПб.: изд. РГГМИ, 1998. 341 с.

43. Мальшиева А.А., Кубряков А.А., Колдунов А.В., Белоненко Т.В. Оценка Агульясова переноса по данным спутниковой альтиметрии и буев Арго, Исследование Земли из Космоса. 2020, №2, С. 24–34.
44. Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Репина И.А., Йоханнессен У.М. Анализ параметров и механизма генерации внутренних волн субмезомасштабным вихрем в районе Мозамбикского пролива // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58, № 6. С. 706–719.
45. Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Попов О.Е., Репина И.А., Козлов И.Е., Сильвестрова К.П., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б., Йоханнессен У.М. Исследование характеристик внутренних волн в Карском море и их влияния на турбулентные потоки тепла и импульса над морской поверхностью// Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60, № 5. С. 7582–600.
46. Марчук Е.А., Чунчузов И.П., Репина И.А., Иванов Б.В., Безгрешнов А.М. Связь концентрации CO₂ вблизи Восточной Антарктиды с метеорологическими условиями и атмосферными волновыми процессами // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2025. Т. 61. № 4. С. 519-537.
47. Миропольский Ю. З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 302 с.
48. Митягина М.И. Спутниковые наблюдения вихревых и волновых процессов в прибрежной зоне северо–восточной части Черного моря // Исследование Земли из космоса. 2009. № 5. С. 72–79. 31.
49. Морозов Е.Г., Нейман В.Г., Щербинин А.Д. Внутренний прилив в проливе Карские Ворота // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 5. С. 688–690
50. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. И.В. Лавренова, Е.Г. Морозова. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 360 с
51. Репина И.А. Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью // М.: ИКИ РАН, 2007. 36 с.
52. Репина И.А. Влияние глубоководных процессов на структуру приводного слоя атмосферы // В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности». 2007. С. 11–21.
53. Репина И.А. Экспериментальные исследования взаимодействия атмосферы и океана в нестационарных условиях: дис. д.ф.-м.-н. по ВАК РФ 25.00.29 //Москва, 2011. 318 с.
54. Репина И.А., Артамонов А.Ю., Варенцов М.И., Хавина Е.М. Взаимодействие атмосферы и океана в Северном Ледовитом океане по данным измерений в летне-осенний период // Российская Арктика. 2019. №7. С. 49-61
55. Репина И.А., Смирнов А.С. Мезомасштабные структуры в приводном слое атмосферы в районе свала глубин в море Лаптевых / В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности». 2008. С. 5 -15.

56. *Сабинин К.Д., Становой В.В.* Интенсивные полусуточные внутренние волны в Карском море // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях /Под ред. И.В. Лавренова, Е.Г. Морозова. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 265–279.
57. *Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* “Горячие точки” в поле внутренних волн в океане // Акустич. журн. 2007. Т. 53. № 3. С. 410–436.
58. *Свергун Е.И., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Зубкова Е.В., Козлов И.Е.* Изменчивость фронтальных разделов и короткопериодные внутренние волны в Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых наблюдений за тёплый период 2007 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. №4. С. 181–188.
59. *Свергун Е. И., Зимин А. В.* Характеристики короткопериодных внутренних волн Авачинского залива по данным экспедиционных и спутниковых наблюдений, выполненных в августе – сентябре 2018 года // Морской гидрофизический журнал. 2020 а. Т. 36, № 3. С. 300–312.
60. *Свергун Е.И., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Жегулин Г.В., Романенков Д.А., Коник А.А., Козлов И.Е.* Короткопериодные внутренние волны в прибрежной зоне Баренцева моря по данным контактных и спутниковых наблюдений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020б. Т. 13, № 4. С. 78–86.
61. *Спиридонов Ю.Г.* Определение характеристик атмосферных внутренних волн с помощью радиолокации из космоса// Тр. ГосНИЦИПР, 1988, вып. 30, С. 161 – 170.
62. Станция Мирный. Гидрометеорологический режим района. Режимно-справочное пособие. СПб: ААНИИ, 2022. 208 стр.
63. Станция Прогресс. Гидрометеорологический режим района. Режимно-справочное пособие. СПб: ААНИИ, 2021. 183 стр.
64. *Степаненко В.М., Миранда П.М., Лыкосов В.Н.* Численное моделирование мезомасштабного взаимодействия атмосферы и гидрологически неоднородной суши; Вычислительные технологии, том 11, №3. 2008
65. *Тимачев В.Ф., Иванов Б.В., Ретина И.А.* Теплообмен между атмосферой и ледовым покровом // Труды ААНИИ. 2008. В.447. С. 140 - 155.
66. *Тюгин Д. Ю., Наумов А. А., Куркина О. Е., Куркин А. А., Пелиновский Е. Н.* Динамические эффекты в придонном слое, индуцированные аномальными внутренними волнами // Экологические системы и приборы. 2014. № 1. С. 20-28.
67. *Хуторова О.Г., Тептин Г.М.* Исследование мезомасштабных волновых процессов в приземном слое по синхронным измерениям атмосферных параметров и примесей // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 5. С. 588-596.

68. Чунгузов И.П., Куличков С.Н., Попов О.Е., Перепёлкин В.Г., Зайцева Д.В., Сомских В.М. Волновые возмущения атмосферного давления и скорости ветра в тропосфере, связанные с солнечным терминатором // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021 Т.57. №6. С. 1-15
69. Abernathey R., Cerovecki I., Holland P.R., Newsom E., Mazloff Matt, Talley L.D. Water-mass transformation by sea ice in the upper branch of the Southern Ocean overturning // *Nature Geoscience*, 2016. V. 9. P. 596–601.
70. Afraimovich E. L., Edemskiy I. K., Voeykov S. V., Yasukevich Yu. V., Zhivetiev I. V. Spatio-temporal structure of the wave packets generated by the solar terminator // *Adv. Space Res.* 2009. V. 44. № 7. P. 824–835.
71. Alpers W., and Hennings I. A theory of the imaging mechanism of underwater bottom topography by real and synthetic aperture radar // *J. Geophys. Res.* 1984. 89(C6). P. 10529–10546.
72. Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves // *Nature*. 1985. Vol. 314. № 6008. P. 245–247.
73. Alpers W., Stilke G. Observation of a nonlinear wave disturbance in the marine atmosphere by the synthetic aperture radar aboard the ERS-1 satellite // *J. Geophys. Res.*, 1996, 101(C3), p. 6513 – 6525.
74. Alpers W. Investigation of atmospheric gravity waves and rotors in the marine boundary layer using spaceborne synthetic aperture radar images // *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, July 6-11 2008. vol. 4. Boston, Massachusetts, U.S.A.: 2008, S. 57-60
75. Araújo I.B., Silva J.C.B., Ermakov S.A., Robinson I.S. On the role of wind direction in ERS SAR signatures of internal waves on the Iberian Shelf // *Journal of Atmospheric & Ocean Science*. 2002. Vol. 8. № 4. P. 269–281.
76. Archer M., Wang J., Klein P., Dibarbour G., Fu L.L. Wide-swath satellite altimetry unveils global submesoscale ocean dynamics // *Nature*. – 2025. T. 640. №. 8059. C. 691-696.
77. Artamonov A.Yu., Buchnev I.A., Repina I.A., Smirnov A.S., Skirta A.Yu., Tolpygin L.I. Turbulent fluxes of heat and momentum and statistical characteristics of turbulence in the near-surface air in near-shore and deep-water zones of the Black Sea // *Oceanology*. 2005. V. 45. № SUPPL. 1. P. S27-S38.
78. Backeberg B.C., Bertino L., Johannessen J.A. Evaluating two numerical advection schemes in HYCOM for eddy-resolving modelling of the Agulhas Current // *Ocean Sci.* 2009. V. 5. P. 173–190.
79. Backeber B.C., Reason C. A connection between the South Equatorial Current north of Madagascar and Mozambique Channel. *Geophys // Res. Lett.* 2010. V. 37. P. L04604.
80. Bashmachnikov I.L., Kozlov I.E., Petrenko L.A., Glok N.I., Wekerle C. Eddies in the North Greenland Sea and Fram Strait from satellite altimetry, SAR and high-resolution model data // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2020. V. 125.
81. Beal L.M., Ruijter. W. P. M.D., Biastoch. A., Zahn. R. On the role of the Agulhas System in ocean circulation and climate. // *Nature*. 2011. V. 472, P. 429–436
82. Bezyk Y., Górka M., Sówka I., Nęcki J., Strapoć D. Temporal dynamics and controlling factors of CO₂ and CH₄ variability in the urban atmosphere of Wrocław, Poland // *Sci. of the Total Envi.* 2023. V. 893. P. 164771.

83. *Biastoch A., Kraus W.* The role of mesoscale eddies in the source regions of the Agulhas Current // *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. P. 2303–2317.
84. *Bradley E.F., Weller R. A.* Fourth workshop of the TOGA-COARE air–sea interaction (flux) working group. // University Corporation for Atmospheric Research Report, UCAR, Boulder, 1997. 61 pp.
85. *Brandt P., Romeiser R., Rubino A.* On the determination of characteristics of the interior ocean dynamics from radar signatures of internal solitary waves // *Journal of Geophysical Research.* 1999. Vol. 104. № C 12. P. 30039–30045.
86. *Brekhovskikh L.M., Goncharov V.V.* Mechanics of Continua and Wave Dynamics. // 1994. Cambridge University Press, Springer Verlag, 342 pp.
87. *Brickman D., Loder. J.W.* Energetics of the internal tide on northern Georges Bank. // *Journal of Physical Oceanography.* 1993. V.23. P.409–424.
88. *Caughey S.J., Readings C.J.* An observation of waves and turbulence in the earth's boundary layer // *Boundary-Layer Meteorol.* 1975. V.9. P. 279-296.
89. *Chang Z., Huang X., Zhao W., Zhang Z., Guan L., Zhou C., Tian J.* Observational case study revealing oceanic internal solitary waves modulating air-sea interactions in northern South China sea // *Scientific Reports.* 2025. T. 15. №. 1. C. 25282.
90. *Chanona M., Waterman S.* Temporal variability of internal wave-driven mixing in two distinct regions of the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2020. V. 125. №. 10. P. e2020JC016181.
91. *Chunchuzov I., Vachon P., Li X.* Analysis and modeling of atmospheric gravity waves observed in Radarsat SAR images // *Remote Sens. Environ.*, 2000, 74, p. 343 – 361.
92. *Chunchuzov I.* On the high – wavenumber form of the Eulerian internal wave spectrum in the atmosphere. // *J.Atmos. Sci.*, 2002, 59, P. 1753 – 1774.
93. *Chunchuzov I.* On the nonlinear shaping mechanism for gravity wave spectrum in the atmosphere // *Ann. Geophys.* 2009a. V. 27. P. 4105–4124.
94. *Chunchuzov I.P., Kulichkov S. N., Perepelkin V., Ziemann A., Arnold K., Kniffka A.* Mesoscale variations in acoustic signals induced by atmospheric gravity waves. // *J Acoust Soc Am.* 2009b. V.125(2). P. 651-63.
95. *Chunchuzov I.P., Perepelkin V. G., Kulichkov S. N., Gorchakov G. I., Kallistratova M. A., Dzhola A. V., Lyu J., Teng P., Yang Y., Lin W., Li Q., Sun Y.* Influence of Internal Gravity Waves on Meteorological Fields and Gas Constituents near Moscow and Beijing // *Izves. Atm. and Ocen. Phys.* 2017. V. 53. № 5. P. 524–538.
96. *Chunchuzov I.* Nonlinear formation of the three-dimensional spectrum of mesoscale wind velocity and temperature fluctuations in stably stratified atmosphere // *J. Atmos. Sci.* 2018. V. 75. P. 3447–3467.
97. *Chunchuzov I.P., Kulichkov S.N.* Infrasound propagation in an anisotropic fluctuating atmosphere// 2020. Cambridge Scholar Publishing. UK. 356 pp.

98. *Chunchuzov I.P., Johannessen, O. M. and Marmorino G.O.* A possible generation mechanism for internal waves near the edge of a submesoscale eddy // *Tellus a: Dynamic meteorology and oceanography*. 2021a. V. 73 (1). P. 1-11.
99. *Chunchuzov I. P., Kulichkov S. N., Popov O. E., Perepelkin V. G., Zaitseva D. V., Somsikov V. M.* Wave Disturbances of Atmospheric Pressure and Wind Speed in the Troposphere Associated with the Solar Terminator // *Izves. Atm. and Ocen. Phys.* 2021 $\bar{6}$. V. 57. № 6. P. 581–593.
100. *Chunchuzov I.P., O. M. Johannessen , O. E. Popov.* Structure and Characteristics of Internal Wave Field in an Ocean Frontal Region East of Malta in Mediterranean // *Izvestiya RAS. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2023. V. 59. No. 6. P. 731–748.
101. *Chunchuzov I., Chkhetiani O., Kulichkov S., Popov O., Belan B., Fofonov A., Ivlev G., Kozlov A.* Statistical characteristics of mesoscale fluctuations of wind velocity, temperature, and gas concentrations obtained from aircraft measurements in the troposphere of the Arctic region // *J. Atm. Sci.* 2024. V. 81. № 1. P. 105 – 124.
102. *Dai A., Wang J.* Diurnal and Semidiurnal Tides in Global Surface Pressure Fields // *J. Atmos. Sci.* 1999. V.56. P. 3874-3891.
103. *Danabasoglu G., McWilliams J.C., Gent P. R.* The Role of Mesoscale Tracer Transports in the Global Ocean Circulation. // *Science*, 1994. V. 264. P. 1123-1126.
104. *da Silva J., Ermakov S., Robinson I., Jeans D., Kijashko S.* Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf: 1. Short- period internal waves // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. № C 4. P. 8009–8031.
105. *da Silva J.C.B., Helfrich K.R.* Synthetic Aperture Radar observations of resonantly generated internal solitary waves at Race Point Channel (Cape Cod). // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. C 11016
106. *da Silva J.C.B., New A.L., Magalhães J.M.* On the structure and propagation of internal solitary waves generated at the Mascarene Plateau in the Indian Ocean // *Deep-Sea Research Part I*. 2011. Vol. 58. P. 229–240
107. *de Arruda Moreira G., Sá L.D.A. et al.* Horizontal and Vertical Turbulent Fluxes Forced by a Gravity Wave Event in the Nocturnal Atmospheric Surface Layer Over the Amazon Forest // *Boundary-Layer Meteorology*. 2011. Vol. 138. P. 413–425.
108. *de Ruijter W. P.M., Biastoch A., Drijfhout S.S., Lutjeharms J. R.E., Matano R.P., Pichevin, T., van Leeuwen P.J., Weijer W.* Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 20885–20910.
109. *de Ruijter W.P.M., Ridderinkhof H., Lutjeharms J.R.E., Schouten M., Veth C.* Observations of flow in the Mozambique Channel // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 10. P. 1502.

110. Edson J. B., Jampana V., Weller R. A., Bigorre S. P., Plueddemann A. J., Fairall C. W., Miller S. D., Mahrt L., Vickers D., Hersbach H. On the exchange of momentum over the open ocean // *Journal of Physical Oceanography*. 2013. T. 43. №. 8. C. 1589-1610.
111. Eckart C. Internal waves in the ocean // *Physics of Fluids*. 1961. V. 4. P. 791–799.
112. Eckermann D. S., Gibson-Wilde D. E., Backmeister J. T. Gravity wave perturbations of minor constituents: A parcel advection methodology // *J. Atm. Sci.* 1998. V. 55. № 24. P. 3521-3539.
113. Eldevik T., Dysthe K.B. Spiral eddies // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. V. 32. № 3. P. 851– 869.
114. Fairall C. W., Bradley E. F., Rogers D. P., Edson J. B., Young G. S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 3747–3764.
115. Fairall C.W., Bradley E. F., Hare J. E., Grachev A. A., Edson J. B. Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm // *J. Climate*. 2003. V. 16. P. 571–591.
116. Fairall C. W. Thompson E. J., Bariteau L., Wick, G. A., Minnett P. J., Szczodrak M., Jessup A.T., Witte, C. An updated treatment of the oceanic cool skin in the COARE bulk flux algorithm // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2026. T. 131. №. 1. C. e2025JC023539.
117. Farmer D.M., Alford M.H., Lien R.-C., Yang Y.J., Chang M.-H., Li. Q. From Luzon Strait to Dongsha Plateau: Stages in the life of an internal waves. // *Oceanography*. 2011 V. 24(4). P. 64–77
118. Fer I., Koenig Z., Kozlov I.E., Ostrowski M., Rippeth T.P., Padman, L. Tidally forced lee waves drive turbulent mixing along the Arctic Ocean margins // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47.
119. Fine E.C., Cole S.T. Decadal observations of internal wave energy, shear, and mixing in the western Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2022. V. 127. №. 5. P. e 2021JC018056.
120. Finnigan J.J., Einaudi F., Fua D. The interaction between an internal gravity wave and turbulence in the stably-stratified nocturnal boundary layer // *J/ Atmos. Sci.* 1984. V 41. P. 2409 – 2436.
121. Forcone N. C. Cronin M. F., Wills S. M., Thompson, E. J., Zhang D. Evaluating Wind Gust Parameterization in the COARE Air-Sea Flux Algorithm // *104th Annual AMS Meeting 2024*. T. 104. C. 433686.
122. Fritts D., Alexander M. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere // *Rev. Geophys.* 2003. V 41(1), P.1003.
123. Gaisky P.V., Kozlov I.E. Thermopilemeter for Measuring the Vertical Temperature Distribution in the Upper 100-Meter Layer of the Sea and its Testing in the Arctic Basin. // *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*. 2023. P. 137–145.
124. Gnevyshev V.G., Malysheva A.A., Belonenko T.V., Koldunov A.V. On Agulhas eddies and Rossby waves travelling by forcing effects // *Russ. J. Earth Sci.* 2021. V. 21. P. ES5003.
125. Biastoch A., Krauss W. The Role of Mesoscale Eddies in the Source Regions of the Agulhas Current. *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. P. 2303–2317.

126. Gossard E.E., Hooke W.H. Waves in the atmosphere. New York: Elsevier, 1975. 456 pp.
127. Griffies S. M., Winton M., Anderson W.G., Benson R., Delworth T.L., Dufour C.O., Dunne J.P., Goddard P., Morrison A.K., Rosati A., Wittenberg A.T., Yin J., Zhang R. Impacts on Ocean Heat from Transient Mesoscale Eddies in a Hierarchy of Climate Models// J. of climate. 2014.
128. Gulev, S.K., Thorne P.W., Ahn J., Dentener F.J., Domingues C.M., Gerland S., Gong D., Kaufman D.S., Nnamchi H.C., Quaas J., Rivera J.A., Sathyendranath S., Smith S.L., Trewin B., von Schuckmann K., Vose R.S. Changing State of the Climate System. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021. pp. 287–422.
129. Hal I., Backeberg B., Penven P., Ansorge I., Reason C., Ullgren J.E. Eddy properties in the Mozambique Channel: A comparison between observations and two numerical ocean circulation models // Deep Sea Res. 2014. Part II. V. 100. P. 38–53.
130. Hedlin M. A. H, de Groot-Hedlin C. D., Forbes J. M., Drob D. P. Solar terminator waves in surface pressure observations // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. P. 5213–5219.
131. Holton J.R. An Introduction to Dynamic Meteorology // 3rd ed., Academic Press, London. 1992.
132. Huot P.-V., Kittel C., Fichet T., Jourdain N.C., Fettweis X. Effects of ocean mesoscale eddies on atmosphere–sea ice–ocean interactions off Adélie Land, East Antarctica // Climate Dynamics. 2022. V. 59. P. 41–60.
133. IPCC: Climate Change 2023: Synthesis Report, Summary for Policymakers. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Core Writing Team: Lee H., Romero J. Switzerland, Geneva, 2023. 34 pp.
134. Ivanov A. Y., Litovchenko K. T. Ocean phenomena seen from ALMAZ-1. // Remote Sensing of the Pacific Ocean by satellites. 1998. P. 93–110
135. Ivanov A.Y., Ginzburg A.I. Oceanic eddies in synthetic aperture radar images // Journal of Earth System Science. 2002. V.111(3). P. 281-295
136. Ivanov A. Y. An analysis of atmospheric gravity waves observed in synthetic aperture radar images acquired over the Northern Caspian Sea. // International Journal of Remote Sensing. 2015. V. 37(9). P. 2115–2131.
137. Ivanov V., Varentsov M., Matveeva T., Repina I., Artamonov A., Khavina E. Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean—Air Heat Exchange in the Late Summer // Atmosphere. 2019. V. 10. №. 4. P. 184.
138. Jackson C. R. An atlas of internal solitary-like waves and their properties. // Alexandria: Global Ocean Associates, 2004a. 560 p.
139. Jackson C.R., Apel J. Synthetic aperture radar: marine user's manual. Chapter 7. Oceanic and internal waves and Solitons. // Washington, DC. 2004b.

140. *Jackson C.R.* Internal wave detection using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). // *Journal of Geophysical Research*, 2007. V. 112. P. C11012.
141. *Jackson C.R., da Silva J.C.B., Jeans G.* The generation of nonlinear internal waves // *Oceanography*. 2012. V. 25(2). P.108–123.
142. *Jähne B.* Air-sea gas exchange // *Elements of Physical Oceanography: A Derivative of the Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, 2009. P. 160-169
143. *Jenkins G. M., Watts D. G.* Spectral analysis and its applications Holden-Day. // San Francisco: Scientific Research Publishing. 1968. P. 243-238.
144. *Johannessen J. A., Digranes G., Espedal H., Johannessen O. M., Samuel P., Browne D., Vachon P.* SAR Ocean Feature Catalogue. // Noordwijk: European Space Agency Publication Division (ESA SP-1174). 1995. 106 p.
145. *Johannessen J. A., Shuchman R. A., Digranes G., Lyzenga D. R., Waskerman C., Johannessen O. M., Vachon P. W.* Coastal Ocean fronts and eddies imaged with ERS-1 synthetic aperture radar. // *J. Geophys. Res.* 1996. V.101 P.6651–6667
146. *Johannessen O.M., Sandven S., Chunchuzov I.P., Shuchman R.A.* Observations of internal waves generated by an anticyclonic eddy: a case study in the ice edge gion of the Greenland Sea // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2019. V. 71 (1).
147. *Kar S., Barkana R., McWilliams J.C., Molemaker M.J.* Spontaneous emission of internal waves by a radiative instability // *J. Physical Oceanography*. V.55 (5). P. 525-542
148. *Keeling C.D., Adams J.A., Ekdahl C.A., Guenther P.R.* Atmospheric carbon dioxide variations at the South Pole // *Tellus*. 1976. V.28. P. 552–564.
149. *Kettle H., Merchant C. J., Jeffery C. D., Filipiak M. J., Gentemann C. L.* The impact of diurnal variability in sea surface temperature on the central Atlantic air-sea CO₂ flux // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 529–541.
150. *Kopyshov I.O., Kozlov I.E., Shiryborova A.I., Myslenkov S.A.* Properties of Short-Period Internal Waves in the Kara Gates Strait Revealed from Spaceborne SAR Data // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2023. V. 23, P. ES0210.
151. *Kozlov I.* SAR signatures of oceanic internal waves in the Barents Sea // *Proceedings of 2 nd SAR Oceanography Workshop (SeaSAR 2008)*. ESA Publications Division. The Netherlands, 2008. ESA SP-656. 7 p
152. *Kozlov I., Romanenkov D., Zimin A., Chapron B.* SAR observing largescale nonlinear internal waves in the White Sea // *Remote Sensing of Environment*. 2014. Vol. 147. P. 99–107
153. *Kozlov I., Kudryavtsev V., Zubkova E.V., Zimin A.V., Chapron B.* Characteristics of short-period internal waves in the Kara Sea // *Izv. RAS, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2015. V. 51. P. 1073-1087.

154. Kozlov I.E., Atadzhanova O.A., Zimin A.V. Internal solitary waves in the White Sea: hot-spots, structure, and kinematics from multi-sensor observations // *Remote Sensing*. 2022. V. 14, P. 4948.
155. Kozlov I.E., Kopyshov I.O., Frey D.I., Morozov E.G., Medvedev I.P., Shiryborova A.I., Silvestrova K.P., Gavrikov A.V., Ezhova E., Soloviev D.M., Plotnikov E.V., Zhuk V.R., Gaisky P.V., Osadchiev A.A., Stepanova, N.B. Multi-Sensor Observations Reveal Large-Amplitude Nonlinear Internal Waves in the Kara Gates, Arctic Ocean // *Remote Sens*. 2023. V.15. P. 5769.
156. Krishnamurthy R. Fernando, H. J. S., Alappattu, D., Creegan, E., & Wang, Q. Observations of offshore internal boundary layers // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2023. – T. 128. – №. 8. – C. e2022JD037425.
157. Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B. A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface 1. Background model // *Journal of Geophysical Research*. 2003. Vol. 108. P. FET 2–1–FET 2–24.
158. Kudryavtsev V., Akimov D., Johannessen J., Chapron B. On radar imaging of current features: 1. Model and comparison with observations // *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. № C07016. P. 1–27.
159. Kudryavtsev V., Myasoedov A., Chapron B., Johannessen J., Collard F. Imaging meso-scale upper ocean dynamics using SAR and optical data // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117. № C 04029.
160. Le Pichon A. and Cansi Y. PMCC for Infrasound Data Processing. // *InfraMatics*, 2003. V. 2. P. 1-9.
161. Li Q., Wu H., Yang H., Zhang Z. A numerical simulation of the generation and evolution of nonlinear internal waves across the Kara Strait // *Acta Ocean. Sinica*, 2019. V. 38. №5. P. 1–9.
162. Lighthill M. J. On sound generated aerodynamically. I. General theory // *Proc. Roy. Soc.* 1952. A 211. P. 564-587.
163. Lighthill J. *Waves in Fluids*. Cambridge-London-New York-Melbourne: Cambridge University Press. 1978. 504 pp
164. Liu B., Yang H., Zhao Z., Li X. Internal solitary wave propagation observed by tandem satellites // *Geophysical Research Letters*. 2014. Vol. 41. P. 2077–2085.
165. Liu L.P. Impact of ocean waves on atmospheric boundary layer dynamics: mechanisms and observations// *International Journal of Marine Science*. 2024. V. 14(4). P. 245-255
166. Lutjeharms J.R.E. *The Agulhas Current*. // Springer-Verlag, Berlin. 2006. V.1.
167. Magalhaes J. M., Araújo I. B., da Silva J. C. B., Grimshaw R. H. J., Davis K., Pineda J. Atmospheric gravity waves in the Red Sea: a new hotspot. // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2011. V.18(1). P. 71–79.
168. Marmorino G.O., Smith G.B., North R.P., Burkard B. Application of Airborne Infrared Remote Sensing to the Study of Ocean Submesoscale Eddies // *Front. Mech. Eng.* 2018.
169. Mathijs W. S., de Ruijter W.P.M., van Leeuwen P.J., Ridderinkhof H. Eddies and variability in the Mozambique Channel, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2003. V. 50. P. 1987-2003.

170. *Matthews J.P., Aiki H., Masuda S., Awaji T., Ishikawa Y.* Monsoon regulation of Lombok Strait internal waves. // *Journal of Geophysical Research*. 2011. V.116. P.C05007.
171. *Maxworthy T.* A note on the internal solitary waves produced by tidal flow over a three-dimensional ridge. // *Journal of Geophysical Research*, 1979. V.84(C1) P. 338–346.
172. *McWilliam J.C., Colas F., Molemaker M.J.* Cold filamentary intensification and oceanic surface convergence lines // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. P. L18602.
173. *Morozov E.G., Kozlov I.E., Shchuka S.A., Frey D.I.* Internal tide in the Kara Gates Strait // *Oceanology*. 2017. V. 57. №1. P. 8-18.
174. *Morozov E.G., Marchenko A.V., Filchuk K.V., Kowalik Z., Marchenko N.A., Ryzhov I.V.* Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea // *Applied Ocean Research*. 2019. V. 87. P. 179-191.
175. *Munk W.* Internal waves and small-scale processes. // *Evolution of Physical Oceanography Scientific Surveys in Honor of Henry Stommel*. The MIT Press, Cambridge, 1981. P. 264–291.
176. *Munk W.* Spirals on the Sea / W. Munk, L. Armi, K. Fischer, F. Zachariasen // *P.Roy.Soc. A Math.Phys.* 2000a. V. 456. P. 1217–1280.
177. *Nash J.D., Moum J.N.* River plumes as a source of large-amplitude internal waves in the coastal ocean. // *Nature*. 2005. V. 437(7057). P. 400-3.
178. *Newell R. E., Wu Z.-X., Y.Zhu, Hu W., Browell E. V., Browell Ed. V., Gregory G.L., Sachse G.W., Collins J.E., Collins J.K., Kelly K.K., Kelly Keith A., Lui S.C., Lui S.* Vertical fine-scale atmospheric structure measured from NASA DC-8 during PEM-West // *J. Geophys. Res.* 1996. V.101. № D1. P. 1943–1960.
179. *Nieuwstadt F.T.M., Van Dop H.* Atmospheric turbulence and air pollution modeling. // D. Reidel Publish. Comp. Dordrecht: Holland/Boston/London, 1981. 350 pp.
180. *Nishioka M., Tsugawa T., Kubota M., Ishii M.* Concentric waves and short-period oscillation observed in the ionosphere after the 2013 Moore EF5 tornado // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V.40. P. 5581 – 5586.
181. *O'Connor J.F.* Extended and Long-Range Weather Forecasting // *Journal AWWA*, 1963. V.55. I.8. P. 1006 – 1018.
182. *Ortiz-Suslow D.G., Wang Q., Kalogiros J., Yamaguchi R., Paolo T., Terrill E., Shearman R., Welch P., Savelyev I.* Interactions between nonlinear internal ocean waves and the atmosphere // *Geophysical Research Letters*. 2019. V. 46 (15)
183. *Osadchiev A.* Internal waves as a source of concentric rings within small river plumes // A. Osadchiev, R. Sedakov, A. Gordey, A. Barymova // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. N. 21.
184. *Oyama S., Watkins J.* Generation of atmospheric gravity waves in the polar thermosphere in response to auroral activity // *Space Sci. Rev.* 2012. V.168. P. 463 – 473.

185. Pathakoti M., Gaddamidi S., Gharai B., Sudhakaran Syamala P., Rao P.V.N., Choudhury S.B., Raghavendra K.V., Dadhwal V.K. Influence of meteorological parameters on atmospheric CO₂ at Bharati, the Indian Antarctic research station // *Polar Res.* 2018. V. 37. 1442072.
186. Peacock T., Haller G. Lagrangian coherent structures // *Physics Today*. 2013. V.41. № 2.
187. Perlin N., Kamenkovich I., Gao Y., Kirtman B. P. A study of mesoscale air–sea interaction in the Southern Ocean with a regional coupled model// *Ocean modelling*, 2020
188. Pinkel R. Advection, Phase Distortion, and the Frequency Spectrum of Finescale Fields in the Sea. // *J. Physical Oceanography*. 2008, V. 38, P. 291-313.
189. Plougonven R., Zeitlin V. Internal gravity wave emission from a pancake vortex: An example of wave-vortex interaction in strongly stratified flows // *Phys. Fluids*. 2002. V. 14. P. 1259–1268.
190. Plougonven R., Snyder C. Inertia-gravity waves spontaneously generated by jets and fronts. Part I: Different baroclinic life cycles // *J. Atmos. Sci.* 2007. V. 64. P. 2502–2520.
191. Plougonven R., Zhang F. Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts // *Rev. Geophys.* 2014. V. 52. P. 1–37.
192. Reason C.J.C., Lutjeharms J.R.E., Hermes J., Biastoch A., Roman R. Interocean exchange south of Africa in an eddy-permitting model // *Deep Sea Res. II*. 2003. V. 50. P. 281–298.
193. Repina I.A., Artamonov A.A., Debolskiy A.V., Pashkin A.D. Parameterization of turbulent exchange in the polar regions // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 2020. V. 606 P. 012049
194. Ridderinkhof H., Van der Werf P.M., Ullgren J.E., Van Aken H.M., Van Leeuwen P.J., De Ruijter W.P.M. Seasonal and interannual variability in the Mozambique Channel from moored current observations. // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. C 06010.
195. Röhrs J., Halsne T., Sutherland G., Dagestad K.-F., Hole L.R., Brostrom G., Christensen K. H. Current shear and turbulence during near-inertial wave. // *Frontiers in Marine Science*, 2023. V.10.
196. Rühs S., Schmidt C., Schubert R. Robust estimates for the decadal evolution of Agulhas leakage from the 1960s to the 2010s. // *Commun Earth Environ*, 2022. V.3. P. 318.
197. Sandalyuk N., Khachatryan E., Marchuk E. Automatic eddy detection in Antarctic marginal ice zone using Sentinel-1 SAR data.// *Front. Mar. Sci.* 2025. 12:1648021.
198. Sandven S., Johannessen O. M. High-frequency internal wave observations in the marginal ice zone. // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92, P. 6912–6920.
199. Schouten M.W., de Ruijter W.P.M., van Leeuwen P.J., and Dijkstra H.A. An oceanic teleconnection between the equatorial and southern Indian Ocean // *Geophys Res. Lett.* 2002. V. 29. № 16. P. 1812.
200. Schouten M.W., de Ruijter W.P.M., van Leeuwen P.J., Ridderinkhof H. Eddies and variability in the Mozambique Channel // *Deep Sea Res.* 2003. V 50, pp. 1987-2003

201. *Seo H., O'Neill L.W., Bourassa M.A., Czaja A., Drushka K., Edson J.B., Fox-Kemper B., Frenger I., Gille S.T., Kirtman B.K., Minobe S., Pendergrass A.G., Renault L., Roberts M.J., Schneider N., Small R.J., Stoffelen A., Wang Q.* Ocean mesoscale and frontal-scale ocean–atmosphere interactions and influence on large-scale climate: a review. // *J. Clim.*, 2023. V. 36. P. 1981–2013.
202. *Serafimovich A., Nappo C. J., Foken T.* Impact of gravity waves on the turbulent exchange above a forest site // 14th AMS Conference on Atmospheric Boundary Layers. Joint Session J2.4. 2010.
203. *Serebryany A., Khimchenko E., Popov O., Denisov D., Kenigsberger G.* Internal Waves Study on a Narrow Steep Shelf of the Black Sea Using the Spatial Antenna of Line Temperature Sensors // *J. Mar. Sci. Eng.* 2020. V. 8. P. 833.
204. *Serebryany A., Khimchenko E., Zamshin V., Popov O.* Features of the Field of Internal Waves on the Abkhazian Shelf of the Black Sea according to Remote Sensing Data and In Situ Measurements. // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. V.10. P. 1342.
205. *Serebryany A.N., Svadkovskiy A.N.* Generation of an Intense Subsurface Current by a Squall Passing over the Sea. // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2023. V.59. P. 48–52.
206. *Serebryany A.N.* Effect of Internal Waves on Moving Small Vessels in the Sea // *Fluids*, 2023. V.8(2) P.75
207. *Shakespeare C.* Spontaneous generation of internal waves // *Phys. Today*. 2019. V. 72. P. 34–39.
208. *Shved G.M., Petrova L.N., Polyakova O.S.* Penetration of the Earth's free oscillations into the atmosphere // *Ann. Geophys.* 2000. V. 18. P.566-572.
209. *Silvestrova K., Myslenkov, S.A., Puzina O., Miziuk A., Bykhalova O.* Water Structure in the Utrish Nature Reserve (Black Sea) during 2020–2021 According to Thermistor Chain Data // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2023. V.11. P. 887.
210. *Skinner L., Menviel L., Broadfield L., Gottschalk J., Greaves M.* Southern Ocean convection amplified past Antarctic warming and atmospheric CO₂ rise during Heinrich Stadial 4 // *Commun. Earth & Envir.* 2020. V. 1. №. 1. P. 23.
211. *Small R.J., deSzoeko S.P., Xie S.P., O'Neill L., Seo H., Song Q., Cornillon P., Spall M., Minobe S.* Air–sea interaction over ocean fronts and eddies // *Dynamic of atmosphere and ocean*, 2008. P. 274 – 319.
212. *Smirnov S. E.* Frequency and time analysis of the sunrise effect in the electric field of the atmospheric surface layer // *Vestn. Kamchatskoi Reg. Assots. Uchebno-Nauchnyi Tsentr, Fiz. - Mat. Nauki*. 2016. V. 4. № 15. P. 86–91.

213. Sætre R., da Silva A.J. The circulation of the Mozambique Channel // *Deep Sea Res.* 1984. V. 31. P. 508–585.
214. Somsikov V.M., Troitskii B. V. Generation of disturbances in the atmosphere during the passage of solar terminator // *Geomagn. Aeron.* 1975. V.15. № 5. P. 856–860.
215. Somsikov V. M. Solar terminator and dynamic phenomena in the atmosphere: A review // *Geomagn. Aeron.* 2011. V.51. № 6. P. 707–719.
216. Sun Y., Bian L., Tang J., Gao Z., Lu C., Schnell R.C. CO2 monitoring and background mole fraction at Zhongshan Station, Antarctica // *Atmosph.* 2014. V.5. P. 686–698.
217. Sun J., Mahrt L., Nappo C., Lenschow D. H. Wind and Temperature Oscillations Generated by Wave–Turbulence Interactions in the Stably Stratified Boundary Layer // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2015. V.72(4). P. 1484–1503.
218. TERNON J.F., BACH P., BARLOW R., HUGGETT J., JAQUEMET S., MARSAC F., MÉNARD F., PENVEN P., POTIER M., ROBERTS M.J. The Mozambique Channel: From physics to upper trophic levels, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 100. P. 1–9.
219. Thomas L. N. Submesoscale processes and dynamics / L. N.Thomas, A. Tandon, A. Mahadevan // *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, *Geophys. Monogr. Ser.* 2008. Vol. 177. P. 17–38.
220. Van Dam B. R., Lopes C. C., Polsenaere P., Price R. M., Rutgersson A., Fourqurean J. W. Water temperature control on CO2 flux and evaporation over a subtropical seagrass meadow revealed by atmospheric eddy covariance // *Limnol. Oceanogr.* 2021. V. 66. P. 510–527.
221. van der Werf P.M., van Leeuwen L.J., Ridderinkhof H., and de Ruijter W.P.M. Comparison between observations and models of the Mozambique Channel transport: seasonal cycle and eddy frequencies // *J. Geophys. Res.* 2010. V.115. P. C O2002.
222. Van Haren H. Coupling between sub-mesoscale eddies, internal waves, and turbulence in the deep Mediterranean: A spectral investigation // *arXiv*: 2601. 05630. 2026.
223. Vesecky J. F., Stewart R. H. The observation of oceansurface phenomena using imagery from the SEASAT syn-thetic aperture radar: An assessment // *J. Geophys. Res.* 1982, V. 87 (C5). P. 3397–3430
224. Vihma T., Pirazzini, R., Fer I. Advances in understanding and parameterization of small-scale physical processes in the marine Arctic climate system: a review // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14. P. 9403–9450.
225. Vlasenko V.I., Ivanov, V.A., Krasin, I.G., Lisichenok, AD. The generation of intensive short-period internal waves in the frontal zone of a coastal upwelling. // *Phys. Oceanogr.* 1998 V. 9. P. 155–168.
226. Wang Q., Alappattu D., Billingsley S., Blomquist B., Burkholder R., Christman A., Creegan E., de Paolo T., Eleuterio D., Fernando H., Franklin K., Grachev A., Haack T., Hanley T., Hocut C., Holt T., Horgan K., Jonsson H., Hale R., Kalogiros J., Khelif D., Leo L., Lind R., Lozovatsky I., Planella-Morato J., Mukherjee S., Nuss W., Pozderac J., Ted Rogers L., Savelyev I., Savidge D., Kipp Shearman R., Shen L., Terrill E., Marcela Ulate A., Wang Q., Travis Wendt R., Wiss R., Woods R., Xu L., Yamaguchi R., Yardim C. CASPER: Coupled

- Air–Sea Processes and Electromagnetic Ducting Research // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2018. V. 99(7) P. 1449–1471.
227. Wang P., Özgökmen T.M. Spiral inertial waves emitted from geophysical vortices // *Ocean Modelling*. 2016. V. 99. P. 22–42
 228. Webster P.J., Lukas R. The Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment. // *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1992. V. 73 P. 1377–1416.
 229. Wei Yuan, Jiyao Xu, Yongfu Wu, Jianchun Bian, Hongbin Chen. Vertical wavenumber spectra of atmospheric ozone measured from ozonesonde observations // *Advances in Space Research*. 2009. V.43. P. 1364–1371.
 230. Whiteman C. D., Bian X. Solar semidiurnal tides in the troposphere: Detection by radar profiles // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. V. 77. P. 529–542.
 231. WMO Greenhouse Gas Bulletin. 2023. V. 19. 11pp.
 232. Wu S., Chen S., Zheng X., Yang B., Wang L., Huang C., Qiao F. Optimization and validation of wave-state-based parameterizations in the COARE Air–Sea heat flux algorithm // *Journal of Sea Research*. 2026. C. 102707.
 233. Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 2004. V. 36. P. 284–314.
 234. Xiao B. Gravity wharf failure mechanism and safety analysis considering the wave-structure-soft-soil-foundation interaction // *Journal of measurement in Engineering*, 2024. V. 12. N. 2 P. 438 – 454
 235. Zeng K., Alpers W. Generation of internal solitary waves in the Sulu Sea and their refraction by bottom topography studied by ERS SAR imagery and a numerical model // *International Journal of Remote Sensing*. 2004. V. 25(7- 8). P. 1277–1281.
 236. Zhao Z., Klemas V., Zheng Q., Yan X.-H. Remote sensing evidence for baroclinic tide origin of internal solitary waves in the northeastern South China 158 Sea // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. № L06302.
 237. Zhao B., Xu Z., Li Q., Wang Y., Yin B. Transient generation of spiral inertia gravity waves from a geostrophic vortex // *Phys. Fluids*. 2021. V. 33. 032119.
 238. Zhurbas V., Väli G., Kuzmina N. Rotation of floating particles in submesoscale cyclonic and anticyclonic eddies: a model study for the southeastern Baltic Sea // *Ocean Sci.* 2019. V. 15. P. 1691–1705.
 239. <https://asf.alaska.edu>

Список рисунков

- 1.1. Спутниковый снимок в ИК диапазоне океанского вихря из статьи [Marmorino et al., 2018], который подробно анализируется в статье [Chunchuzov et al., 2021a]. На снимке четко видны неоднородности температуры на периферии вихря и исходящие от него спиралевидные полосы.
- 2.1. Основные океанографические особенности циркуляционной системы Мозамбикского пролива и района вокруг Мадагаскара. Южно-экваториальное течение (SEC), Северо-восточное Мадагаскарское течение (NEMC), Юго-Восточное Мадагаскарское течение (SEMC), Восточноафриканское прибрежное течение (EACC), Южно-Индийское противотечение (SICC), Течение Агульяс (AC) и квазипостоянные антициклонические вихри Мозамбикского пролива (MZ). Стрелки указывают направление потока. Циклические особенности представляют поле вихрей, по часовой стрелке для циклонических вихрей и против часовой стрелки для антициклонических вихрей. Фоновые контуры показывают изобаты на высотах 200, 1000, 2000 и 4000 м. Батиметрия, заштрихованная серым цветом, имеет глубину менее 200 м [de Ruijter et al., 2002]. Красным квадратом выделена территория Коморских островов, которая является регионом исследования.
- 2.2. Снимок (Sentinel-1, 22 сентября 2017 г.) субмезомасштабных вихрей вблизи сильного течения (направление указано стрелкой) вдоль островов Нгазиджа (Ngazidja) и Мохели (Mwali) (Коморские острова). Один из вихрей (внутри квадрата) имеет периодическую полосатую структуру спиральной формы на своей периферии.
- 2.3. Увеличенный в размере вихрь внутри квадрата на рис. 2.2. Полосатая структура на его периферии пересечена линией с указанным направлением, вдоль которой получена интенсивность отраженного сигнала в зависимости от расстояния r (см. ниже рис. 2.6, где начальное и конечное значения r соответствуют началу и концу показанной стрелки Линии профиля). Средняя светлая полоса, через которую проходит разрез, “расщеплена” на несколько более тонких светлых и темных полос. Они чередуются с периодом порядка сотни метров и являются возможными проявлениями внутренних волн. Подобная структура также и справа от центральной части вихря.
- 2.4. Зависимость амплитуды отраженного сигнала $A(r)$ от расстояния r вдоль линии разреза длиной 4,6 км на рис. 2.3, поперечной к полосатой спиралевидной структуре вихря (а) и спектральная плотность мощности вариаций интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ (синяя линия) в зависимости от частоты $f = K/(2\pi)$, где K – горизонтальное волновое число; для сравнения построен также спектр (красная линия) вдоль разреза, проведенного в той части снимка, где полосатая структура не проявляется и $W(r)$ считалась интенсивностью

шумового фона (б); Сравнение спектров интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ с разными временными окнами сглаживания (в): спектр (синяя линия) получен с шагом дискретизации 10,97 м, длина реализации 4,7 км ($N = 428$ точек), число степеней свободы = 4, частота Найквиста = $0,0456 \text{ м}^{-1}$; спектр (красная линия) получен с шагом дискретизации 21,94 м, длина реализации $N = 211$ точек, число степеней свободы = 13, частота Найквиста = $0,0228 \text{ м}^{-1}$. Снимок субмезомасштабного вихря с диаметром около 5 км (внутри прямоугольника), обнаруженного 25 сентября в 15:28 на широте около $11^{\circ}30'$ Ю.Ш. вблизи о. Нгазиджа (Ngazidja).

- 2.5. Увеличенный в размере вихрь внутри белого квадрата на рис. 2.5. Показаны также разрезы (профили 1, 2 и 3) вдоль разных частей спиралевидной полосатой структуры.
- 2.6. Зависимости амплитуды отраженного сигнала $A(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (профили 1–3) на рис. 2.6, проведенных через разные части полосатой спиралевидной структуры вихря (а) и спектры интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ для профилей 1-3 (б).
- 2.7. Зависимости амплитуды отраженного сигнала $A(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (профили 1–3) на рис. 2.6, проведенных через разные части полосатой спиралевидной структуры вихря (а) и спектры интенсивности отражённого сигнала $W(r)$ для профилей 1-3 (б-г).
- 2.8. Скорость и направление приповерхностного течения по данным реанализа GLORYS12V1 за 22 сентября 2017 года (а) и 25 сентября 2017 года (б).
- 2.9. Профили температуры, солёности, и квадрата частоты Вейселя – Брента (ВБ), N^2 , рассчитанные по данным реанализа GLORYS12V1 для 22 сентября 2017 года, когда был получен снимок вихря на рис. 2.3. Расчёт проводился в трех точках с координатами: а) $12^{\circ}20'$ ю.ш. $43^{\circ}12'$ в.д.; б) $12^{\circ}00'$ ю.ш. $43^{\circ}10'$ в.д. и в) $12^{\circ}00'$ ю.ш. $43^{\circ}30'$ в.д., расположенных недалеко от вихря ($12^{\circ}20'$ ю.ш., $43^{\circ}12'$ в.д.)
- 2.10. (а) Модель вертикального профиля частоты ВБ $N(z)$ в океане. Слой $0 \leq z \leq h_1$ представляет из себя термоклин, имеющий максимальную частоту $N_1 \gg N_2$. (б) Возмущение термоклина на его нижней границе $z=0$ задано в виде бегущего влево локализованного вертикального смещения $z = h(x + Vt, y)$ с характерным горизонтальным масштабом a и скоростью V .
- 2.11. Формы волновых гребней от движущегося влево твердого тела в стратифицированном океане на глубине слоя термоклина (а); Зависимость расстояния от центра вихря до волновых гребней от азимута (θ) (б) и увеличенный фрагмент (квадрат) волновых линий, показывающий отдельные гребни с интервалом между ними (локальной длиной волны) порядка 100 м (в).

- 2.12. Расчет формы волновых линий от движущегося источника внутренних волн с азимутальной скоростью $V = 0,3$ м/с на расстоянии $r = 1$ км от центра вихря (вверху) и сравнение расчетной формы волновых линий со спиралевидной полосатой структурой вихря на снимке (внизу).
- 2.13. Схема перехода от прямоугольной системы координат (x, y) к локальной криволинейной системе координат (r, θ) вблизи периметра круга.
- 3.1. Карта проведения работ с положением станций.
- 3.2. Расположение приборов на борту судна «Академик Иоффе»: 1) Носовая термокоса (термокоса 1), 2) Кормовая термокоса правого борта (термокоса 2), 3) Кормовая термокоса левого борта (термокоса 3); Желтым кружком обозначено место снятия показаний ИК-радиометра.
- 3.3. Измеренная 12 августа 2021 г. температура на глубине 18 м на трех термокосах (станция 3911) (а) и взаимные функции когерентности флуктуаций температуры, полученные для пар датчиков кос 1 и 2 (б), и 1 и 3 (в). Время по горизонтальной оси отсчитывается с момента 12:29 UTC. Длина записи около 22 мин с частотой выборки 1 Гц. Интервал расчета когерентности составлял 600 с. со скользящим окном 150 с. и шагом сдвига в 10 с.
- 3.4. Колебания температуры, измеренные на глубине 18 м с помощью трех термокос, обозначенных 1, 2 и 3, и отфильтрованные в диапазоне периодов 40 – 160 с. (а) обратный азимут распространения относительно оси судна корма-нос (б) и горизонтальные фазовые скорости внутренних волн (в) относительно судна. Время отсчитывается относительно момента 12:29 UTC.
- 3.5. Колебания температуры, измеренные на глубине 18 м с помощью трех термокос, обозначенных 1, 2 и 3, и отфильтрованные в диапазоне периодов 30 – 150 с; окно корреляции 664 с; (а) обратный азимут распространения относительно оси судна корма-нос (б) и горизонтальные фазовые скорости внутренних волн (в) относительно судна. Время отсчитывается относительно момента 12:29 UTC.
- 3.6. Направление (а) и скорость дрейфа судна (б) в зависимости от времени в течение промежутка времени 400-700 с. (т.е. в течение 300 с.), когда были определены направление и скорость распространения волн на рис. 3.4 б-в. Скорость дрейфа $\vec{V}_{др}$ имеет азимут примерно 36° относительно направления на Север в промежутке времени от 400 до 500 с. Горизонтальная фазовая скорость волн $\vec{C}$ относительно судна равна 0,15 м/с, а азимут равен 234° . Показана также групповая скорость C_g относительно неподвижной Земли.
- 3.7. Измеренные 12.08. 2021 г. в течение 1,9 ч от момента времени 11:00 UTC флуктуации температуры морской воды на глубине 10 и 20 м, температуры поверхности моря по данным

ИК-радиометра, атмосферного давления, скорости ветра, влажности и температуры воздуха на высоте примерно 22 м над уровнем моря.

- 3.8. Взаимные кросс-спектры между флуктуациями температуры воды на глубине 10 м (T_{10}) и атмосферного давления (P), температуры T_{10} и скорости ветра (V), температуры T_{10} и температуры поверхности океана ($T_{ик}$), температуры T_{10} и температуры воздуха ($T_{возд}$), и средний кросс-спектр для указанных выше 4-х кросс-спектров (жирная черная кривая) (а); Те же кросс-спектры, что и на рис. 3.8 а, только для температуры воды на глубине 20 м. Показан также кросс-спектр между флуктуациями температуры воды на глубинах 10 и 20 м (пунктир) (б).
- 3.9. Флуктуации температуры относительно ее среднего значения на глубинах 10 м (T_{10}) (а) и 20 м (T_{20}) (б) и их когерентность (в) в зависимости от времени для интервала анализа временной реализации температуры длиной 4000 с., со скользящим окном 100 с и шагом сдвига 50 с.
- 3.10. Флуктуации температуры T_{10} и T_{20} , полученные в промежутке времени с 11:00 до 12:53 (длина реализаций составляет 6840 с) (а), их кросс-спектр (б) и фазовый спектр (в).
- 3.11. Флуктуации температуры T_{10} (а) и атмосферного давления P (б) относительно их средних значений и их когерентность (в).
- 3.12. Флуктуации T_{10} и P (а), их кросс-спектр (б) и фазовый спектр (в).
- 3.13. Флуктуации температуры T_{10} (а) и скорости ветра V (б) относительно их средних значений и их когерентность (в).
- 3.14. Флуктуации T_{10} и V (а), их кросс-спектр (б) и фазовый спектр (в).
- 3.15. Вертикальные STD-профили температуры (красная кривая), солёности (синяя кривая) и частоты плавучести N (черная кривая) [Kozlov et al., 2023].
- 3.16. Мезомасштабные вариации в течение 14 часов 23.08.2021 турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), скорости турбулентного трения u^* , а также осредненные за 10 мин: горизонтальная скорость V , температура воздуха (temp), разность температур океана и воздуха (delta) и атмосферное давление (P).
- 3.17. Мезомасштабные вариации тех же параметров, что и на рис. 3.16, но полученных за 24 августа 2021 г.
- 3.18. Временные спектры вариаций динамической скорости u^* и турбулентных потоков тепла Q_L , полученных 23 августа (слева) и 24 августа (справа) 2021 г. с 00:00 до 06:00 UTC.
- 3.19. Распределение значимых спектральных максимумов за периоды стоянок судна (работа на морских станциях). Всего в сумме этот период составил около 6 дней.
- 4.1. Коррекция концентрации CO_2 по курсу судна.

- 4.2. Временные вариации после исключения тренда для концентрации CO_2 (верхняя панель), скорости ветра (средняя панель), температуры воздуха и температуры поверхности океана ТПО (припайный лед) (нижняя панель), измеренные в течение суток 2 января 2023 г. во время стоянки в бухте Тала вблизи станции Прогресс.
- 4.3. Частотные спектры временных вариаций метеопараметров (скорости ветра, температуры воздуха), температуры поверхности океана (ТПО), концентраций CO_2 (а), турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), поток импульса (τ) (б) за период 2 января 2023 года во время стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс. Длина реализации 24 часа, окно сглаживания 12 часов.
- 4.4. Кросс-спектры между вариациями ТПО и концентраций CO_2 (верхняя панель) и между вариациями CO_2 и параметром стратификации R (нижняя панель) за период 02 января 2023 года в период стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс. Длина реализации 24 часа, окно сглаживания 12 часов.
- 4.5. Распределение значимых спектральных максимумов по их периодам за каждый день для всего периода наблюдений.
- 4.6. Временные вариации после исключения тренда для концентрации CO_2 (верхняя панель), скорости ветра (средняя панель), температуры воздуха и температуры поверхности океана ТПО (припайный лед) (нижняя панель), полученные за весь период стоянки судна с 2 по 12 января 2023 г. во время стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс.
- 4.7. Концентрация CO_2 (а) и частотные спектры временных вариаций концентраций CO_2 (б) за период с 24 февраля по 25 февраля 2026 года в период стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс. Длина реализации - 20 часов, окно сглаживания - 5 часов. Вариации потока импульса, явного и скрытого тепла на станции Прогресс-3 за период 02 - 14 декабря 2023 г.
- 4.8. Частотные спектры турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), потока импульса (τ) и кросс-спектра между вариациями параметра стратификации R и концентрации CO_2 за период 02 – 20 февраля 2023 года в период стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс-3.
- 4.9. Частотные спектры турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), потока импульса (τ) за период 02 — 14 декабря 2023 года в период стоянки судна в бухте Тала вблизи станции Прогресс-3.
- 4.10. Распределение значимых спектральных максимумов за каждый день для всего периода наблюдений на арктической станции Тикси за период с 11.07.2017 по 15.07.2017.
- 4.11. Пункты измерений флуктуаций скорости ветра (V), температуры (T) и атмосферного давления (P) с помощью метеорологических станций (АМС) в бухте Тала вблизи станции

Прогресс: 1- АМС на судне «Академик Фёдоров» ($69^{\circ}25'39.31''$ ю.ш., $76^{\circ}09'59.28''$ в.д.), 2- АМС на станции Бхарати ($69^{\circ}24'23.41''$ ю.ш., $76^{\circ}11'38.64''$ в.д.), 3- АМС на расстоянии 500 м от судна (на высоте 2 м). ($69^{\circ}25'24.01''$ ю.ш., $76^{\circ}09'42.64''$ в.д.).

- 4.12. Флуктуации скорости ветра (V'), температуры (T') и атмосферного давления (P') в пунктах 1, 2 и 3, после вычета их средних значений. Время по UTC отсчитывается относительно 14. 02. 2023 06:50.
- 4.13. Функции когерентности флуктуаций скорости ветра между т.1-2 (а), 1-3 (б) и 2-3 (в) для интервала анализа 60 часов. Скользящее окно 15 ч. Шаг сдвига 0,1 час.
- 4.14. Атмосферное давление (в гПа) в т.1 и 3 (вверху) и когерентность (внизу) между его флуктуациями в т. 1 и 3 в промежутке времени с 14.02.2023 по 20.02.2023 г. для интервала анализа 60 часов. Скользящее окно 15 ч. Шаг сдвига 0,1 час.
- 4.15. Горизонтальные фазовые скорости и азимуты распространения отфильтрованных колебаний скорости ветра в диапазоне периодов 3,47-2,78 ч.
- 4.16. Квадрат частоты Брента-Вяйсяля N^2 в тропосфере зависимости от высоты до 14.2 км (слева) и до 1000 м (справа) в периоды наблюдения ВГВ 16 февраля 2023 г (а) в интервале времени 30-44 на рис. 4.16 б, и 19 февраля 2023 г. в интервале времени 90-105 ч на Рис.4.16 в (б).
- 4.17. Временные колебания лагранжевой скорости частицы среды с начальной координатой $a=0$, $b=0$, $c=z1$ (красная линия) и эйлеровой скорости среды в т. $x=0$, $y=0$, $z=z1$ (черная линия) (а), и соответствующие спектры этих колебаний (б).

Список таблиц

Таблица 3.1 Основные параметры обработки сигналов

Таблица 4.1. Стоянки судна «Академик Фёдоров» на антарктических станциях в ходе 68 и 69 РАЭ