

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

На правах рукописи

Марчук Екатерина Артемовна

**Процессы генерации мезомасштабных внутренних волн в системе океан-атмосфера и их влияние
на тепло- и газообмен 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 - 2025

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ОПИСАНИЕ ПРЕДМЕТА И ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ	16
1.1 Внутренние волны в океане как предмет исследования	16
1.1.1 Понятие внутренних волн	16
1.1.2 Механизмы генерации внутренних волн	18
1.1.3 Дистанционные методы измерения характеристик ВВ	20
1.1.4 Контактные методы измерения характеристик ВВ	22
1.1.5 Моделирование ВВ	22
1.2 Внутренние волны в атмосфере как предмет исследования	22
1.2.1 Понятие внутренних гравитационных волн (ВГВ)	22
1.2.2 Механизмы генерации ВГВ	23
1.2.3 Контактны и дистанционные методы измерения	24
1.3 Выводы к главе 1	25
ГЛАВА 2. АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ И МЕХАНИЗМА ГЕНЕРАЦИИ ВНУТРЕННИХ ВОЛН СУБМЕЗОМАСШТАНЫМИ ВИХРЯМИ В РАОНЕ МОЗАМБИКСКОГО ПРОЛИВА	26
2.1 Генерация внутренних волн вихрями	26
2.2 Методика и материалы	27
2.3 Исходные данные	30
2.4 Моделирование формы волновых гребней внутренних волн, генерируемых движущимися неоднородностями плотности на периферии вихря	37
2.5 Выводы к главе 2	44
ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРЕННИХ ВОЛН В КАРСКОМ МОРЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА И ИМПУЛЬСА НАД МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ	46
3.1 Внутренние волны в арктических морях	46
3.2 Приборы и методы	47
3.3 Методика обработки данных	49
3.3.1 Спектральный метод	50
3.3.2 Прогрессивный многоканальный корреляционный метод	50
3.3.3 Метод расчёта турбулентных потоков COARE	51
3.4 Определение направления распространения и скорости короткопериодных внутренних волн, наблюдавшихся во время дрейфа судна 12.08.2021 (Станция 3911)	52

3.5 Кросс-спектры между флуктуациями температуры воды (термокоса), температуры поверхности (ТПО) и флуктуациями метеопараметров в приводном слое атмосферы	57
3.6 Анализ мезомасштабных вариаций вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса вблизи поверхности Карского моря	64
3.7 Выводы к главе 3	69
ГЛАВА 4. ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН НА ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА, ИМПУЛЬСА И КОНЦЕНТРАЦИИ CO₂ В ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ВБЛИЗИ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ	70
4.1 Внутренние гравитационные волны и атмосферные примеси.....	70
4.2 Методика и материалы	72
4.3 Исходные данные	74
4.4 Частотные спектры и кросс-спектры мезомасштабных вариаций метеопараметров и вертикальных турбулентных потоков тепла, импульса и концентрации CO ₂	75
4.5 Влияние индуцируемой волнами и приливами адвекции частиц среды на формирование наблюдаемых спектров	86
4.6 Выводы к главе 4	91
Заключение	93
Список условных сокращений	95
Список литературы	96
Список рисунков	115
Список таблиц	118

Введение

Диссертация посвящена исследованию мезомасштабных процессов в атмосфере и в океане, таких как внутренние волны и вихри, а также механизма генерации внутренних волн вихрями и влияния внутренних волн на тепло- и газообмен с атмосферой.

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 [Мирополюский, 1981]. 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].

Актуальность исследования.

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 будущего тепла 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, и 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 регионах [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 феноменов 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; конвекция 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 оказывают существенное влияние на циркуляцию и перемешивание водных масс в океане [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. 20096], 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]. Следовательно, анализ и интерпретация спутниковых снимков разных частей океана на предмет обнаружения на них вихрей одновременно с внутренними волнами актуальны с точки зрения выяснения реального механизма генерации внутренних волн вихрями. А также определения связи параметров внутренних волн (длин волн, формы гребней и их фазовой скорости распространения) с параметрами самого вихря (масштаб, азимутальная скорость течения и ее сдвиги).

В свою очередь, известным является 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, Миклашевская, 2009; Лаврова и др., 2015; Kozlov et al., 2015]. В [Доценко, Миклашевская, 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 [Миропольский, 1981] обсуждается механизм генерации внутренних волн случайными флуктуациями атмосферного давления, который учитывает наличие в пространственно-временном спектре компонент, резонансным образом возбуждающих внутренние гравитационные волны в океаническом волноводе.

Внутренние волны и инерционно-гравитационные волны модулируют во времени и пространстве сдвиги скорости течения, приводя к определенным временным и пространственным спектрам вариаций этих сдвигов [Pinkel, 2008; Röhrs et al., 2023]. Медленная во времени модуляция вертикальных градиентов скорости течения (по сравнению с масштабами изменений турбулентных пульсаций скорости и температуры) приводит к соответствующей модуляции вертикальных турбулентных потоков импульса, а модуляция вертикальных градиентов температуры влияет на вертикальные турбулентные потоки тепла.

В приземном слое атмосферы, в условиях устойчивой стратификации, наблюдается влияние внутренних волн на сдвиги скорости ветра (по данным измерений с использованием акустического лоатора (содара) и метода акустической томографии) и вертикальные турбулентные потоки импульса [Chunchuzov et al., 2009б]. На основании указанных выше результатов наблюдения и моделирования внутренних волн в океане и приземном слое атмосферы мы предполагаем, что внутренние волны влияют на турбулентные потоки импульса и тепла вблизи поверхности океана.

Цель работы

Целью настоящего исследования является изучение механизмов генерации внутренних волн (ВВ) в океане и их влияния на турбулентные потоки тепла, импульса и углекислого газа с использованием результатов спутниковых и натурных наблюдений.

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

1. Исследовать механизм генерации внутренних волн (ВВ) в океане субмезомасштабными вихрями;
2. Исследовать влияние ВВ в океане на флуктуации давления, температуры, скорости ветра и турбулентные потоки тепла и импульса в приводном слое атмосферы;
3. Исследовать влияние внутренних гравитационных волн (ВГВ) в атмосфере на вертикальные турбулентные потоки тепла и импульса через поверхность океана;
4. Исследовать 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). Преимущества 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

производилось 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, соответствующих 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 импульса и влаги 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 характеристик углекислого газа в приводном слое Антарктиды производилось с использованием натурных наблюдений, полученных в рамках 68 Российской антарктической экспедиции на судне «Академик Трёшников».

Выявление общих периодов для флуктуаций температуры воды на разных глубинах и флуктуаций различных метеопараметров, турбулентных потоков тепла и импульса, а также метеопараметров и концентрации CO₂ производилась с помощью анализа кросс-спектров и спектральной плотности мощности всех этих флуктуаций [Коняев, 1981].

Научная новизна работы:

- Экспериментально подтверждена теоретически обоснованная ранее [Johannessen et al., 2019; Chunchuzov et al., 2021a] генерация ВВ субмезомасштабными вихрями в районе Мозамбикского течения.
- Впервые предложена модель формирования спиралевидных волновых гребней ВВ, объясняющая наблюдаемые формы и периоды полосатых спиралевидных структур на спутниковых снимках (РСА – радиолакатеры синтезированной апертуры).
- 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).
- Впервые предложен возможный резонансный механизм взаимодействия внутренних волн в слое термоклина с определенными спектральными компонентами флуктуаций атмосферного давления, для которых частоты и горизонтальные скорости распространения совпадают с

соответствующими частотами и горизонтальными фазовыми скоростями внутренних гравитационных мод в слое термоклина.

- Впервые установлено влияние ВВ в широком диапазоне периодов, общих для океанических и атмосферных внутренних волн, на турбулентные потоки тепла и импульса через поверхность океана.
- Впервые разработана модель влияния индуцируемой атмосферными ВГВ и приливами адвекции частиц воздуха на формирование наблюдаемых спектров флуктуаций метеопараметров с присущей им “гребенчатой” формой, состоящей из большого числа спектральных максимумов.
- Впервые предложена модель связи частотных спектров флуктуаций температуры и концентраций примесей, вызванных ВГВ в атмосфере, со спектром флуктуаций горизонтальной скорости ветра.

Теоретическая и практическая значимость работы

Разработанная модель генерации спиралевидных ВВ субмезомасштабными вихрями 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 океанических ВВ на турбулентные потоки импульса и тепла, а также на метеозлементы (давление, скорость ветра и температуры воздуха) и концентрацию углекислого газа вблизи поверхности моря могут найти практическое применение в разработке параметризации процессов взаимодействия океана и атмосферы в моделях прогноза погоды и климата.

Исследование частотных спектров флуктуаций температуры и концентрации примесей позволяют 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) Генерация внутренних волн субмезомасштабными вихрями проявляется в виде спиралевидных структур на периферии субмезомасштабных вихрей на спутниковых снимках в радиолокационном диапазоне и подтверждается анализом их форм и периодов.
- 2) Внутренние волны, распространяющиеся в слое термоклина в океане, вызывают в приводном слое атмосферы временные колебания значений 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 ч).
- 3) Внутренние гравитационные волны в атмосфере модулируют турбулентные потоки тепла и импульса на границе океан–атмосфера в широком диапазоне периодов (от десятков минут до нескольких часов), что проявляется в наблюдаемых временных осцилляциях турбулентных потоков тепла, импульса и метеопараметров с соответствующими дискретными периодами (27, 40, 50 мин, 2, 3, 6 ч).
- 4) Внутренние гравитационные волны и их нелинейные взаимодействия формируют специфическую "гребенчатую" структуру частотных спектров флуктуаций температуры, концентрации углекислого газа и турбулентных потоков тепла и импульса в приводном слое атмосферы.

Степень достоверности определяется тем, что научные выводы, сделанные в диссертации, получены с использованием апробированной методики 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 23 международных и всероссийских научных конференциях и семинарах:

X Международная научно – практическая конференция «Исследования и образование MARESEDU - 2021» (Москва, 25-29 октября 2021); XIX Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 25-29 ноября 2021); XVIII Большой Географический Фестиваль (Санкт-Петербург, 8-10 апреля 2022 г.); Arctic Observing Summit 2022 (Тромсё, Норвегия, 30 март – 1 апрель 2022); VII Международная научно-практическая конференция «Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий (Майкоп, 15 – 19 мая 2023); Конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде «CITES - 2023» (Москва, 13-16 июля 2023); 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); VIII Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (13-17 мая 2024, г. Владивосток); XIII Международная конференция по измерениям, моделирования 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:

1. Проект РНФ «Мезомасштабные флуктуации метеорологических полей, примесей и инфразвуковых сигналов», № 21-17-00021 (2021 – 2023 гг.)
2. 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.)
3. 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)
4. Государственное задание Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН «Диагноз и моделирование взаимодействия пограничных слоев атмосферы и гидросферы», номер госрегистрации 1024032500386-6 (2025-2027).
5. 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.)

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 приповерхностном слое атмосферы в районе Восточной Антарктиды. Соискателем написаны все статьи, в которых он является первым автором, и части статей, опубликованных в соавторстве, а также представлены результаты работы в научных докладах и на конференциях.

Публикации

По теме диссертации опубликовано 3 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. 7582–600. DOI: 10.31857/S0002351524050029
3. Marchuk E.A., Chunchuzov I.P., Repina I.A., Ivanov B.V., Bezgreshnov A.M. Relation of CO₂ concentration to meteorological conditions and atmospheric waves processes near East Antarctica // Izvestiya - Atmospheric and Oceanic Physics. 2025, Vol. 61, No. 4, pp. 98–115

Другие публикации по теме диссертации:

- 1) 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.
- 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 // Комплексные исследования Мирового океана. С. 165-166. Владивосток, 2024.

- 3) Марчук Е.А., Чунгузов 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.
- 4) Марчук Е.А., Иванов Б.В., Безгрешнов А.М., Ивлев М.О. Анализ теплобалансовых и ледовых наблюдений в сезон 68-й Российской антарктической экспедиции // Моря России. С.91-92. Севастополь, 2023.
- 5) 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.
- 6) 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 238 наименований. В ней содержится 112 страниц, 1 таблица и 33 рисунок.

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 проводятся исследования генерации внутренних гравитационных волн в океане мезомасштабными вихрями с использованием спутниковых снимков и моделирования самого процесса генерации внутренних волн вихрями.

Глава 2 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 3** анализ зависимости концентрации CO₂ от метеорологических параметров и волновых процессов в атмосфере (периоды от нескольких минут до суток) на основе данных 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 участие в экспедиции в Антарктиду и полезные советы.

Глава 1. Описание предмета и объекта исследования

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-Вайсяля, 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-Вайсяля 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. [Под ред. Лавренова, Морозова]

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 ВВ. В литературе описано большое количество 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 будут 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 коротко-периодных 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 [Boguscki 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, Серебрянный, 2007].
- Генерация ВВ судами на мелком термоклизе [Serebryany, 2023].

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

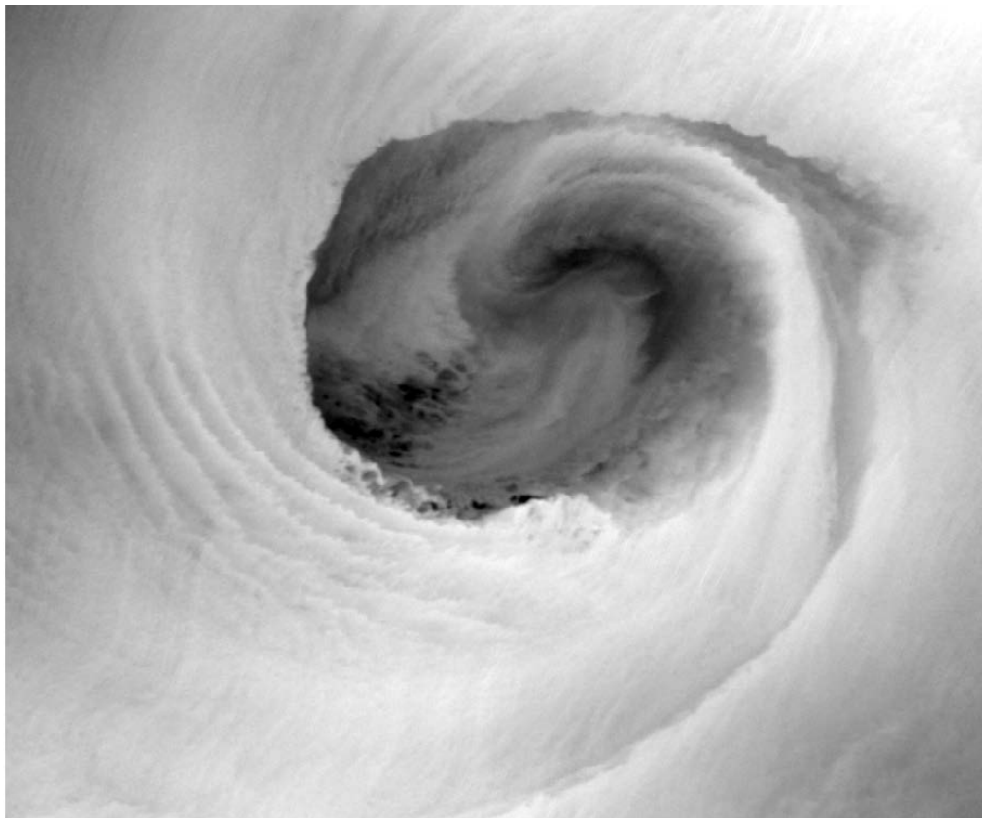


Рис.1.1. ИК – снимок вихря из статьи [Marmorino et al., 2018], который подробно

анализируется в статье [Chunchuzov et al., 2021a]. На нем 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., 2020a; 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]. Получение снимков 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 числа информации о процессах динамики и циркуляции верхнего океана [Vesecky, Stewart, 1982; Johannessen et al 1995; Johannessen et al 1996; Ivanov, Litovchenko, 1998]. Так появился новый научный материал 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 способно «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 слайдами 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 ВВ. 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.

Моделирование ВВ. 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:

$$N_{bv}^2 = g \frac{\partial \ln \theta_v}{\partial z} = \frac{g}{T} (\gamma_\alpha - \gamma) \quad (3.1)$$

где $\frac{\partial \theta_v}{\partial z}$ – вертикальный градиент потенциальной температуры. $\gamma_\alpha = -\left(\frac{\partial T_v}{\partial z}\right)_d \approx \frac{g}{c_{p,d}}$ – сухадиабатический 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 ВГВ** 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**. Что касается методов дистанционного зондирования, то в литературе описаны многочисленные случаи наблюдений атмосферных внутренних волн на снимках радаров с синтезированной апертурой морской поверхности, проведён их анализ и интерпретация [Спиридонов и др., 1988; Churchuzov et al., 2000; Alpers, 2008; Magalhaes et al., 2011; Ivanov, 2015]. Механизм отображения волн на РСА снимках состоит в том, что поле ветра, создаваемое ВГВ у поверхности моря, модулирует с периодом волны параметры поверхности мелкомасштабного волнения поверхности моря, которое, в свою очередь, ответственно за рассеяние радиолокационного сигнала. В результате периодические вариации скорости ветра у поверхности моря, обусловленные ВГВ, приводят к образованию квазипараллельных поверхностных темных и светлых полос на РСА снимках.

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 углекислого газа. 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; Churchuzov et al. 2024], вертикальных [Newell et. all., 1996; Wei et al. 2009] и частотных спектров [Serafimovich, et al., 2010; Churchuzov et al., 2017] осцилляций концентраций примесей. Таким образом, концентрация углекислого газа может служить маркером для выявления ВГВ.

Основные трудности экспериментальных исследований пространственной структуры мезомасштабных вариаций атмосферных параметров и особенно загрязняющих примесей во многом обусловлены сложной организацией эксперимента – пунктов сбора данных, разнесённых на относительно малые расстояния, измерений концентрации примесей и других атмосферных параметров с большой частотой.

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, однако могут быть ограничены в охвате территории и времени наблюдения. С другой стороны, спутниковые методы предоставляют возможность широкомасштабного мониторинга, но могут страдать от недостаточной разрешающей способности и влияния 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.

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

2.1. Генерация внутренних волн вихрями

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]. Однако, к настоящему времени было проведено мало полевых экспериментов, направленных на выяснение вопроса о том, могут ли мезомасштабные вихри в океане генерировать внутренние волны. Исключением является специальный эксперимент по изучению вихрей и внутренних волн в краевой ледовой зоне в Гренландском море - MIZEX 87 [Johannessen et al., 2019]. В этом эксперименте впервые наблюдалось, как антициклонический вихрь с масштабом 40 км генерировал внутренние волны с периодом 1-3 цикла/ч, 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).

В ряде работ по численному моделированию генерации спиралевидных структур вокруг вихрей с малым числом Россби $Ro = V/(Lf) \ll 1$, (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 Вейселя-Брента N во всем слое океана) [Bo 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 излучение этих волн носит спонтанный характер и аналогично излучению акустических волн турбулентными вихрями в соответствии с механизмом, описанным Лайтхиллом [Plougonven and Zeitlin, 2002; Wang, Özgökmen, 2016; Lighthill, 1952].

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

В отличие от упомянутых выше работ в [Johannessen, 2019] был предложен механизм генерации внутренних волн субмезомасштабными вихрями с $Ro > 1$. В этой работе 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 океане приводят к генерации внутренних волн.

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 РСА снимков, с целью объяснения возможного механизма генерации этих структур. В качестве примера рассматриваются вихри, обнаруженные в северной части Мозамбикского пролива.

2.2. Методика и материалы

В данной работе, выявление субмезомасштабных вихрей со спиралевидными полосами проводилось по данным РСА-снимков спутника Sentinel – 1A [Chunchuzov et al., 2021a], предоставляемым 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 проводился в программе SNAP (Sentinel Application Platform), разработанной Европейским космическим агентством специально для обработки спутниковых данных миссии Sentinel [<https://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>].

Всего было проанализировано 1172 снимка за период с 2014 до 2017 года. Было выявлено 986 субмезомасштабных вихрей. Отобрано 10 снимков, из которых выявлено два случая формирования субмезомасштабных вихрей, генерирующих спиралевидные полосы, подходящие для дальнейшего анализа. Таким образом можно сказать, что подобные вихри являются очень редким явлением (0.2 %).

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.

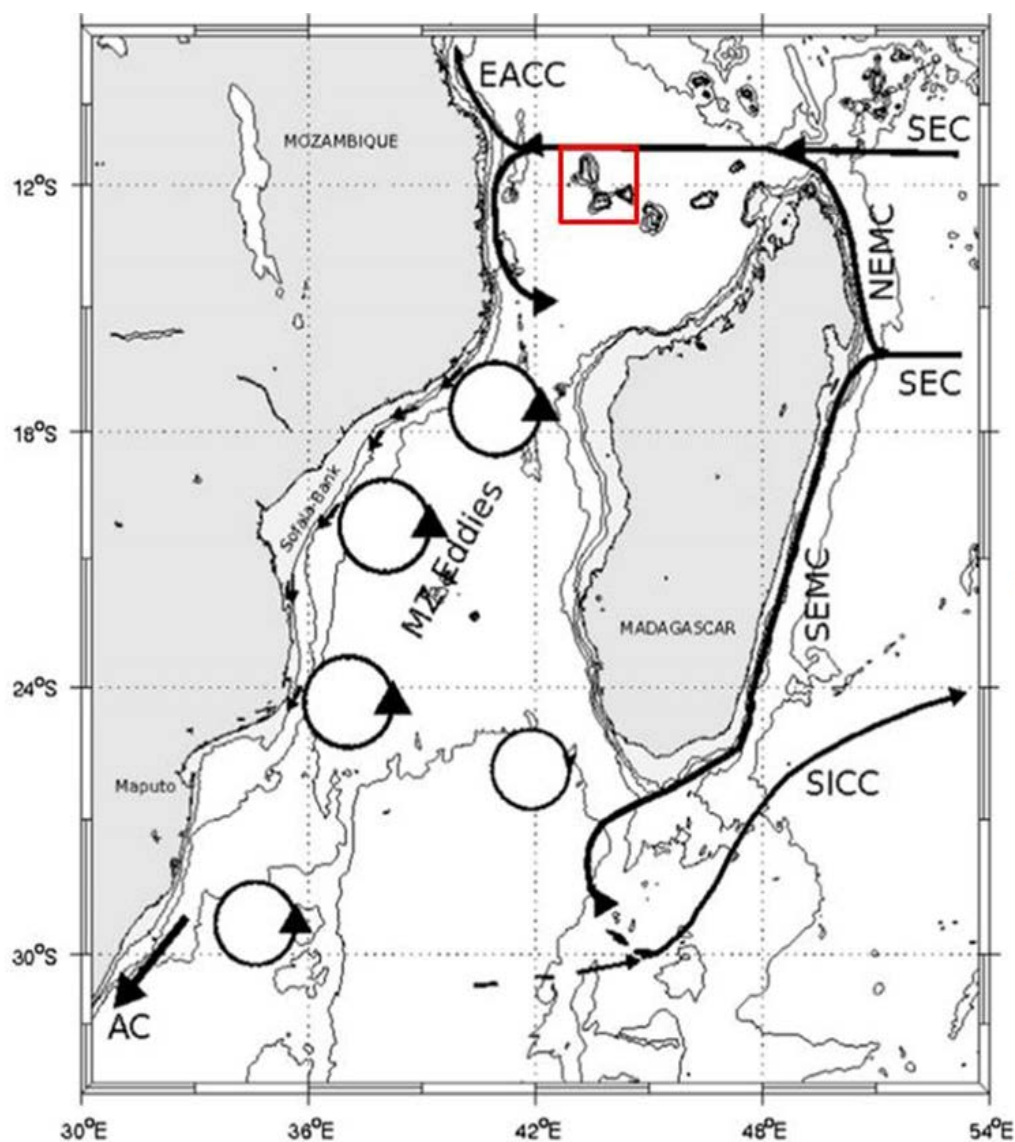


Рис.2.1. Основные океанографические особенности циркуляционной системы Мозамбикского пролива и района вокруг Мадагаскара. Южно-экваториальное течение (SEC), Северо-восточное Мадагаскарское течение (NEMC), Юго-Восточное Мадагаскарское течение (SEMC), Восточноафриканское прибрежное течение (EACC), Южно-Индийское 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 методику выделения вихрей на поверхности океана, разработанную 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 (средне-арифметический) 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 стрелки, в северном полушарии принимается за антициклонический вихрь, а в южном полушарии – циклонический соответственно.

2.3. Исходные данные

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

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.



Рис. 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 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. Предполагается, что эти тонкие

светлые и темные полосы являются проявлением внутренних волн. На других светлых полосах, через которые проходит разрез, такое “расщепление” неразлично. Однако, на вариациях интенсивности отраженного радиолокационного сигнала вдоль разреза, показанных ниже на рис.2.4а, видно, что крупномасштабные колебания интенсивности с периодами порядка нескольких км, связанные с широкими спиралевидными 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.

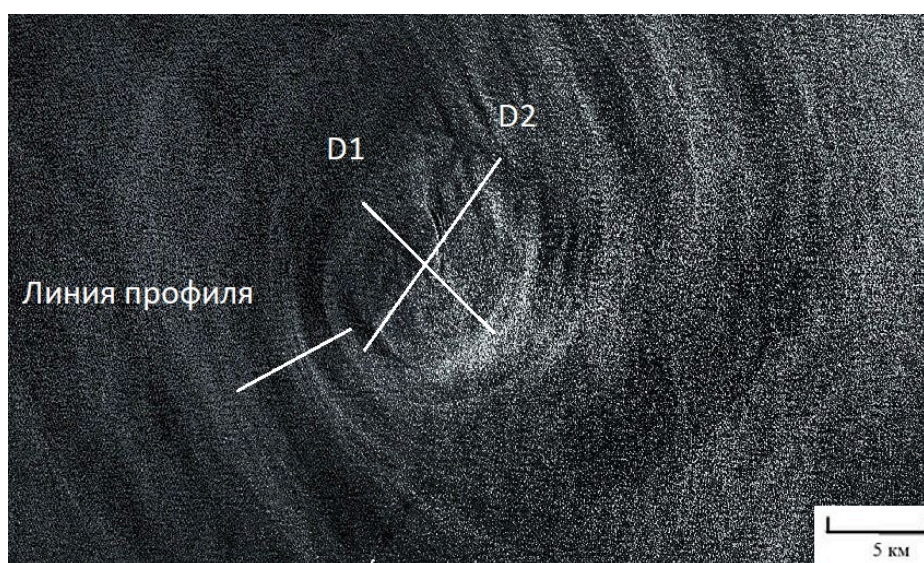


Рис.2.3. Увеличенный в размере вихрь внутри квадрата на рис. 1.2. Полосатая структура на его периферии пересечена линией с указанным направлением, вдоль которой получена интенсивность отраженного сигнала в зависимости от расстояния r (см. ниже рис. 1.6, где начальное и конечное значения r соответствуют 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.

Оценка масштаба пространственных вариаций волнового поля в зависимости от расстояния r вдоль линии разреза на рис.2.3, производилась на основе построенных зависимостей интенсивности отраженного радиолокационного сигнала $W(r)$ (рис.2.4а) и горизонтального спектра сигнала $W(r)$ (рис.2.4б). Окно сглаживания в построении горизонтального спектра сигнала $W(r)$ бралось равное длине реализации. Сразу бросается в глаза наличие квазипериодических вариаций $W(r)$ на рис.2.4а с максимумами на расстояниях $r \sim 100, 1500$ и 2800 м, и минимумами на расстояниях $r \sim 500, 2400$ и 3900 м.

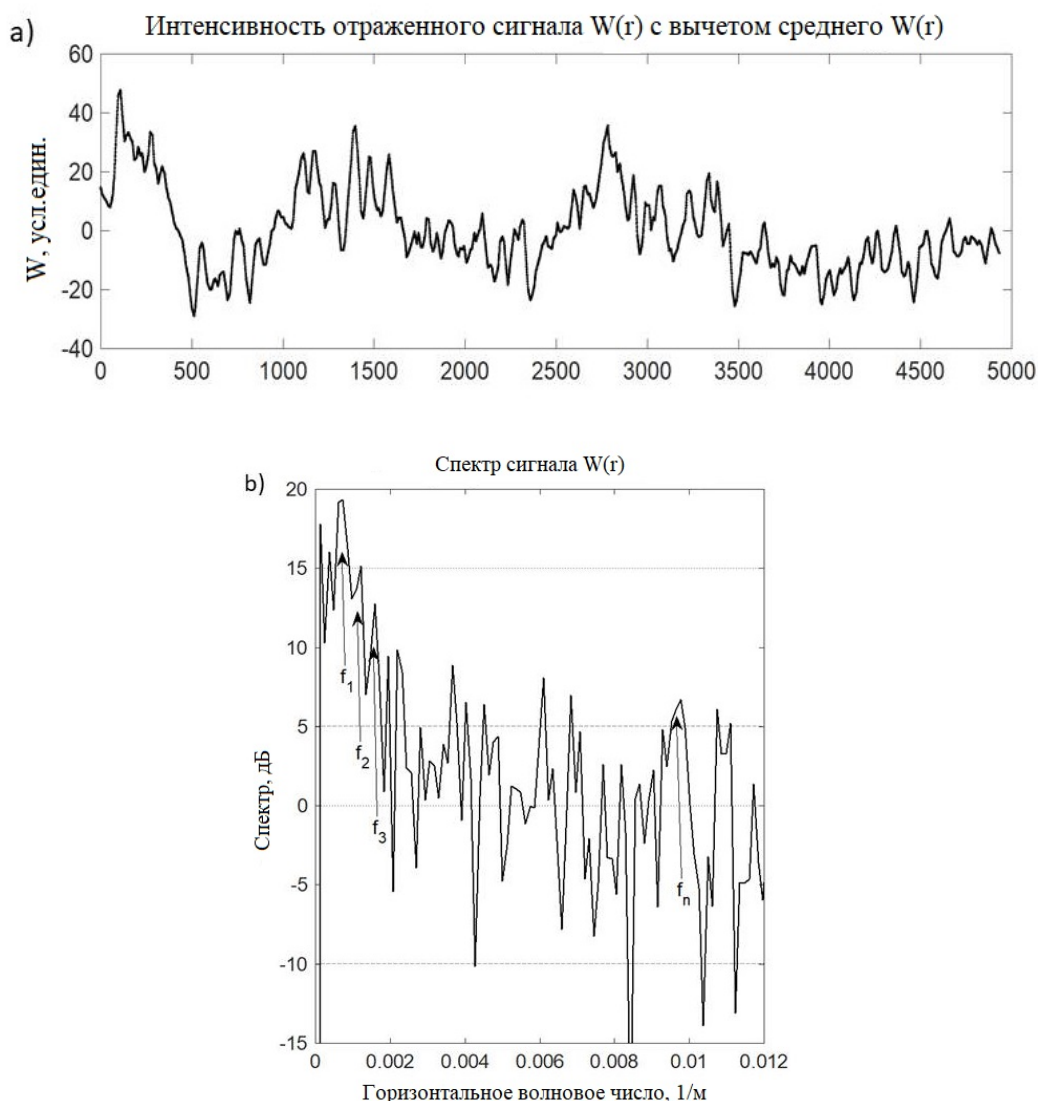


Рис.2.4. Зависимость интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ от расстояния r вдоль линии разреза на рис.1.3., поперечной к полосатой спиралевидной структуре вихря (а) и горизонтальный спектр сигнала $W(r)$ (б), где $f = K/(2\pi)$, K – горизонтальное волновое число.

Средний период этих вариаций составляет порядка 1500 м. Одновременно с этим, обнаружены квазипериодические вариации с гораздо более короткими периодами порядка 100 м. Они также проявляются на рис.2.4б в спектре вариаций $W(r)$. Спектр показывает наличие спектральных максимумов при $f_1 = 0.0003 \text{ м}^{-1}$, $f_2 = 0.0006 \text{ м}^{-1}$, $f_3 = 0.0008 \text{ м}^{-1}$, где $f = K/(2\pi)$, а K – горизонтальное волновое число. Наблюдаемые спектральные максимумы соответствуют горизонтальным масштабам 3 км и 1.6 км, и сравнимы по величине с измеренными нами расстояниями между полосами спиралевидной структуры на изображении вихря. В то же время имеется также максимум $f_n = 0.01 \text{ м}^{-1}$ на коротком горизонтальном периоде порядка 100 м, соответствующем мелкомасштабным спиралевидным полосам, на которые “расщепляются”

широкие спиралевидные полосы. Именно этот период соответствует расстоянию между соседними гребнями ВВ (длине волны), как будет показано в модели генерации ВВ вихрем, описываемой ниже.

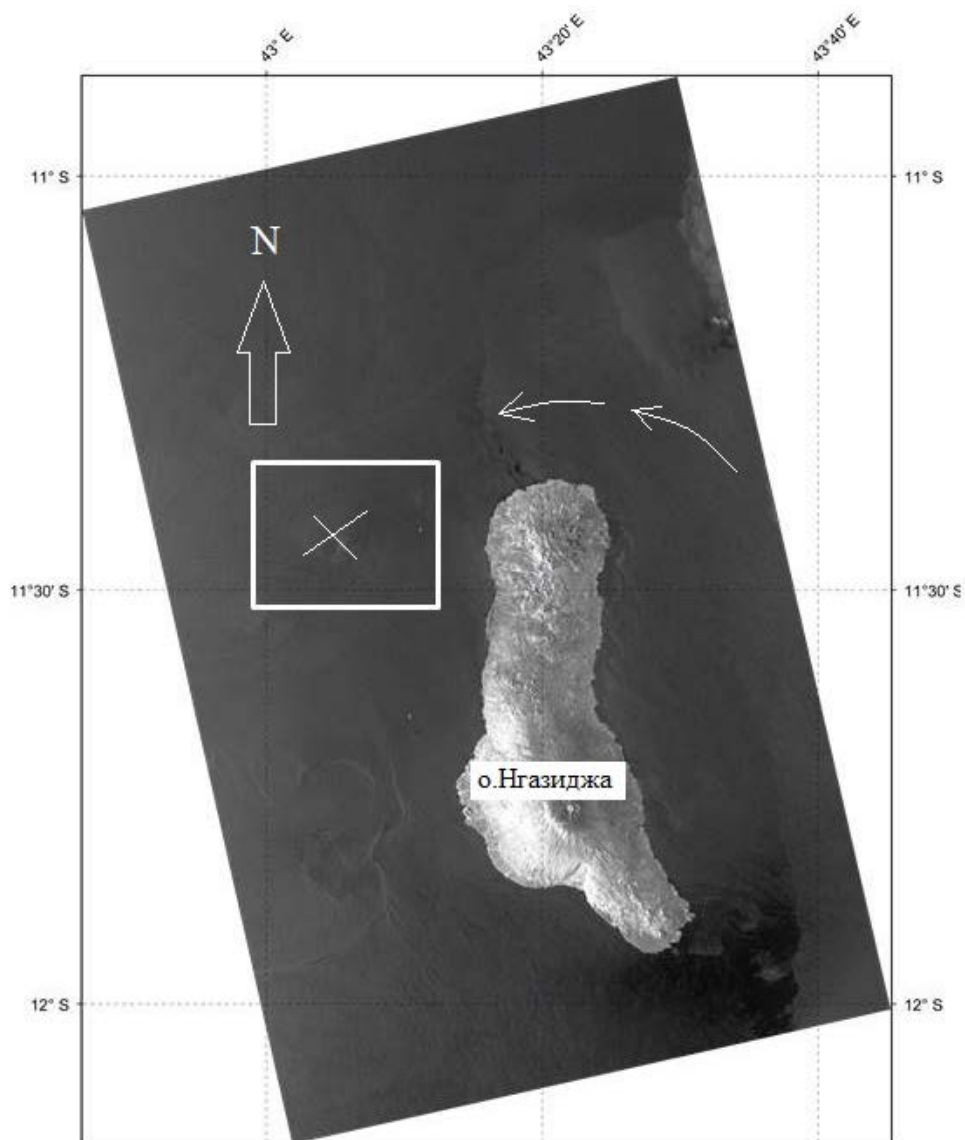


Рис.2.5. Снимок субмезомасштабного вихря с диаметром около 5 км (внутри прямоугольника), обнаруженного 25 сентября в 15:28 ч. на широте около 11°30' Ю.Ш. вблизи о. Нгазиджа (Ngazidja).

Еще один субмезомасштабный вихрь диаметром порядка 5 км был обнаружен на снимке от 25 сентября 2017 г. вблизи о. Нгазинджа на широте 11°30' ю.ш. (рис.2.5). Этот-же 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 2.3). Показаны также 3 разреза вдоль разных частей полосатой структуры, для

которых построены зависимости интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (рис.2.7а) и соответствующие им горизонтальные спектры $W(r)$ (рис.2.7б).

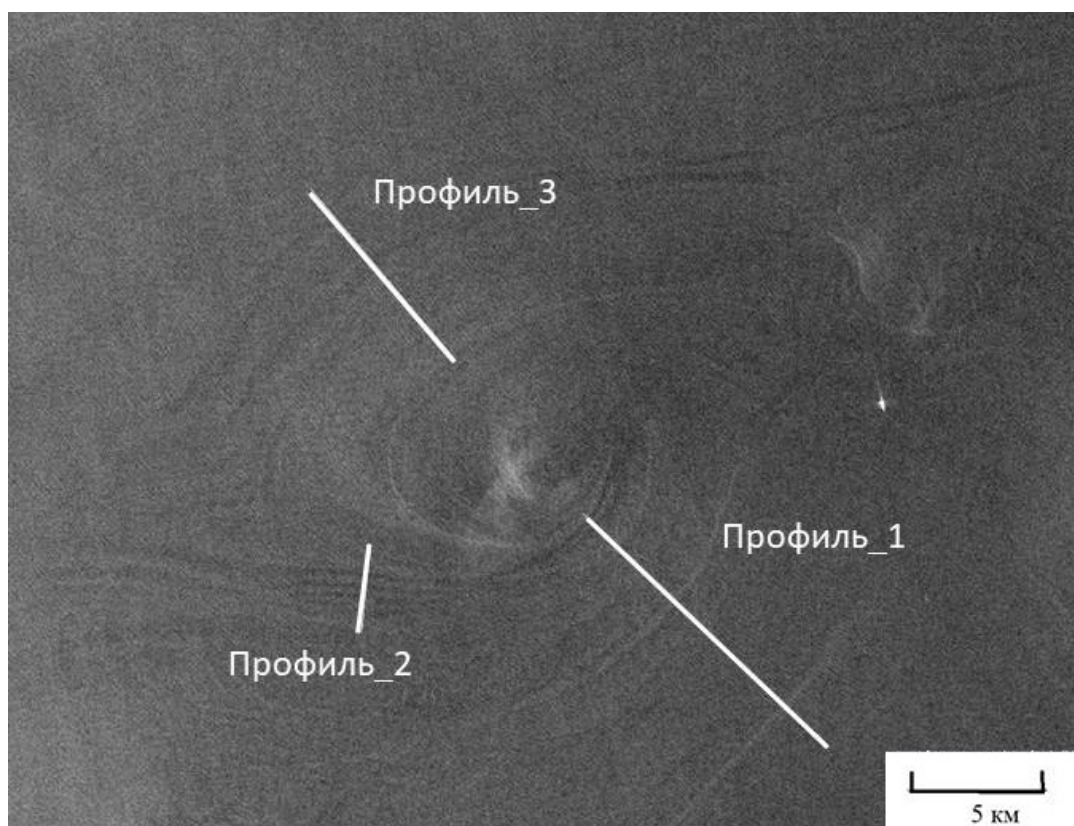


Рис.2.6. Увеличенный в размере вихрь внутри белого квадрата на рис. 2.5. Показаны также разрезы (профили 1, 2 и 3) вдоль разных частей спиралевидной полосатой структуры.

Три спектральные кривые, построенные для 3-х профилей, содержат множественные спектральные максимумы, спадающие по интенсивности при уменьшении горизонтальных масштабов вариаций $W(r)$ от нескольких километров до десятков метров. Вклад в вариации $W(r)$ с периодами в сотни метров могут давать внутренние волны, генерируемые самим вихрем, и спектральные компоненты, образующиеся в результате нелинейных взаимодействий этих волн. Вызванные волнами квазипериодические вариации интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ определяются визуально для профиля 2 на рис.2.6, а также по соответствующему для этого профиля спектру на рис.2.7б, содержащему спектральные максимумы на частотах $f=0.004, 0.007$ и 0.008 м^{-1} или периодах в 250, 143 и 125 м, соответственно.

Далее рассмотрим модель формирования волновых гребней внутренних волн, генерируемых субмезомасштабными вихрями.

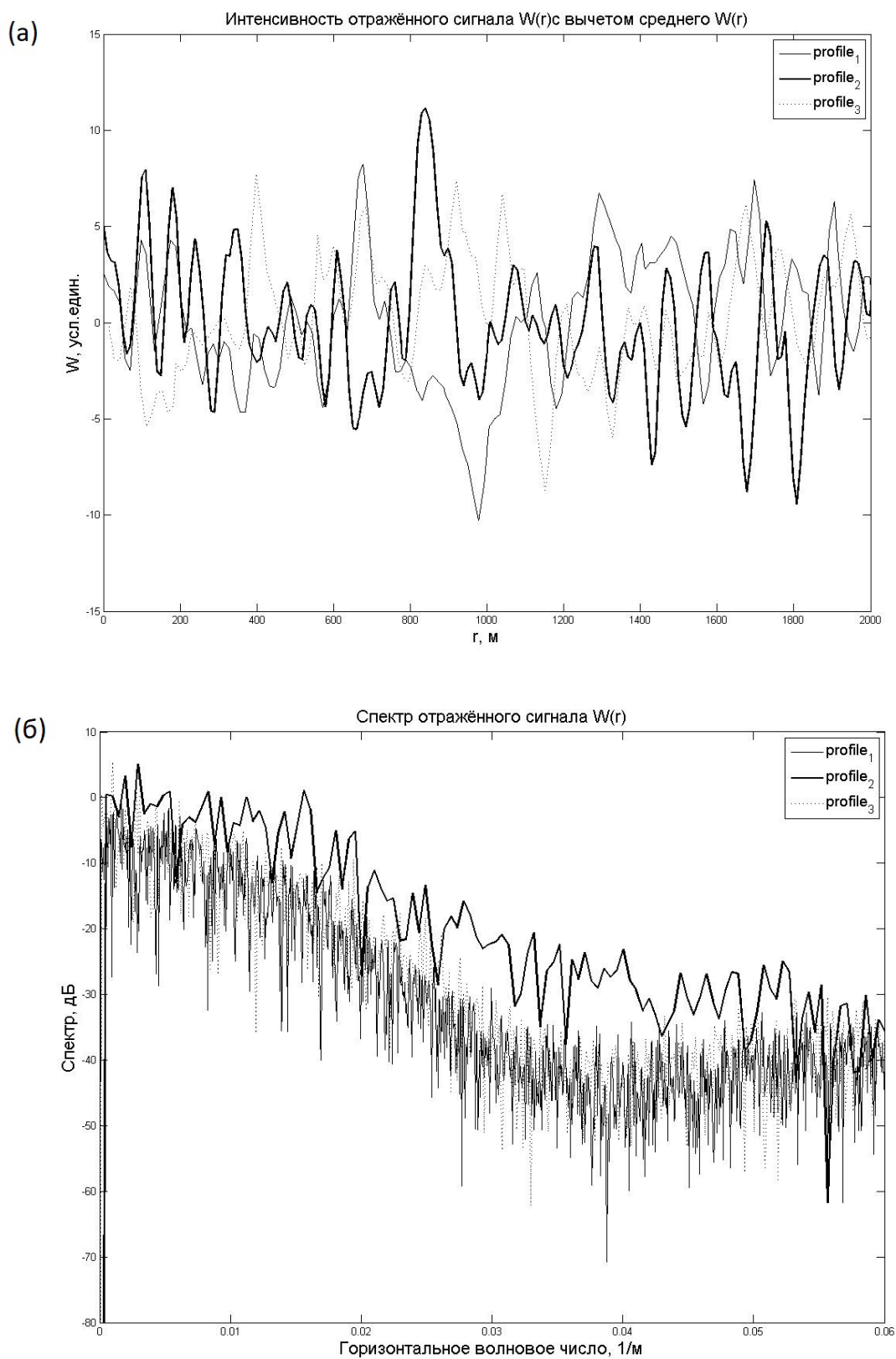


Рис. 2.7. Зависимости интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (профили 1–3) на рис. 2.6, проведенных через разные части полосатой спиралевидной структуры вихря (а) и соответствующие им горизонтальные спектры сигнала $W(r)$ (б).

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).

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 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, в третьих, из предположения, что при скорости в 0.3 м/с достигается удовлетворительное согласие формы и параметров моделируемой и наблюдаемой на снимке спиралевидной структуры вихря.

Подобные 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 дан в работе [Johannessen et al., 2019]. В последней работе 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:

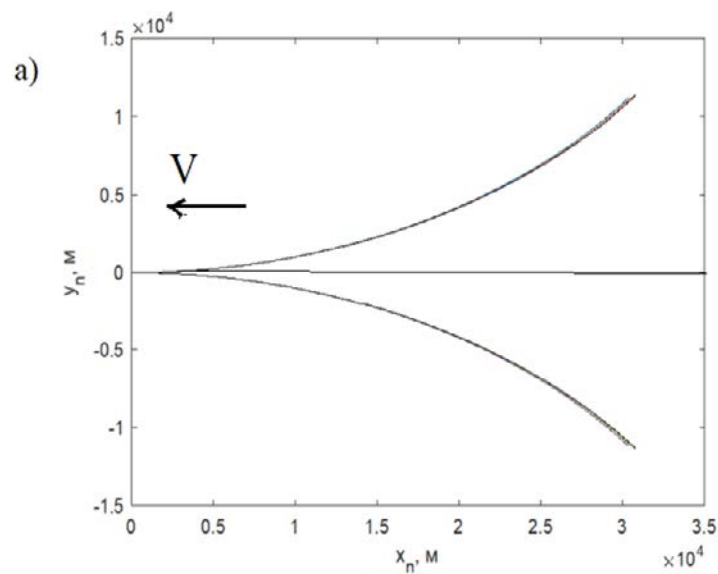
1. Наличие волноводного слоя для ВВ. Это должен быть тонкий переходный слой в термоклине с высокой статической устойчивостью ($N \sim 19$ циклов/ч), отделённый от приповерхностного слоя воды и нижележащего слоя воды, являющихся менее устойчивыми по сравнению со слоем термоклина.

2. Течение в вихре является изначально турбулентным и содержит случайные неоднородности скорости течения, температуры и плотности разных горизонтальных и вертикальных масштабов. Неоднородности плотности мы рассматриваем почти как твёрдое тело.

Рассматриваемые нами вихри (рис.2.3, 2.6) имеют эллиптическую форму. Это означает, что они не аксиально-симметричны, т.е. их поля скорости зависят от азимутального направления. Тогда как чисто круговой вихрь, рассмотренный в статье [Marmorino et al., 2018], можно описать моделью Ранкина, где в стационарном состоянии равновесия в каждом радиальном направлении градиент давления уравнивается центробежной силой.

Рассмотрим температурную неоднородность, движущуюся с текущей скоростью V по периметру циклонического вихря относительно окружающей устойчиво стратифицированной жидкости вблизи периметра вихря. Неоднородность вызывает в каждой фиксированной точке пространства с координатами x, y, z малые нестационарные возмущения температуры $T'(x, y, z, t)$ относительно невозмущённой 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 $\rho_0(z)$ – невозмущённая 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]:

$$\frac{\rho'}{\rho} = \frac{N^2}{g} \eta(2.1)$$



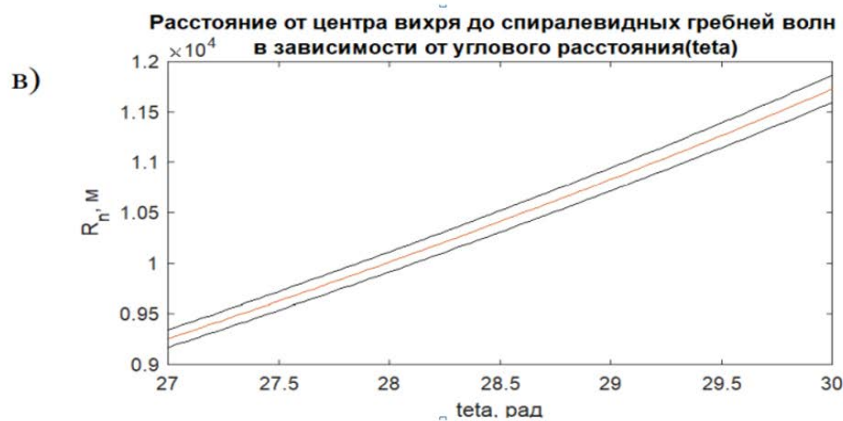
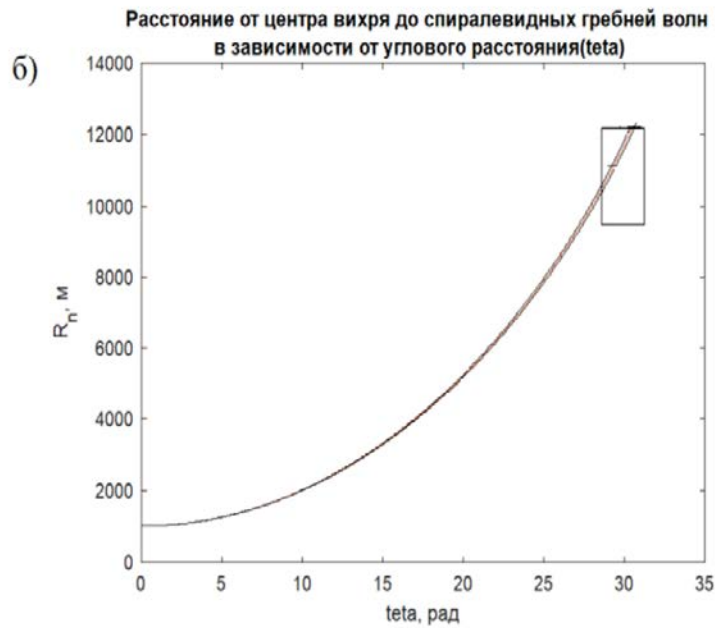


Рис.2.8. (а) Формы волновых гребней от движущегося влево твердого тела в стратифицированном океане на глубине слоя термоклина; (б) Зависимость расстояния от центра вихря до волновых гребней от азимута (teta) и (в) Увеличенный фрагмент (квадрат) волновых линий, показывающий отдельные гребни с интервалом между ними (локальной длиной волны) порядка 100 м.

Уравнение (2.1) получено из линеаризованного уравнения неразрывности для несжимаемой жидкости. $\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \omega \frac{d\rho_0}{dz} = 0$, где $\omega = \frac{\partial \eta}{\partial t}$ —вертикальная скорость, а \vec{V} —горизонтальная скорость неоднородности.

В случае, когда нестационарные смещения жидкости в некотором фиксированном объёме пространства вызваны прохождением через неё температурной (или плотностной) неоднородности, движущейся с постоянной скоростью, превышающей фазовую скорость

внутренних волн в среде, то такая неоднородность может порождать след внутренних волн, подобно движущемуся телу в устойчиво стратифицированной жидкости [Lighthill, 1978].

Адвекция неоднородностей плотности круговым течением вихря с азимутальной скоростью, зависимой 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 (термоклине). Эти нестационарные смещения в ограниченной области устойчиво-стратифицированной среды, движущейся вместе с неоднородностью, велики и приводят к генерации внутренних волн, расходящихся от этой области. Если азимутальная скорость течения превышает фазовую скорость внутренних волн, то внутренние волны расходятся от движущегося источника подобно тому, как корабельные волны расходятся от движущегося корабля.

Рассмотрим вначале прямолинейное движение источника (неоднородности с более высокой плотностью по сравнению со средней плотностью окружающей среды) со скоростью, например, $V=0.3$ м/с, которая предполагается превышающей фазовую скорость внутренних гравитационных мод в термоклинном волноводе (это предположение всегда справедливо при толщине слоя термоклина порядка 10 м и типичной частоте Брента-Вяйсяля в этом слое (см.[Chunchuzov et al., 2021a]) (рис.2.8а).

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

$$x_m = 2\pi m h_0 F^2 \cos^3(\varphi) [1 - F^2 \cos^2(\varphi) + 2 \tan^2(\varphi)] [F^2 \cos^2(\varphi)]^{-2}, (m=1,2,3) \quad (2.2)$$

$$y_m = -x_m \tan(\varphi) [1 - F^2 \cos^2(\varphi) + 2 \tan^2(\varphi)]^{-1}, (-\pi/2 < \varphi < \pi/2) \quad (2.3)$$

, 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.2.4а), φ -угол между волновым вектором волны и направлением движения источника, $\varepsilon \equiv -\Delta\rho/\rho$ - величина относительного скачка плотности в тонком слое термоклина с максимальной частотой Брента-Вяйсяля N (которая значительно превышает значения этой частоты в приповерхностном и придонном слоях океана).

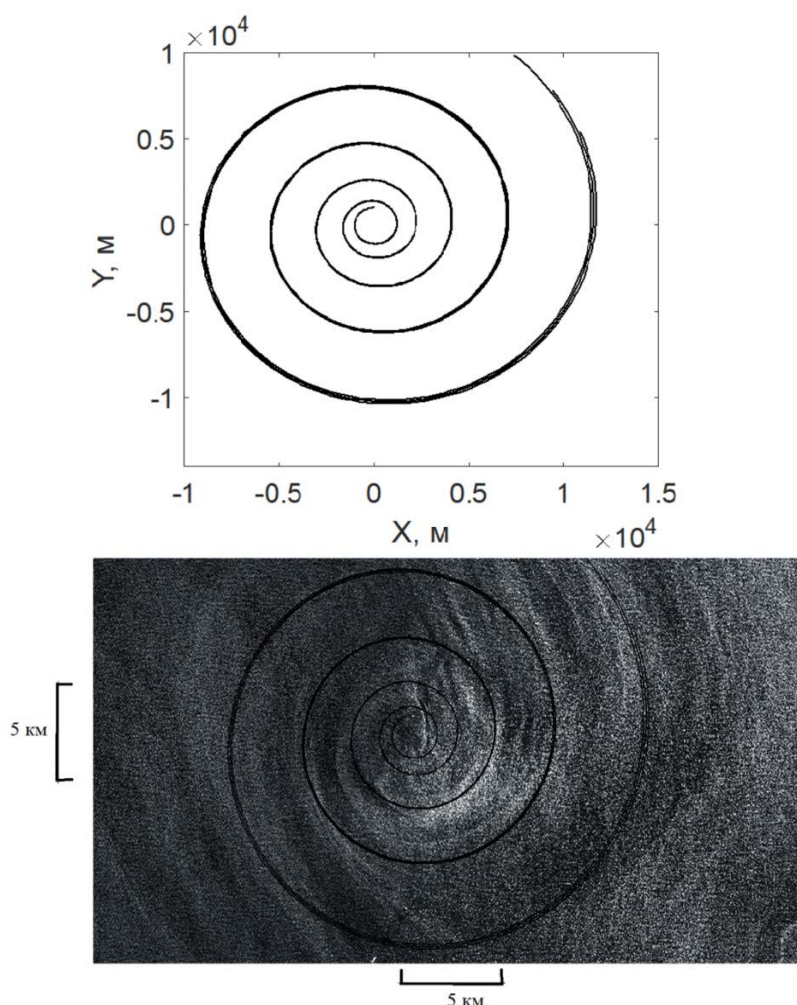
Для параметров $\varepsilon = 6 \times 10^{-4}$, $h_0=100$ м, $V=0,3$ м/с, выбранных в [Chunchuzov et al., 2021a], число Фруда F было равно 0.39. Эти-же значения V и F были выбраны и в нашем случае для

расчета спиралевидных линий постоянной фазы (рис.2.9 сверху). Именно для этих значений были получены расчетные фазовые линии (показанные для $m=100, 101, 102$), наиболее близких по своей форме и параметрам к наблюдаемой спиралевидной полосатой структуре на снимке (рис.2.9 внизу).

При переходе от прямолинейного движения волнового источника к его круговому движению со 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 (2.2) и (2.3) 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 $t=0$:

$$X(\theta_m) = r \sin \theta = (R + y_m) \sin \theta_m \quad (2.4)$$

$$Y(\theta_m) = r \cos \theta = (R + y_m) \cos \theta_m \quad (2.5)$$



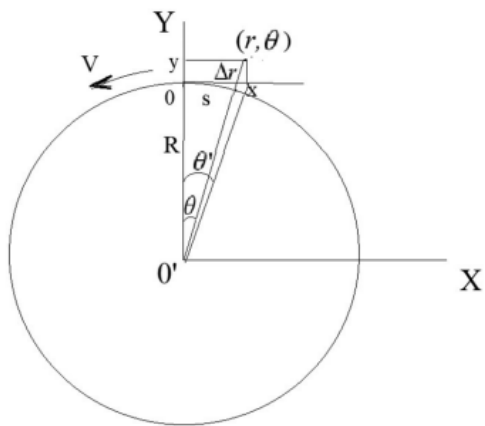


Рис. 2.10. Схема перехода от прямоугольной системы координат (x, y) к локальной криволинейной системе координат (r, θ) вблизи периметра круга ($|y| \ll R$), для которой $r = R + \Delta r \approx R + y, \theta \approx \theta' = x/R$.

Фазовые линии (2.4) и (2.5) за пределами круговой траектории источника имеют спиралевидную форму (рис.2.9 вверху), и для произвольного радиального направления от центра круга локальное расстояние между соседними фазовыми линиями увеличивается с ростом расстояния от него.

Гребни волн на рис.2.8а (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).

Расчет линий постоянной фазы волн на рис.2.8. проводился для трехслойной модели стратификации океана со скачком плотности на глубине слоя термоклина океана [Chunchuzov et al., 2021a]. При круговом же движении неоднородностей, на периферии вихря с максимальной азимутальной скоростью $V=0.3$ м/с на расстоянии $R=1$ км от его центра, форма гребней становится спиралевидной (см. рис.2.8 б,в и Рис.2.9 вверху). Расстояние от центра вихря до витков спирали, где каждый виток содержит несколько гребней волны с локальной длиной волны ~ 100 м, показанных на рис.2.8в, растет с увеличением углового расстояния ($teta$), пройденного неоднородностями за весь промежуток времени от начала движения. При этом растет расстояние между витками спирали, образующимися при последовательных полных оборотах источника по круговой траектории. Этот рост объясняет рост интервала

междуполосами спиралевидной структуры на снимке (рис.2.8, внизу), которую мы совместили с расчетными волновыми линиями (сплошные линии). Отношение расстояния между последовательными витками спирали к их расстоянию от центра характеризуется параметром спиральности (см. формулу (3) и рис.3 в [Zhurbas et al., 2019]).

Следует отметить, что светлые полосы в правой верхней четверти изображения вихря на рис.2.3. и рис.2.9. (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 мы не учитывали в модели.

В отличие от рассматриваемого вихря с циклонической циркуляцией течения внутри него, большинство субмезомасштабных вихрей на южных широтах, описанных в [Ridderinkhof et al., 2010], были антициклоническими.

Спектр отражённого сигнала, построенный для вихря от 22 сентября показывает наличие спектральных максимумов при $f_1 = 0.0003 \text{ м}^{-1}$, $f_2 = 0.0006 \text{ м}^{-1}$, где $f = k/(2\pi)$, а k – горизонтальное волновое число. Наблюдаемые спектральные максимумы соответствуют горизонтальным масштабам 3 и 1.6 км, и сравнимы по величине с измеренными нами расстояниями между полосами спиралевидной структуры на изображении вихря. Кроме того, имеется максимум на высокой частоте $f_n = 0.008 \text{ м}^{-1}$, которому соответствует масштаб в 125 м, близкий к интервалу между соседними гребнями внутренних волн (на рис. 2.8в). Полученное нами согласие расчетной формы волновых линий внутренних волн и спиралевидной полосатой структуры на снимке говорит об адекватности разработанной нами модели генерации этой структуры.

В спектре (рис.2.6б) имеются также другие спектральные максимумы, например, на комбинационной частоте $f_3=f_1 + f_2=0.0009 \text{ м}^{-1}$ и других комбинационных гармониках с $f_1=0.0003 \text{ м}^{-1}$ и $f_2=0.0006 \text{ м}^{-1}$. Такие гармоники могут образовываться вследствие нерезонансных нелинейных взаимодействий указанных спектральных компонент f_1 , и f_2 , вызванных адвективной нелинейностью уравнений движения среды (связанной с нелинейным членом $(\vec{v}\nabla)\vec{v}$ уравнениях). Нерезонансные взаимодействия внутренних волн с горизонтальными длинами волн порядка 100 м и с вертикальными масштабами менее 100 м приводят к каскадному процессу передачи волновой энергии в сторону более малых 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.

Что же касается второго вихря от 25 сентября 2017 года, то здесь вызванные волнами квазипериодические вариации интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ определяются визуально для профиля 2 на рис.2.6, а также по соответствующему для этого профиля спектру на рис.2.7б, содержащему спектральные максимумы на частотах $f=0.004, 0.007$ и 0.008 м^{-1} или периодах в 250, 143 и 125 м, соответственно.

На основании наших оценок расстояний между спиралевидными полосами на снимке вихря на рис.2.3. (порядка 1-3 км) и наличия “расщепления” каждой полосы на более тонкие полосы с интервалом между ними порядка 100 м (соответствующем частоте $f_n=0.008 \text{ м}^{-1}$ в спектре $W(r)$), мы предположили, что такая “тонкая” чередующаяся структура полос разных масштабов может возникать в поле генерируемых вихрем внутренних волн и их гармоник, вызванных адвекцией волн переменными сдвигами течения, вызванными 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 подавления капиллярно-гравитационных волн и чередованию снимков разных масштабов. Заметим, что в модели интенсификации нитевидных структур-филаментов [McWilliam et al., 2009], переменные во времени горизонтальные сдвиги скорости течения, деформирующие его, задавались авторами определенным образом в начальном условии. Нелинейная 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 механизма возникновения пространственного интервала между филаментами и периодичности их разделения [Жмур, 2011; Travkin et al., 2022].

2.5 Выводы к главе 2

Разработана модель генерации спиралевидных внутренних волн субмезомасштабными вихрями, которая объясняет наблюдаемые формы и периоды полосатых спиралевидных структур на РСА снимках, соответственно, формами волновых гребней внутренних волн в слое термоклина и их длинами волн, полученными из этой модели.

На основании выявленных на спутниковых РСА снимках субмезомасштабных вихрей в Мозамбикском проливе за 22 и 25 сентября 2017 года показано, что спиралевидная форма полос на снимке вихря и характерные масштабы 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.

Проведенный в данной главе анализ двух снимков субмезомасштабных вихрей указывает на возможность генерации внутренних волн этими вихрями вне зависимости от направления циркуляционного течения внутри них (циклонического или антициклонического).

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

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].

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, полученных 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 [Morozov 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.,

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

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, Миклашевская, 2009; Лаврова и др., 2015; Kozlov et al., 2015]. В [Доценко, Миклашевская, 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 [Мирополюский, 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; Сvergун и др. 2020а; Козубская и др., 1999; Сабинин, Становой 2002; Зимин 2012; Морозов и др. 2003; Букатов и др. 2021; Kozlov et al., 2022], влияние внутренних волн на процессы обмена теплом и импульсом между атмосферой и океаном, насколько нам известно, не исследовалось. 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].

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].

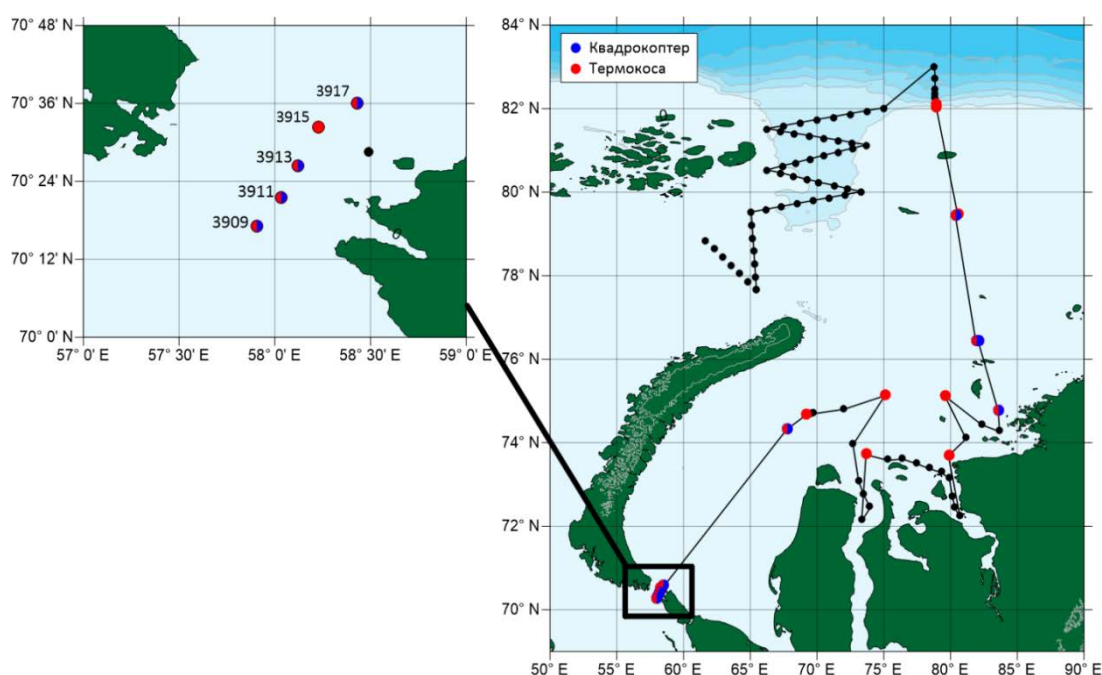


Рис.3. 1. Карта проведения работ с положением станций.

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. Он имел длину измерительного кабеля 48 м (32 непрерывных измерительных участка длиной по 1,5 м), включал 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.

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 два отдельные термокосы с 10–11 датчиками, размещенными в районе носовой лебедки и шкафута, либо данные 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°C (и выше) и с разрешением в 1 гПа.

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].

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. Однако при этом разрешение будет сильно зависеть от выбора окна. Перекрывание сегментов увеличивает число усредняемых сегментов при заданной длине записи данных, тем самым действуя асимптотически на смещённую оценку СМП.

Критерием достоверности спектральных максимумов является 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 $\bar{S}(f)$.

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

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, однако 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 фонового 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 $\text{Corr}_j(\pi)$. Функция имеет значения в интервале $[-1;1]$. Принимая в расчёт частоты, $\text{Corr}_j(\pi)$ 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 проводилось в статье [Serebryany, 2020].

3.3.3. Метод расчёта турбулентных потоков COARE

Метод расчёта объёмных потоков импульса, явного и скрытого тепла и характеристик газообмена в системе атмосфера-океан COARE (Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment) был разработан в конце 20-го века на основе анализа данных специализированных экспериментов и моделирования [Fairall et al., 1996]. Метод использует стандартные балк-формулы для расчета потоков по данным стандартных метеорологических измерений с расчетом коэффициентов обмена с учетом атмосферной стратификации по теории подобия Монина-Обухова. Этот метод включает отдельные блоки для холодной океанической плёнки и дневного теплого слоя океана, которые используются для получения истинной температуры океанической плёнки из температуры воды, измеренной на некоторой глубине вблизи поверхности.

Необходимость в подобном методе возникла в конце прошлого века, когда стало понятно, что:

- 1) атмосферный отклик в моделях чрезвычайно чувствителен к изменениям температуры поверхности океана (ТПО).
- 2) Океанические модели почти всегда показывают завышенную температуру поверхности океана, что скорее всего связано с неопределенностью в оценках потоков тепла, импульса и влаги между атмосферой и океаном.

Методика впервые была использована для перерасчёта теплового баланса западной части Тихого океана, где расхождения с наблюдениями составляло 80 Вт/м^2 [Fairall et al., 1996]. Схема разрабатывалась в начале 90-х годов [Webster, Lukas, 1992] и верифицировалась на данных прямых наблюдений с судов, буёв, самолётов [Bradley, Weller, 1997]. Далее эта методика начала усовершенствоваться и использоваться для расчётов потоков между атмосферой и океаном в других областях земного шара, в том числе и в Арктике [Repina et al., 2020]. Таким образом, метод COARE является универсальным алгоритмом для описания процессов взаимодействия атмосферы и океана.

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. Это свидетельствовало о том, что в устойчиво-стратифицированном слое термоклина распространялись горизонтально низшие (по номеру) моды внутренних гравитационных волн [Миропольский, 1981]. 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), кроме 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.

Записи температуры на термодатчиках кос 1, 2 и 3, расположенных на глубине 18 м, показаны на Рис.3.2а, а взаимные функции когерентности флуктуаций температуры между парами датчиков 1-2 и 1-3 показаны на Рис.3.2б и Рис.3.2 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.

Для дальнейшей обработки записей флуктуаций температуры проводилась их фильтрация в диапазоне периодов 40-160 с., где парные функции когерентности максимальны (рис.3.2а). Затем с помощью кросс-корреляции этих флуктуаций при длине скользящего окна анализа Хамминга длительностью 834 с., проводилось измерение разностей времени приходов волн (задержек) для трех пар термодатчиков. По задержкам, в рамках модели плоской волны, вычислялись направления распространения и горизонтальные фазовые (кажущиеся) скорости распространения внутренних волн. Для обнаружения именно волновых процессов использовался тот факт, что если через датчики проходит плоский волновой фронт, то сумма разностей времен прихода этого фронта между датчиками 1-2, 2-3 и 3-1 должна быть близка к нулю. В общих чертах похожее обнаружение волновых сигналов на фоне шумов применяется в методе PMCC (Progressive Multi-Channel Correlation), широко используемом для локации источников инфразвука в атмосфере и сейсмике [Le Pichon, Cansi 2003]. Примененный метод использовался также и для определения параметров внутренних волн в океане [Serebryany et al., 2020].

На рис.3.3а показаны колебания температуры, отфильтрованные в диапазоне периодов 40-160 с., а на рис.3.3б и рис.3.3в - 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. Эти параметры слабо меняются в промежутке времени от 400 до 700 с. и равны примерно 108° и 0,15 м/с, соответственно.

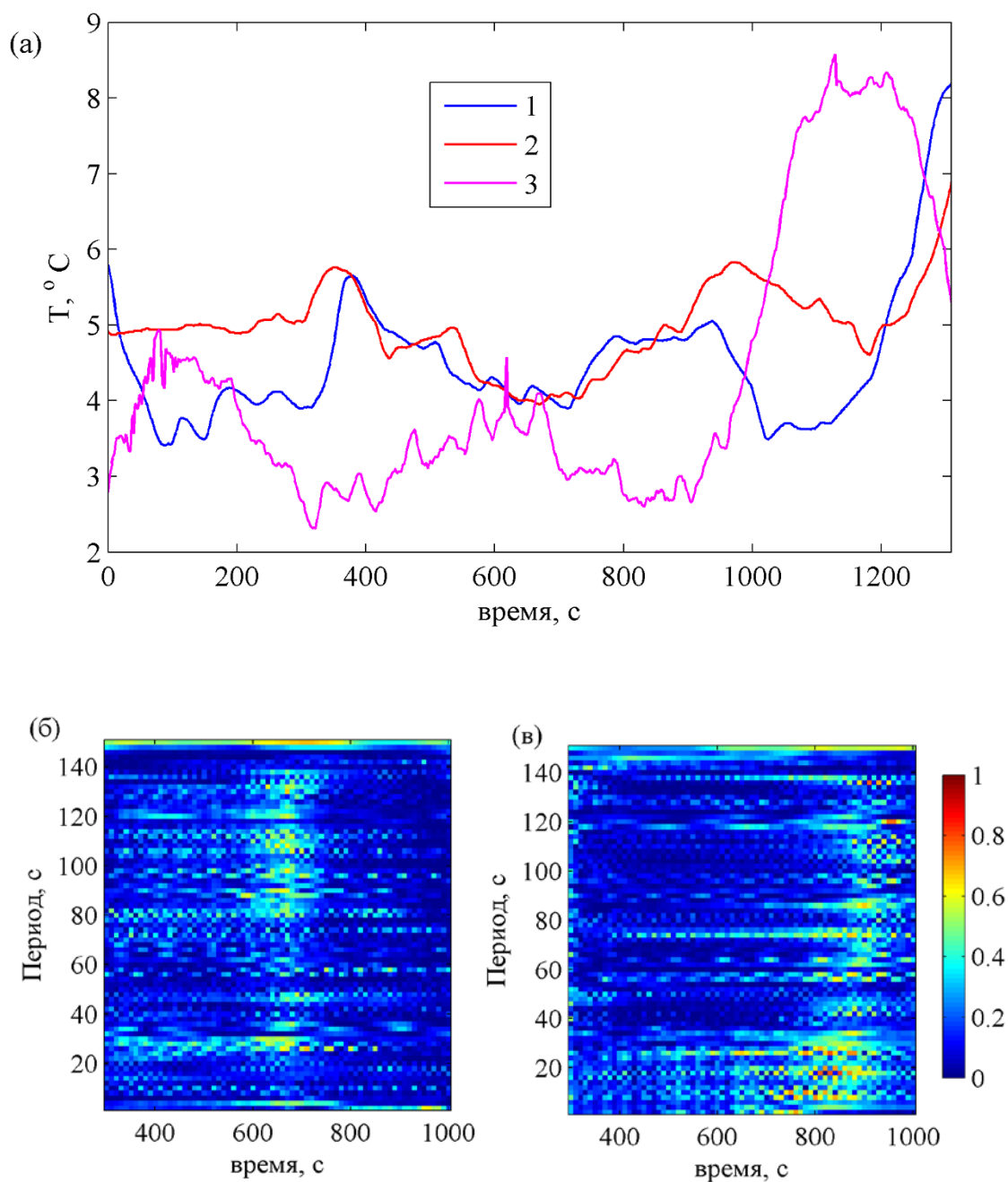


Рис.3.2. Измеренная 12 августа 2021 г. температура на глубине 18 м на трех термокосах (станция 3911) (а) и взаимные функции когерентности флуктуаций температуры, полученные для пар датчиков кос 1 и 2 (б), и 1 и 3 (в). Время по горизонтальной оси отсчитывается с момента 12:29 UTC. Длина записи около 22 мин с частотой выборки 1 Гц. Интервал расчета когерентности составлял 600 с. со скользящим окном 150 с. и шагом сдвига в 10 с.

Направление и скорость дрейфа судна в течение промежутка времени 400-700 с., когда были определены направление и скорость распространения волн на рис.3.3б и рис.3.3в (т.е. в течение 300 с.) показаны на рис.3.4а и рис.3.4б, соответственно. Схематически на рис.3.4в

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 234° .

Учитывая, что зависимость фазовой скорости волн C от частоты очень слабая как в интервале периодов 40-160 с., так и на более коротких периодах 20-40 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 $C=0,15$ м/с и $V_{др}=0,6$ м/с будет равна 0,46 м/с и направлена на С-В под углом 30° , как показано на рис. 3в.

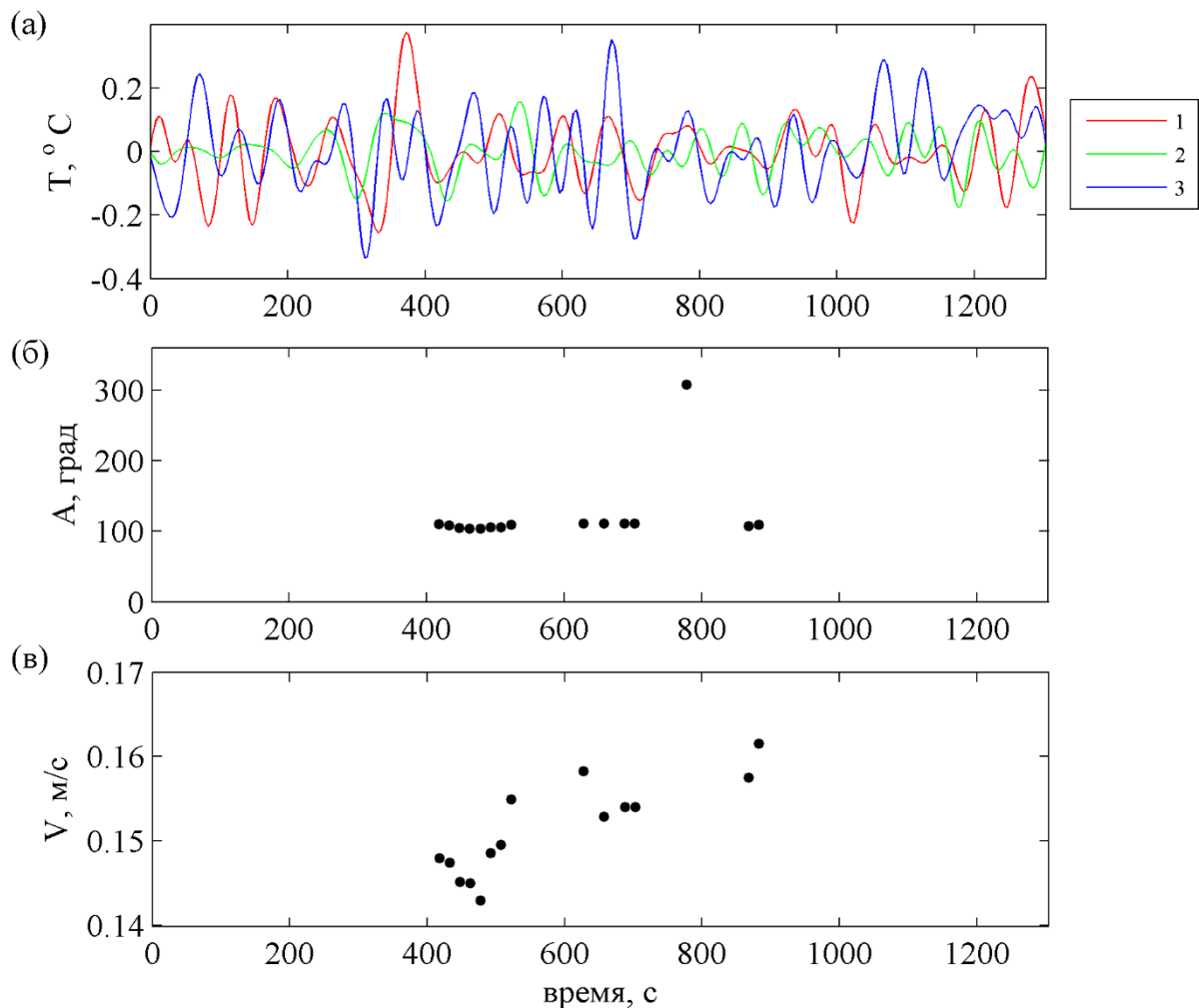


Рис.3.3. Колебания температуры, измеренные на глубине 18 м с помощью трех термокос, обозначенных 1 , 2 и 3, и отфильтрованные в диапазоне периодов 40 – 160 с. (а) обратный азимут распространения относительно оси судна корма-нос (б) и горизонтальные фазовые скорости внутренних волн (в) относительно судна. Время отсчитывается относительно момента

12:29 UTC.

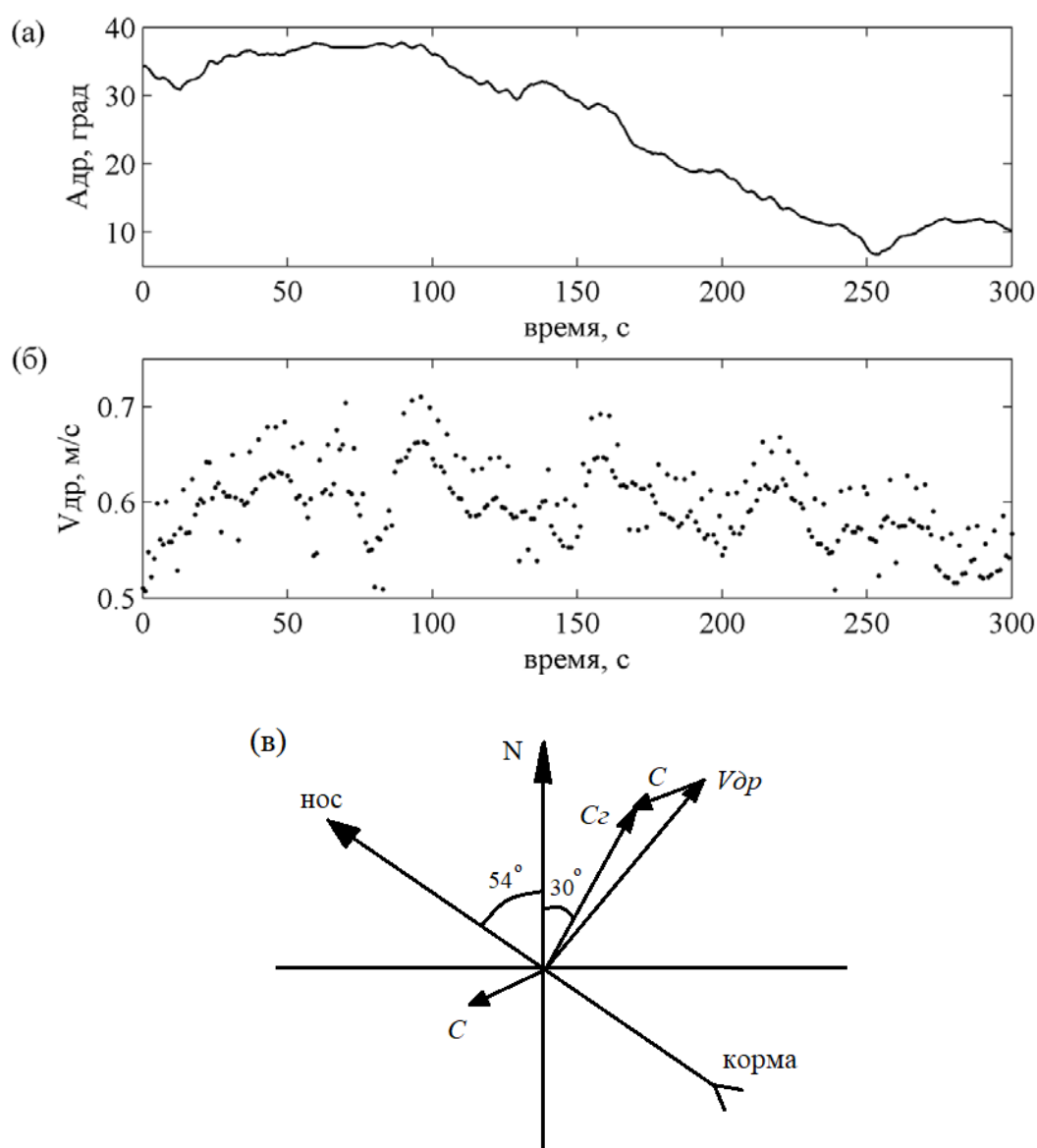


Рис.3.4. Направление (а) и скорость дрейфа судна (б) в зависимости от времени в течение промежутка времени 400-700 с. (т.е. в течение 300 с.), когда были определены направление и скорость распространения волн на рис.3.4 б-в. Скорость дрейфа $\vec{V}_{др}$ имеет азимут примерно 36° относительно направления 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.

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 мы обнаружили с помощью когерентного анализа короткого временного интервала (длительностью ~22 мин) вариаций температуры в 3-х точках наличие в волновых пакетах очень коротких волн с периодами 40-160 с., лежащими ниже минимального периода Брента-Вяйсяля (БВ) (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 м и составлял примерно 17 циклов/ч, а соответствующий минимальный период БВ – 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 БВ ($\omega > N$), являются высокочастотными гармониками внутренних волн, имеющих частоты ниже частоты БВ, 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 12.08.2021 г., когда одновременно на корабле проводились измерения тремя термокосами колебаний температуры, вызванных волновым пакетом нелинейных внутренних волн, наблюдавшимся 12.08.2021 г. 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 [Миропольский, 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 мин до нескольких часов) и вертикальные турбулентные потоки тепла и импульса через поверхность моря, в этом разделе нами 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.

На Рис.3.5 показаны измеренные 12.08. 2021 в течение 1,9 ч от момента времени 11:00 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.3.6.

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

На взаимных кросс-спектрах (рис.3.6а) 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 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.3.6б), а также между флуктуациями температуры воды на глубинах 10 м ($T_{10м}$) и 20 м ($T_{20м}$) (пунктирная линия).

Анализ профиля частоты БВ $N(z)$, приведенного 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 ($N^2(z)=0$).

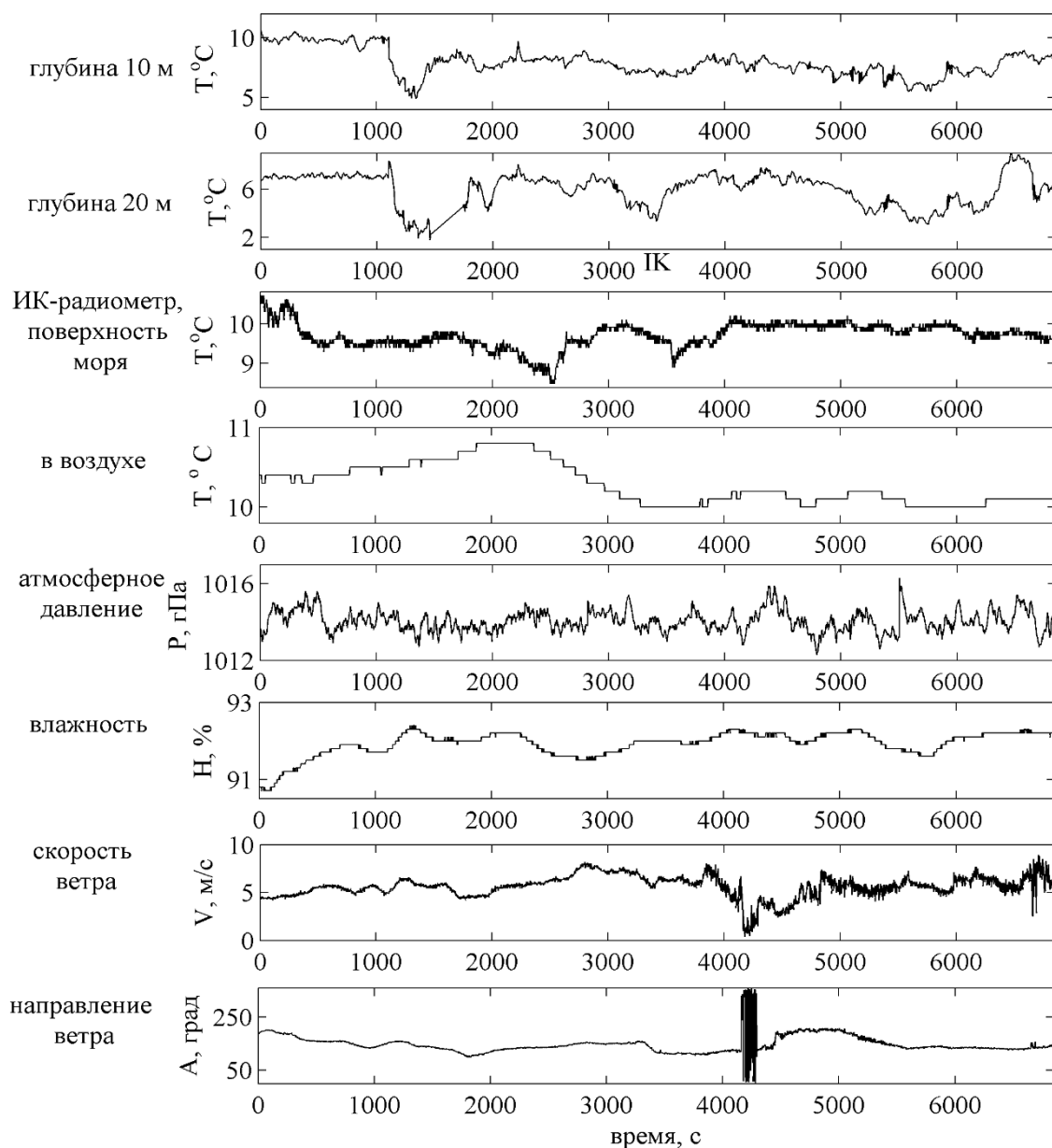
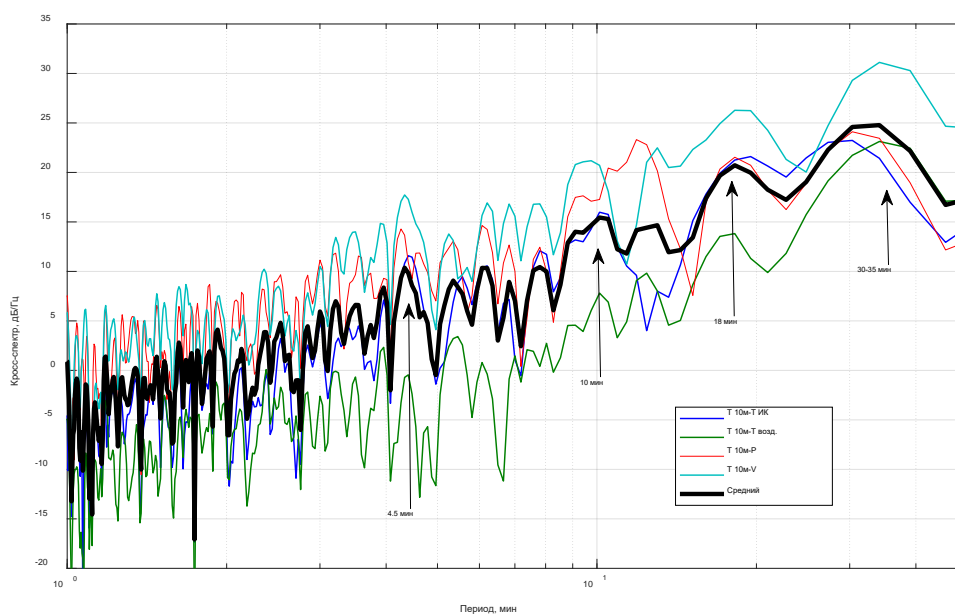


Рис.3.5. Измеренные 12.08. 2021 г. в течение 1,9 ч. от момента времени 11:00 UTC флуктуации температуры морской воды на глубине 10 и 20 м, температуры поверхности моря по данным ИК-радиометра, атмосферного давления, скорости ветра, влажности и температуры воздуха на высоте примерно 22 м над уровнем моря.

(a)



(b)

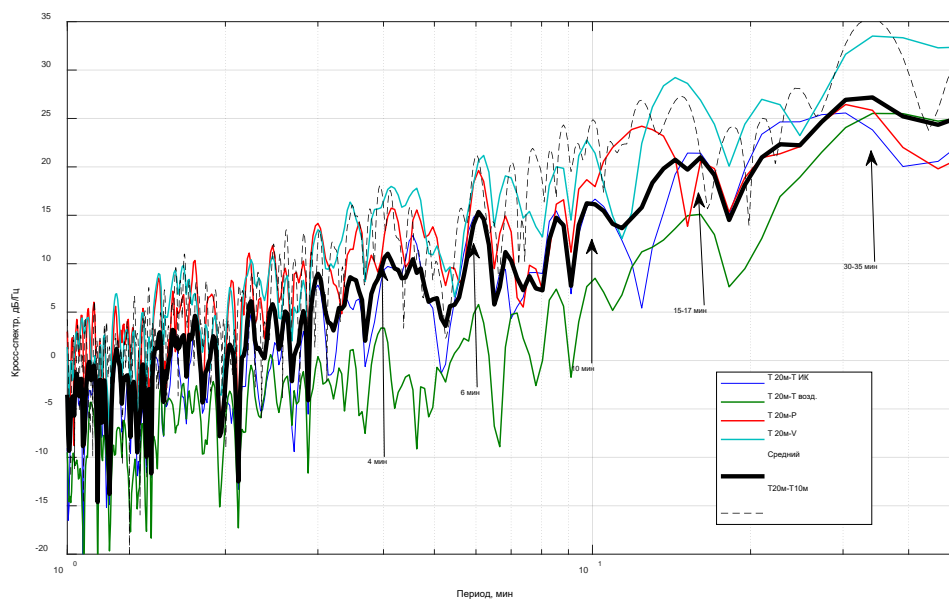


Рис.3.6. Взаимные кросс-спектры между флуктуациями температуры воды на высоте 10 м (T_{10}) и атмосферного давления (P), температуры T_{10} и скорости ветра (V), температуры T_{10} и температуры поверхности океана ($T_{ИК}$), температуры T_{10} и температуры воздуха ($T_{возд}$), и средний кросс-спектр для указанных выше 4-х кросс-спектров (жирная черная кривая) (a); Те же кросс-спектры, что и на рис.3.6a, только для температуры воды на глубине 20 м. Показан также кросс-спектр между флуктуациями температуры воды на глубинах 10 и 20 м (пунктир).

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.

Периоды колебаний изотерм в 4 мин и 10 мин, которым соответствуют спектральные максимумы на рис.3.6, 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; Свергун и др., 2020a].

Из наличия общих периодов в кросс-спектрах между флуктуациями температуры воды на разных глубинах и флуктуаций различных метеопараметров на высоте 22 м мы предполагаем, что внутренние волны, распространявшиеся в слое термоклина, генерировали на этих-же 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 $z=0$ [Мирополюский, 1981, Глава 6]:

$$\rho \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} \frac{\partial w}{\partial z} + f^2 \frac{\partial w}{\partial z} - g \Delta_{\perp} w \right)_{z=0} = \frac{\partial \Delta_{\perp} p_a}{\partial t} \quad (2.2)$$

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 величину изменения вертикальной скорости в зависимости от глубины $\frac{\partial w}{\partial z}$. Возьмём амплитуды колебаний температуры воды DT на глубине 20 м порядка 0.2 град на периоде 8 мин, т.е. на частоте $w_0 = 2 * \frac{\pi}{8*60 \text{ с}} = 0.013 \frac{\text{рад}}{\text{с}}$.

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:

$$\frac{DT}{T_0} = -(w * N^2 / g) / w_0 \quad (2.3)$$

где N^2 – квадрат частоты Брента-Вайселя, w_0 – частота волны.

Из (2.3) можно выразить вертикальную скорость:

$$w = -\frac{DT}{T_0} * w_0 / (N^2 / g) \quad (2.4)$$

где T_0 – средняя температура на данной глубине (примерно 275 град, как следует из Рис.6 второй статьи). Из Рис.6 частота $N = 0.028 \text{ рад/с}$. Подставляя в последнюю формулу $DT/T_0 = 7.2727e-04$, $g = 9.8 \text{ м/с}^2$ и $w_0 = 0.013 \text{ рад/с}$ получим амплитуду колебаний вертикальной скорости $w = 0.12 \text{ м/с}$. Из профиля частоты N на рис.3.7 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 h амплитуды порядка 10-20 м, то производная $\frac{\partial w}{\partial z}$ для уравнения Миропольского будет порядка $w/h = 0.01-0.005 \text{ с}^{-1}$.

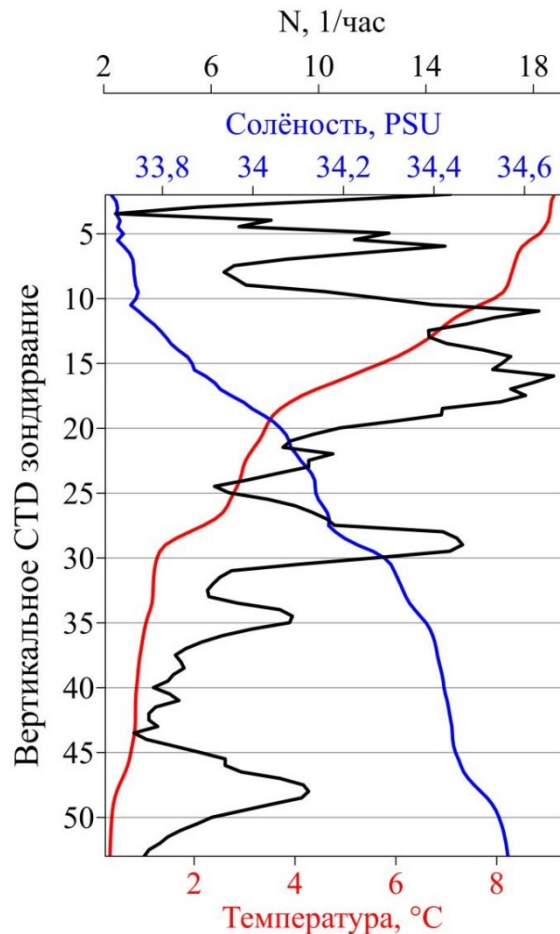


Рис.3.7. Вертикальные CTD-профили температуры (красная кривая), солёности (синяя кривая) и частоты плавучести N (черная кривая) [Kozlov et al., 2023].

Поле отдельной гравитационной моды в слое термоклина, распространяющейся горизонтально, можно представить в виде $w = W_0(z) \exp(-i\omega t + \vec{k}\vec{x})$, 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 БВ.

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 (1) 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. 2009б]. В таком слое температурная инверсия образует волноводный канал для высокочастотных гравитационных волн с типичными периодами в диапазоне от 3 мин до 11 мин, который практически совпадает с диапазоном периодов высокочастотных внутренних волн в слое термоклина. Горизонтальные фазовые скорости атмосферных гравитационных мод низших порядков низки, составляя 2-2,5 м/с, и уменьшаются с ростом номеров этих мод. Это говорит о возможности выполнения резонансных условий (совпадение частот и горизонтальных фазовых скоростей) для столь медленных высокочастотных атмосферных гравитационных волн в устойчиво-стратифицированном АПС над морем и внутренних волн в слое термоклина.

3.6. 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. 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 1 минуту метеовеличинам, что позволяло изучать мезомасштабные временные вариации турбулентных потоков с периодами от нескольких минут до нескольких часов. Использовался расчётный метод определения потоков COARE [Fairall et al., 2003].

До настоящего раздела нами 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 мы проанализировали не только вариации метеопараметров, как для 12.08.2021 г., но и изучили также их связь с временными вариациями турбулентных потоков тепла и импульса в приповерхностном слое атмосферы.

На рис.3.8 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 (Δ) и атмосферное давление (P), полученные по данным метеостанции. Эти вариации получены относительно движущегося судна со средней скоростью в этот день примерно в 1,5 узла или 0,8 м/с.

Мезомасштабные вариации u^* , как видно из рис.3.9 (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.3.7 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.3.8). 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.3.10, слева) и 24.08.2021 г. (рис.3.10, справа) в ночной промежуток времени с 00:00 до 06:00 UTC.

В спектрах имеются спектральные пики на общих 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, соответственно. Достоверность этих спектральных максимумов подтверждается статистически путём расчёта значимых спектральных максимумов за периоды стоянок судна (работа на морских станциях). (рис 3.11). 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] вместе с многочисленными комбинационными гармониками (с суммарными и разностными частотами) этих волн, генерируемых в результате их нелинейных взаимодействий.

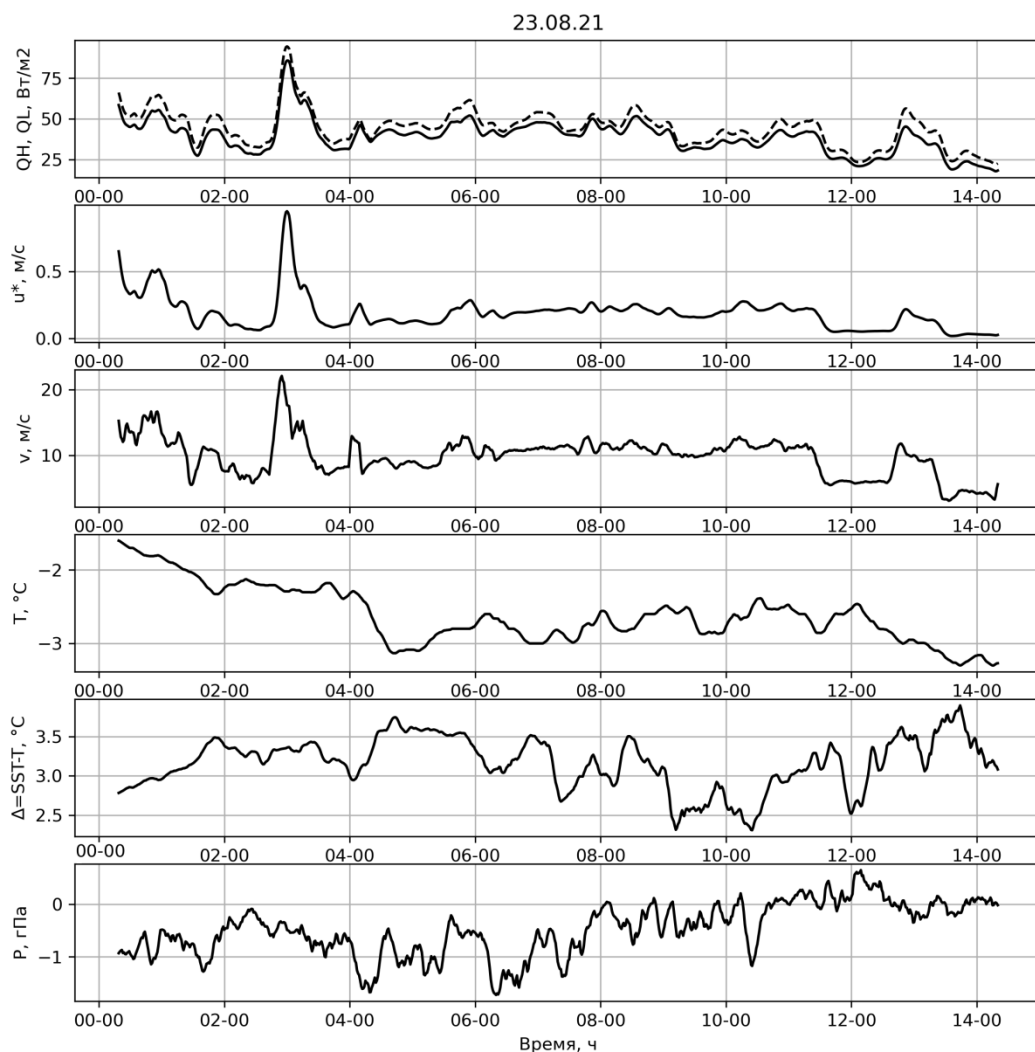


Рис.3.8. Мезомасштабные вариации в течение 14 часов 23.08.2021 турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), скорости турбулентного трения u^* , а также осредненные за 10 мин.: горизонтальная скорость V , температура воздуха (temp), океана и воздуха (delta) и разность температур, атмосферное давление (P).

На основании указанных выше результатов наблюдения и моделирования влияния внутренних волн на сдвиги скорости течения в океане [Pinkel, 2008; Rohrs, 2023] и сдвиги скорости ветра в приземном слое атмосфере [Chunchuzov et al., 2009b] мы предполагаем, что внутренние волны разных периодов оказывали влияние на турбулентные потоки импульса и тепла вблизи поверхности Карского моря.

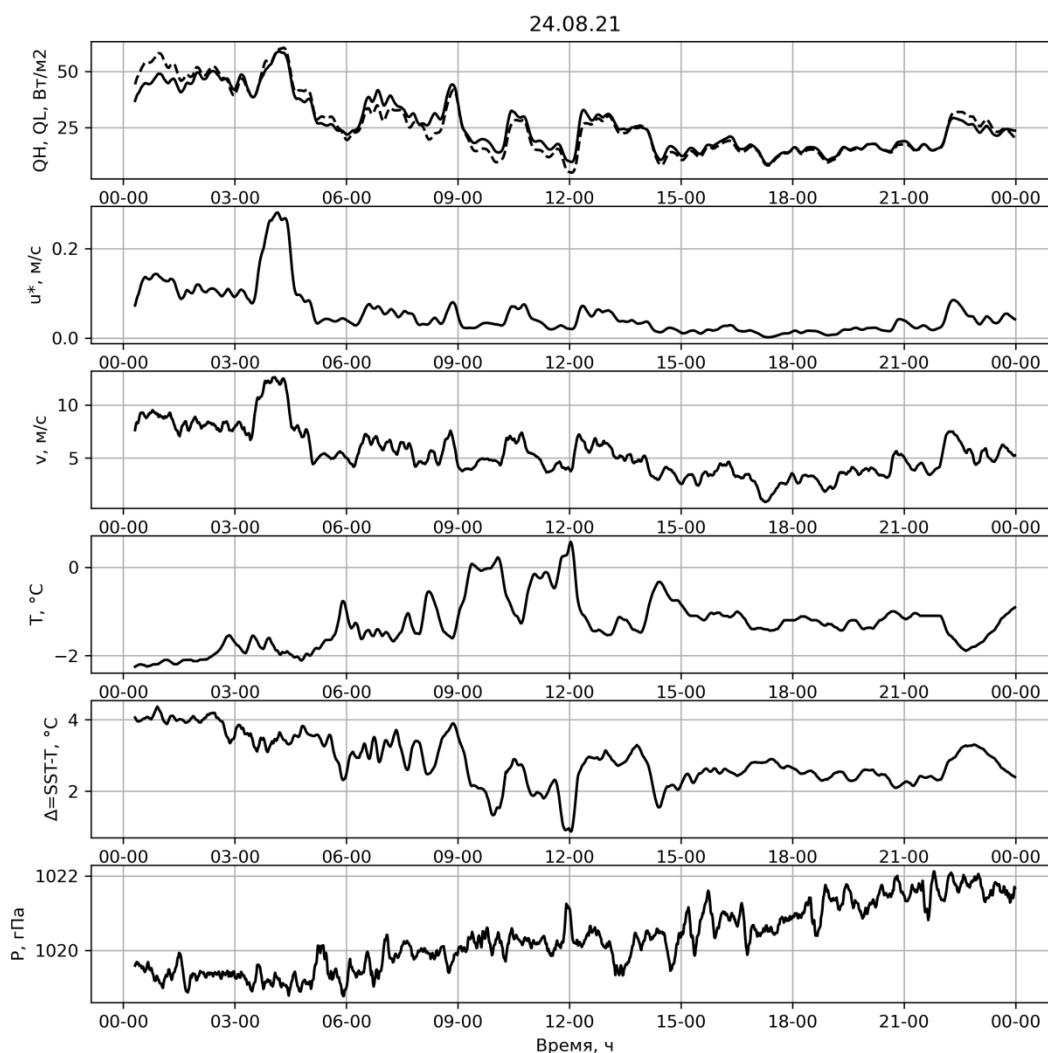


Рис.3.9. Мезомасштабные вариации тех же параметров, что и на рис.3.7, но полученных за 24 августа 2021 г.

Из гистограмм распределения числа спектральных максимумов по разным периодам колебаний (рис.3.11) 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.

3.7. 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.

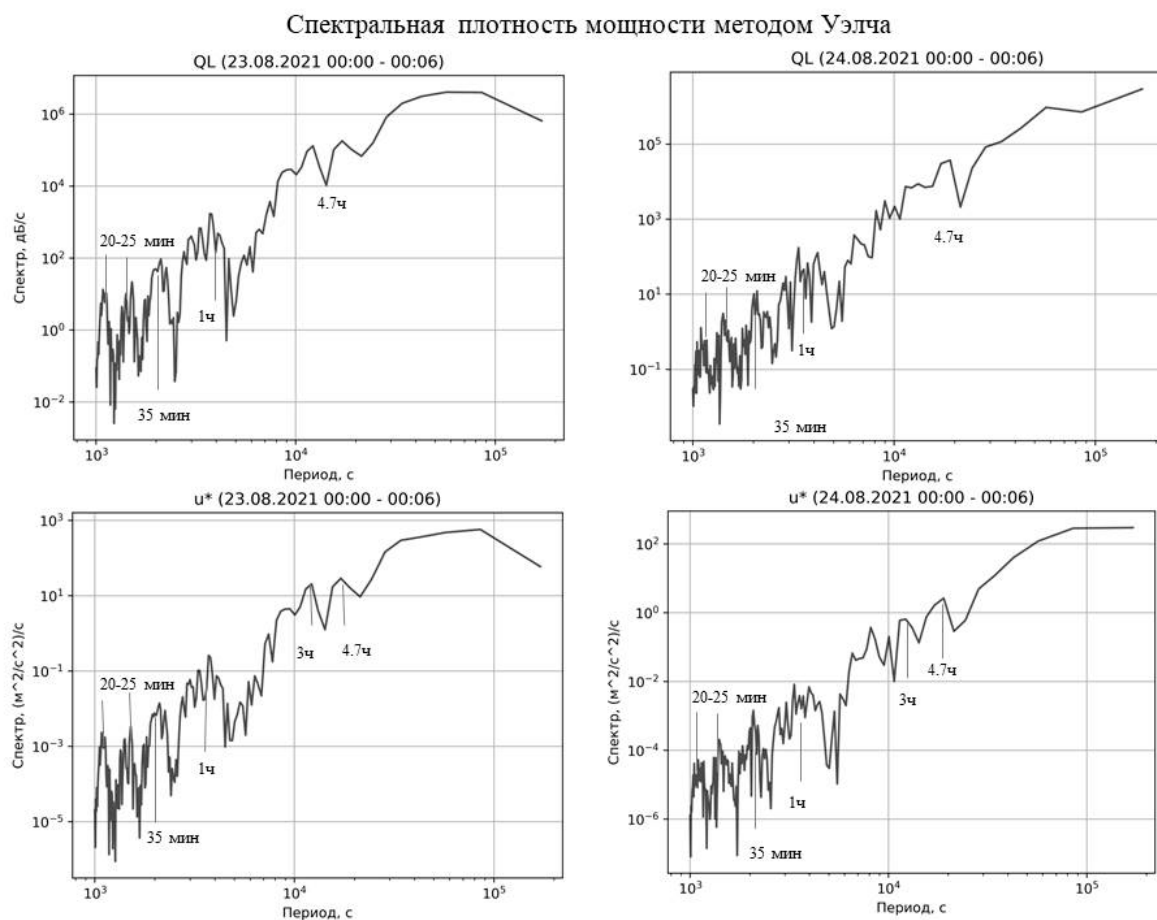


Рис.3.10. Временные спектры вариаций динамической скорости u^* и турбулентных потоков тепла Q_L , полученных 23 августа (слева) и 24 августа (справа) 2021 г. с 00:00 до 06:00 UTC.

На основе спектрального анализа данных контактных измерений в Карском море 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, 1ч, 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.

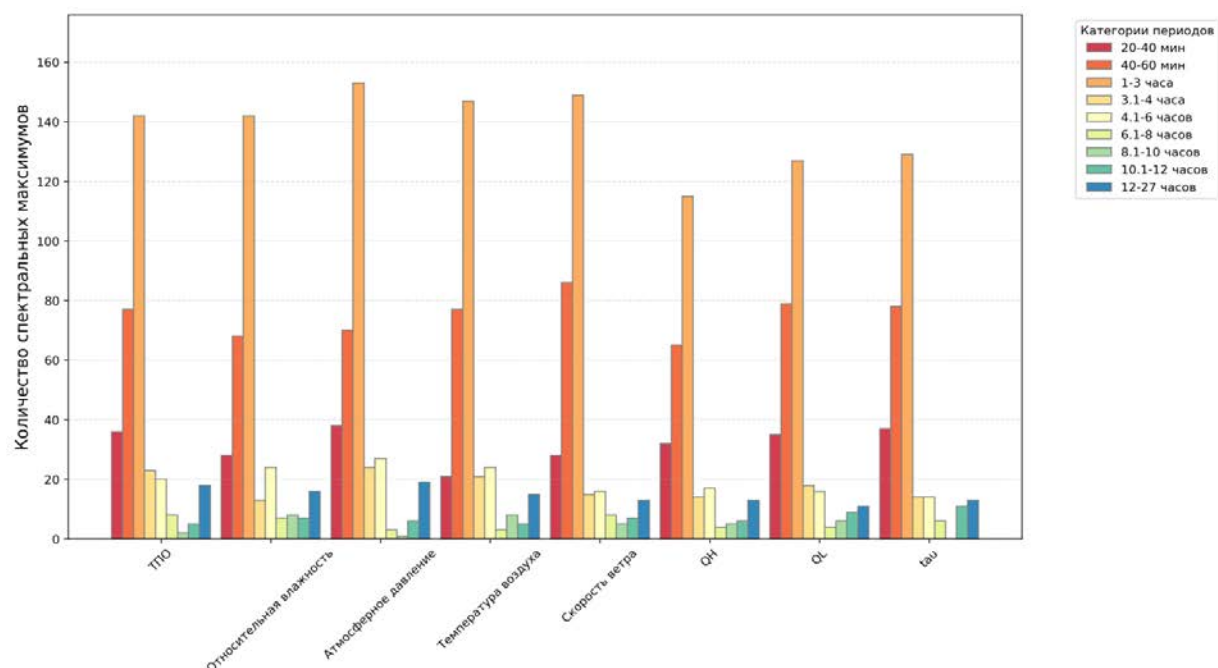


Рис.3.11. Распределение значимых спектральных максимумов по их периодам за интервалы времени стоянок судна (работа на морских станциях). Всего в сумме этот временной интервал составил около 6 дней.

Предложен возможный резонансный механизм взаимодействия внутренних волн в слое термоклина с определенными спектральными компонентами флуктуаций атмосферного давления, для которых частоты и горизонтальные скорости распространения совпадают с соответствующими частотами и горизонтальными фазовыми скоростями внутренних гравитационных мод в слое термоклина.

Обнаруженное влияние внутренних волн в широком диапазоне периодов (от десяти мин до 5 ч) на турбулентные потоки тепла и импульса через поверхность океана необходимо учитывать при параметризации мезомасштабных процессов взаимодействия атмосферы и океана в моделях изменения климата.

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

4.1. Внутренние гравитационные волны и атмосферные примеси

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., 2009] 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.,

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

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 углекислого газа 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 углекислым газом сильно зависит от температуры воды, а также биологических процессов и претерпевает при этом значительную сезонность [Малинин, 1998; Jähne, 2009].

Ярче всего сезонность газообмена углекислым газом 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].

Следует отметить, что роль мезомасштабных атмосферных процессов в изменчивости концентраций углекислого газа в прибрежной зоне Антарктики практически не рассматривалась до настоящего времени. 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 углекислого газа в приводном слое атмосферы.

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 углекислого газа 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 углекислого газа и температуры поверхности океана с борта судна НЭС «Академик Федоров» на маршруте «Кейптаун-Антарктика-Кейптаун».

Измерения концентрации углекислого газа осуществлялись с использованием Газоанализатора ОПТОГАЗ – 500.4 — CO_2 (стационарный анализатор CO_2 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 углекислого газа, 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. Относительная погрешность измерений концентрации углекислого газа в диапазоне значений 300-2000 ppm составляет ± 60 ppm. 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°C , а частота измерений 1 Гц. Прибор располагался на пеленгаторной палубе на правом борту судна по ходу движения и был свизирован 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. Так, если курс судна составляет 0° или 360° , то благоприятное направление ветра составляет от 10° до 170° (см.рис.4.1).

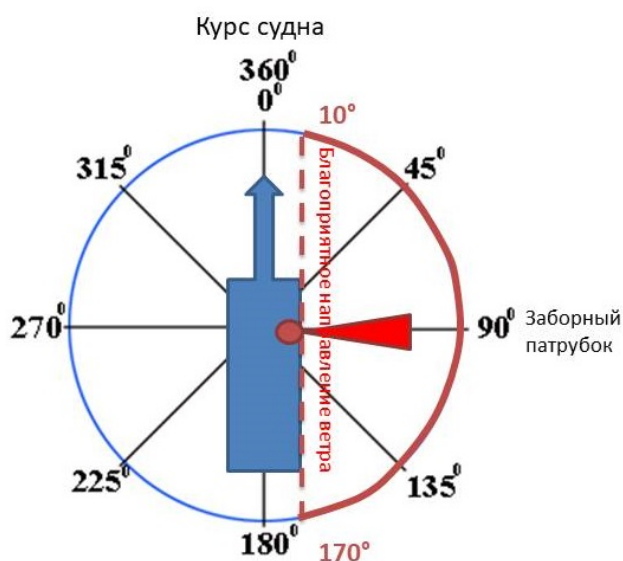


Рис.4.1. Коррекция концентрации CO_2 по курсу судна.

На судне проводились измерения метеопараметров 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

Маршрут НЭС «Академик Федоров» входе 68 и 69 РАЭ проходил по маршруту Кейптаун — Антарктиды — 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, однако для дальнейшего анализа влияния ВГВ на концентрации CO₂ отобраны данные, измеренные на продолжительных стоянках (более 10 дней) вблизи станций Прогресс и Мирный, приведённый в таблице 4.1.

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

Даты	Кол-во дней	Стоянка судна	РАЭ
02 — 12 января 2023 г	10	станции Прогресс (1)	68
17 — 27 января 2023 г	10	станции Мирный	68
02 — 20 февраля 2023 г	18	станции Прогресс (2)	68
02 — 14 декабря 2023 г	12	станции Прогресс (3)	69

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 CO_2 , 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 CO_2

Для анализа влияния ВГВ на метеопараметры, турбулентные потоки и концентрацию углекислого газа были построены (см. рис.4.2.) временные вариации концентрации CO_2 (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 CO_2 . Частотные спектры рассчитывались по методу Уэлча, описанному в главе 2, с длиной окна $n/2$, где n – количество измерений за периоды стоянок (Прогресс_1, Прогресс_2, Прогресс_3 и Мирный). Также для каждого спектра вычислялся 95% доверительный интервал.

Как и в работе [Марчук и др., 2024] расчет турбулентных потоков тепла QL и QH в поверхностном слое атмосферы, а также потока импульса или динамической скорости u^* , проводился по алгоритму COARE [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 разность метеопараметров (температуры и влажности), осреднённой за 10 минут. Подобное осреднение позволило изучить мезомасштабные временные вариации турбулентных потоков с периодами от десяти минут до нескольких часов.

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).

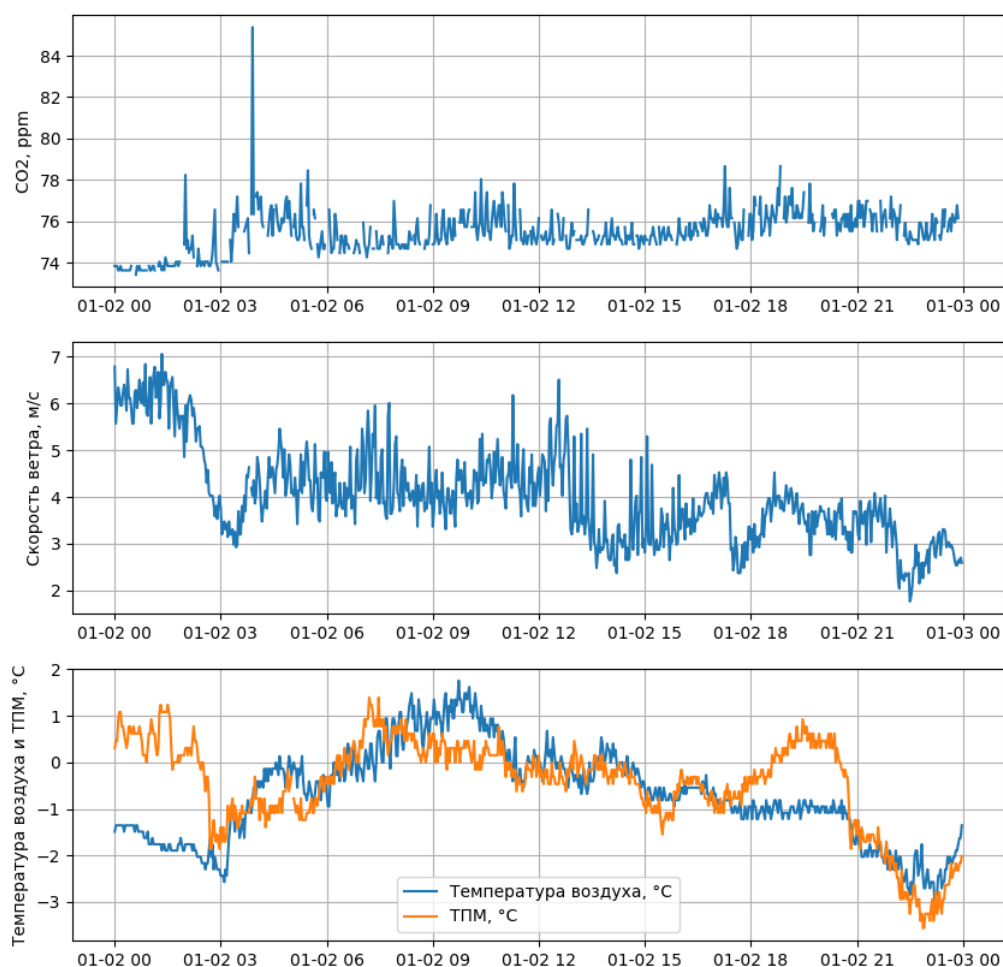
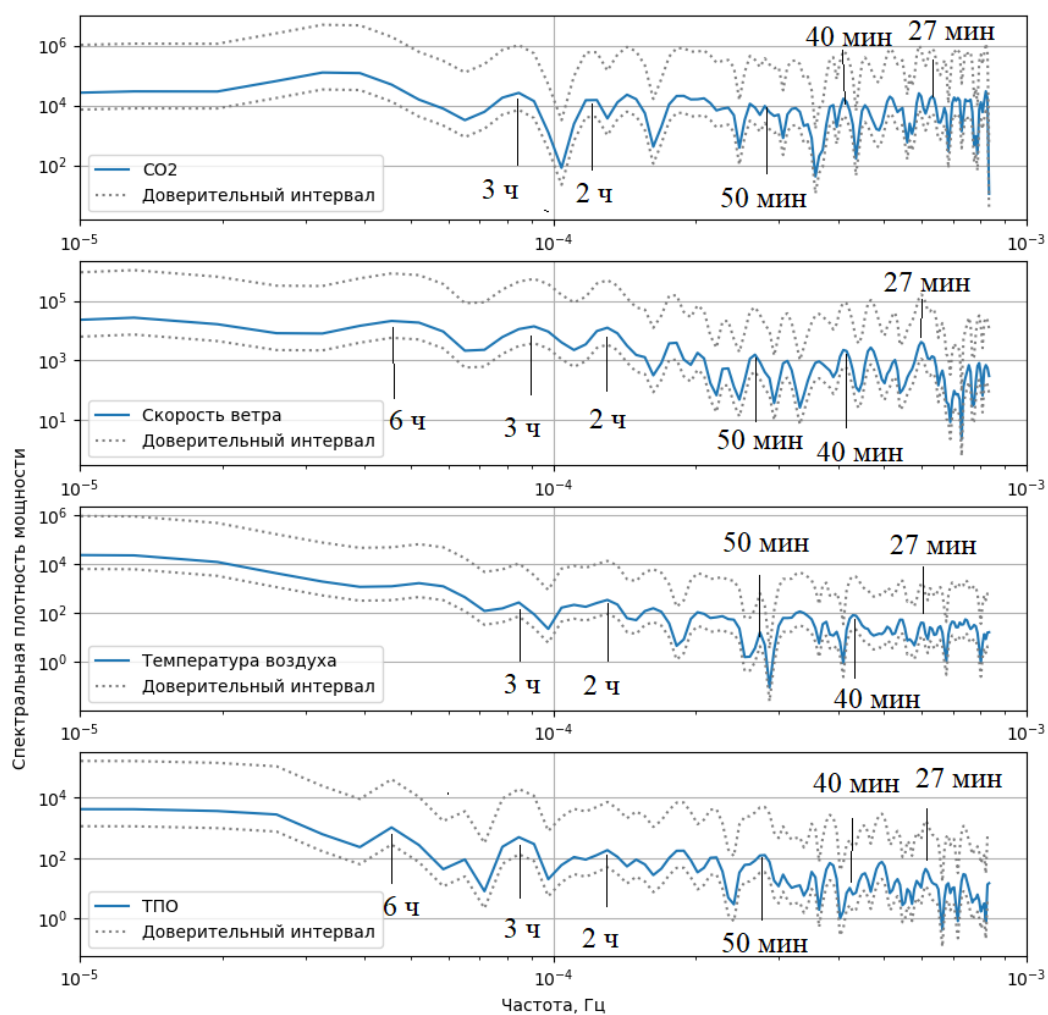


Рис. 4.2. Временные вариации после исключения тренда для концентрации CO_2 (верхняя панель), скорости ветра (средняя панель), температуры воздуха и температуры поверхности океана ТПО (припайный лед) (нижняя панель), измеренные в течение суток 2 января 2023 г. во время стоянки судна на ст. Прогресс.

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 (в $^{\circ}\text{C}/(\text{м}/\text{с})^2$) - аналога объемного числа Ричардсона (рис.4.4, нижняя панель) построенных за весь период стоянки Прогресс_1 (02 – 12 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)

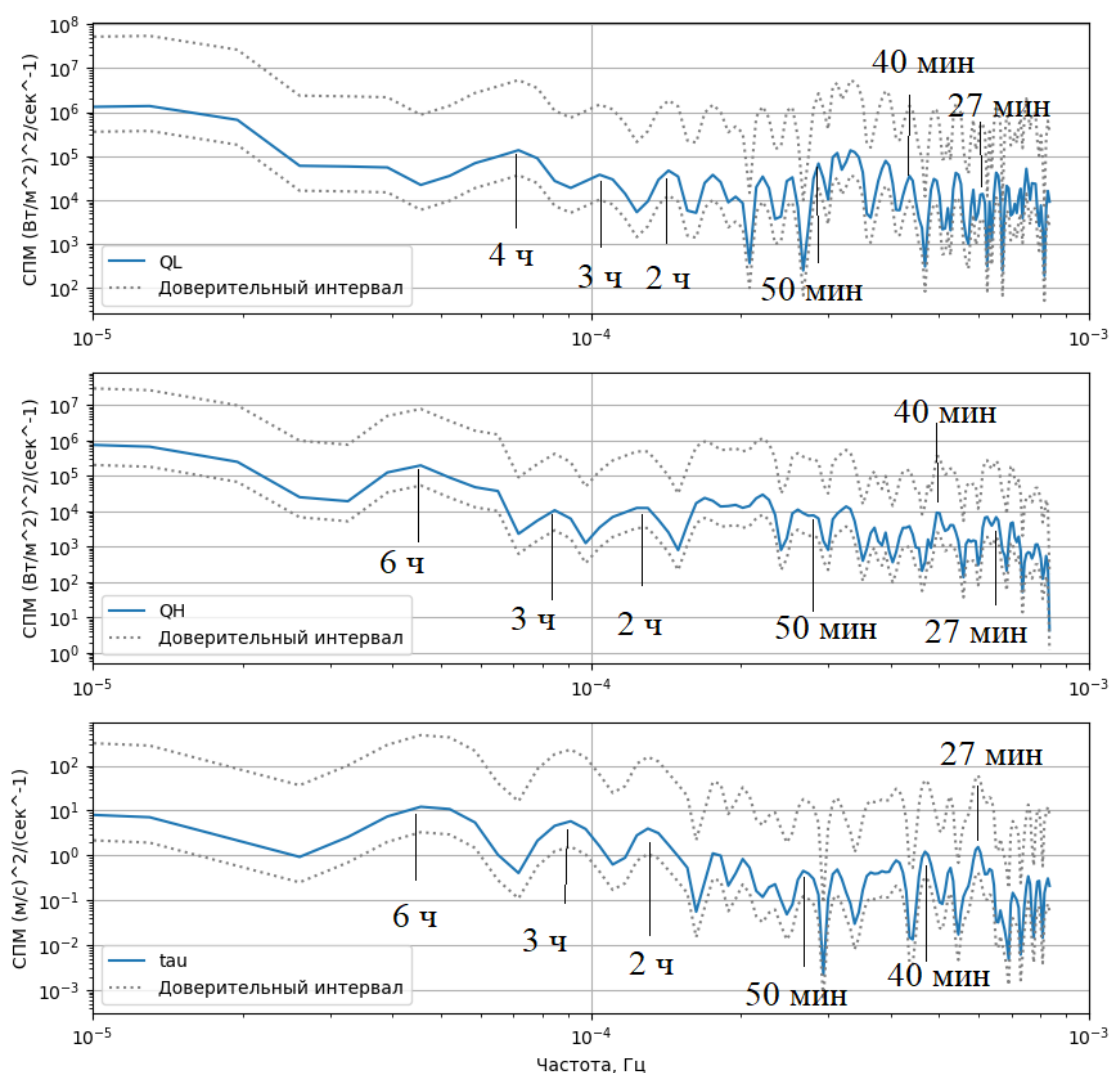


Рис.4.3. Частотные спектры временных вариаций метеопараметров (скорости ветра, температуры воздуха), температуры поверхности океана (ТПО), концентраций CO_2 (а), турбулентных потоков явного (QH) и скрытого тепла (QL), поток импульса (τ) (б) за период 2 января 2023 года в период стоянки судна на станции Прогресс.

Также была рассчитана повторяемость значимых спектральных максимумов за каждый день измерений для всех периодов измерений (см. рис.4.5). Весь период наблюдений составляет 50 дней. Наибольшая повторяемость спектральных максимумов характерна для периодов от 20 до 40 минут, от 40 до 60 минут, от 1 до 3 часов. 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 .

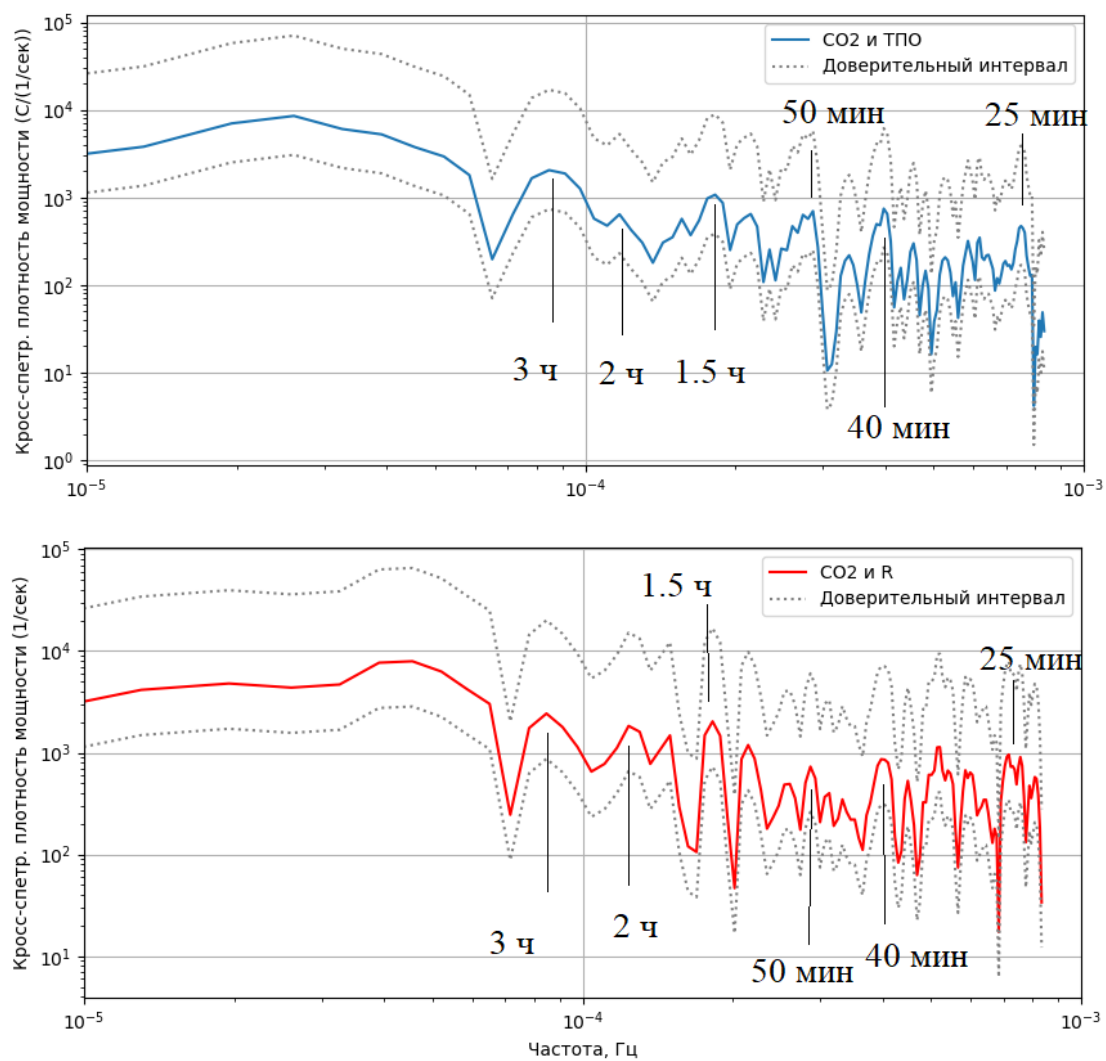


Рис.4.4. Кросс-спектры между вариациями ТПО и концентраций CO_2 (верхняя панель) и между вариациями CO_2 и параметром стратификации R (нижняя панель) за период 02 – 12 января 2023 года в период стоянки судна на станции Прогресс.

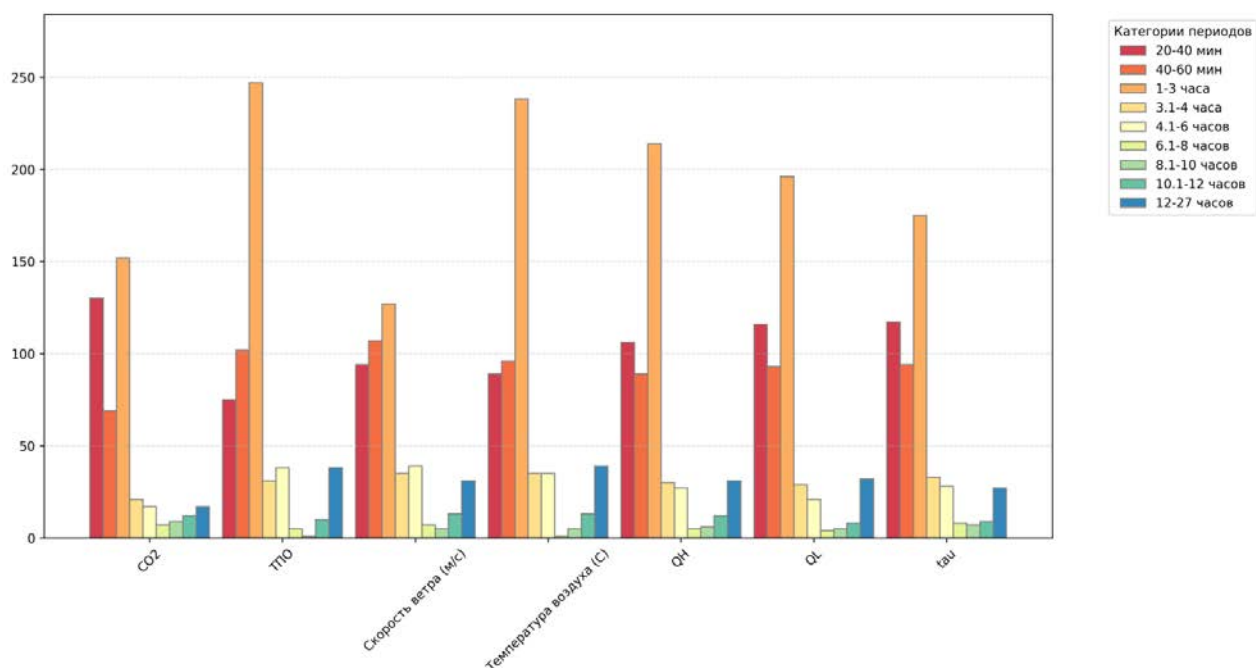


Рис. 4.5. Распределение значимых спектральных максимумов по их периодам за каждый день для всего периода наблюдений.

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 и более короткопериодные осцилляции метеопараметров и CO_2 за весь период стоянки судна (2-12 января 2023 г) хорошо видны на рис. 4.6. Подобные суточные колебания турбулентных потоков тепла, влаги и импульса видны за период 02 — 14 декабря 2023 г. видны на рис. 4.7.

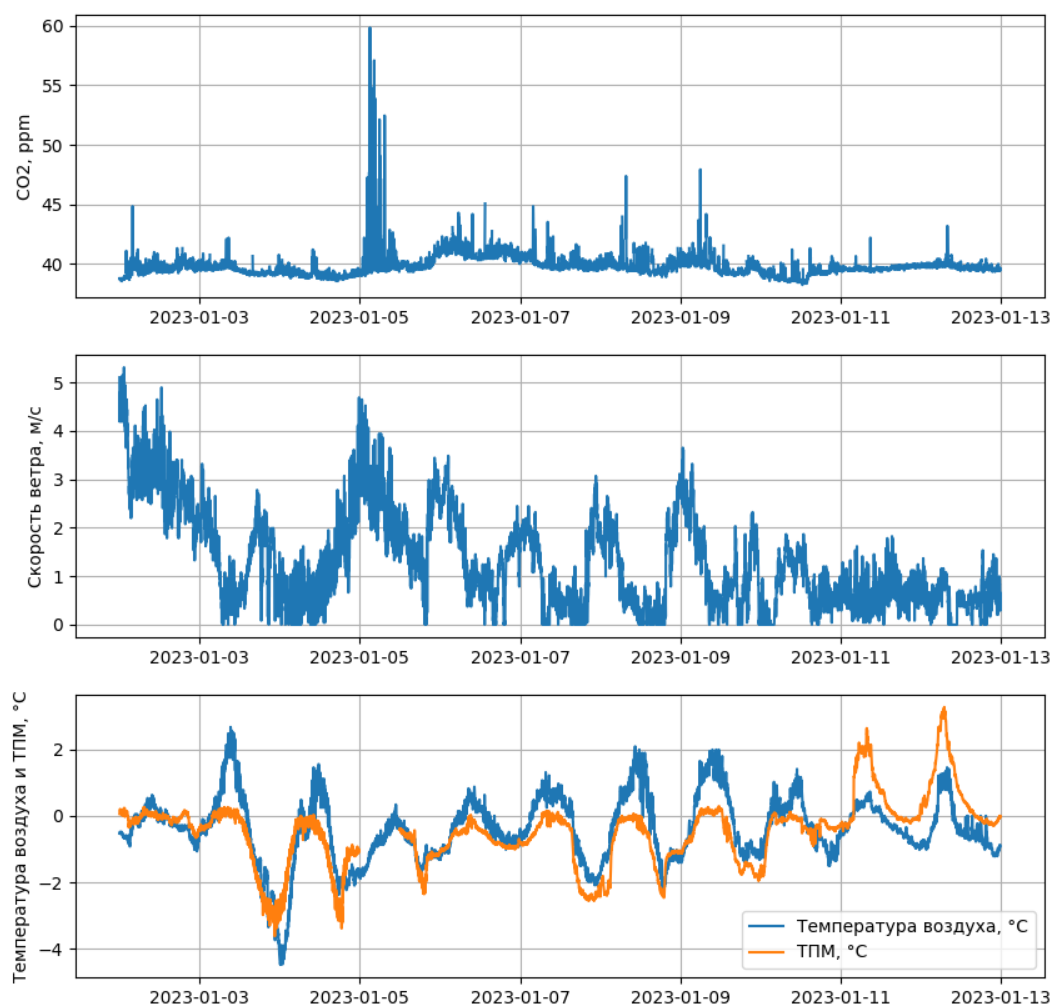


Рис.4.6. Временные вариации после исключения тренда для концентрации CO_2 (верхняя панель), скорости ветра (средняя панель), температуры воздуха и температуры поверхности океана ТПО (припайный лед) (нижняя панель), полученные за весь период стоянки судна с 2 по 12 января 2023 г. во время стоянки судна на ст. Прогресс

Анализ спектров турбулентных потоков явного (QH) и скрытого тепла (QL), 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 3-х суточными, 2-х суточными, суточным (24 ч.) и периодами в 10 и 6 часов (рис.4.8 и рис.4.9). Эти периоды обычно относят к суточным и полусуточным приливам, причем влияние солнечных приливов обнаруживаются как в вариациях атмосферного давления [Dai, Wang, 1999], в вариациях скорости ветра [Whiteman, Bian, 1996], так и в вариациях концентрации CO_2 [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 CO_2 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 CO_2 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).

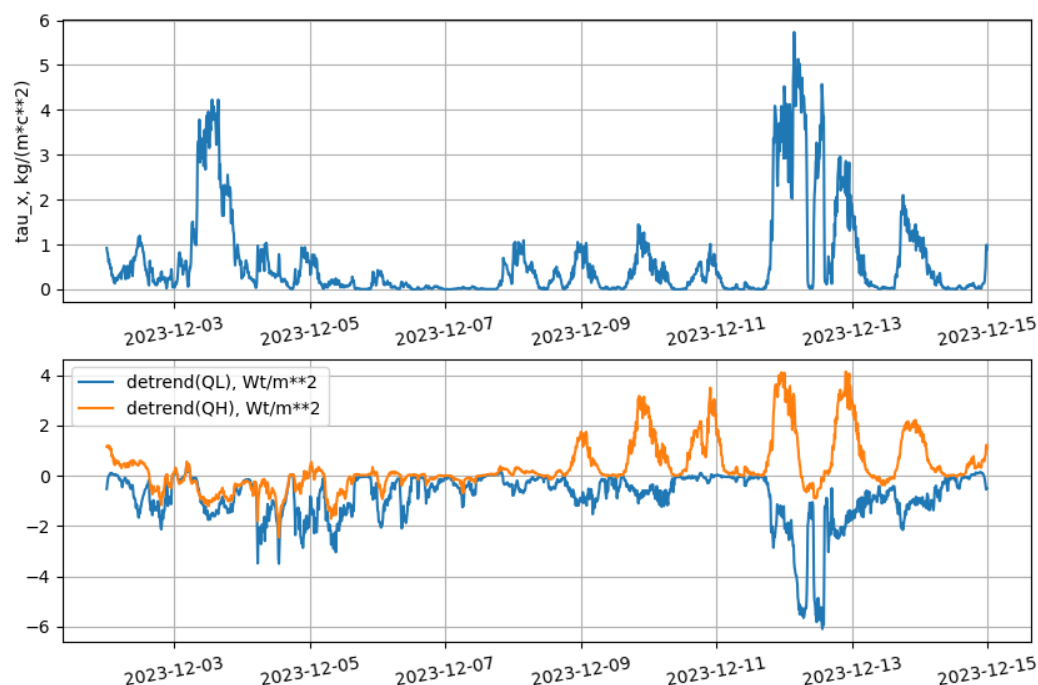


Рис.4.7. Вариации потока импульса и потоков тепла и влаги на станции Прогресс-3 за период 02 - 14 декабря 2023 г.

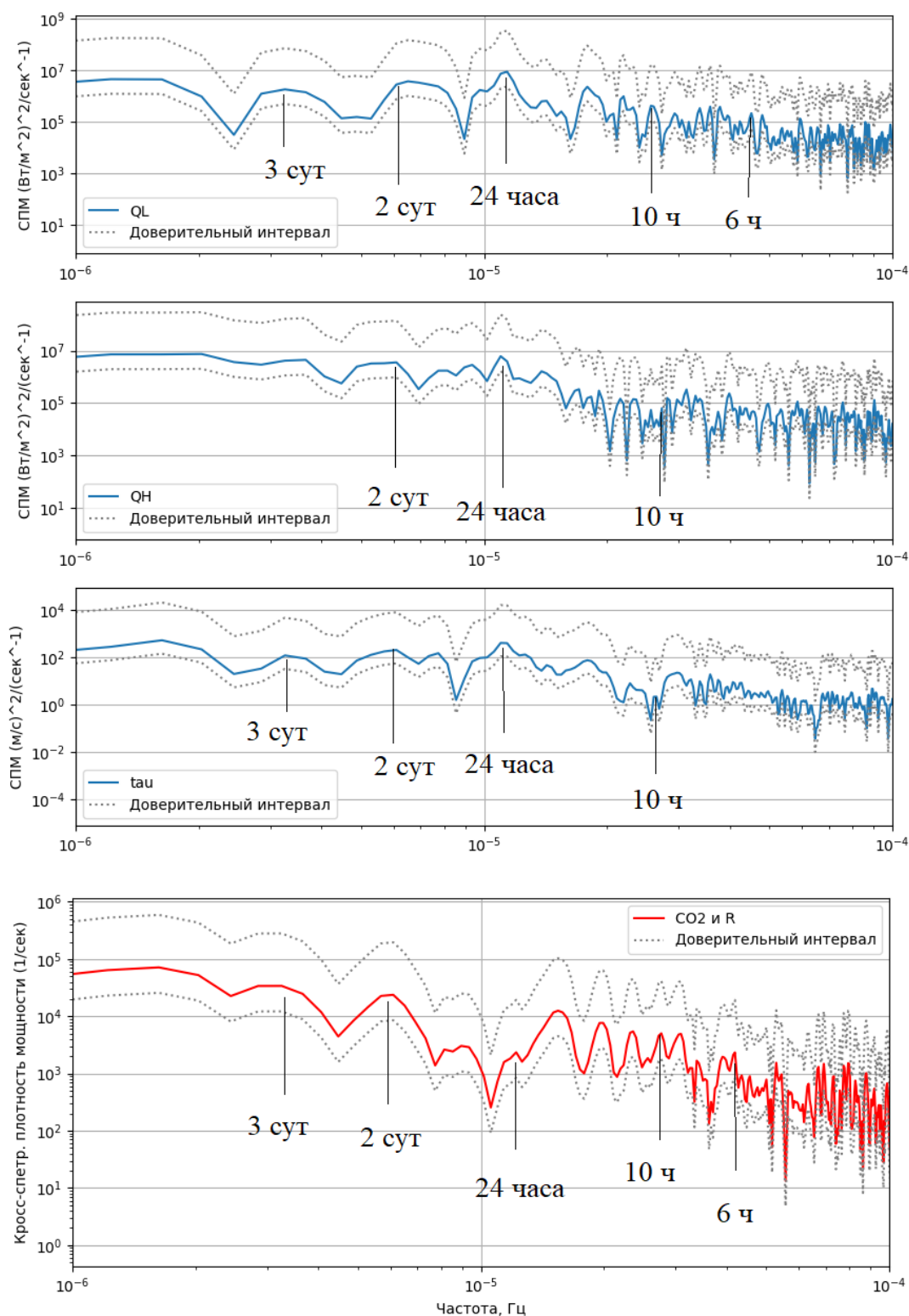


Рис.4.8. Частотные спектры турбулентных потоков явного (QH) и скрытого тепла (QL), потока импульса (τ) и кросс-спектра между вариациями параметра стратификации R и концентрации CO2 за период 02 – 20 февраля 2023 года в период стоянки судна на станции Прогресс.

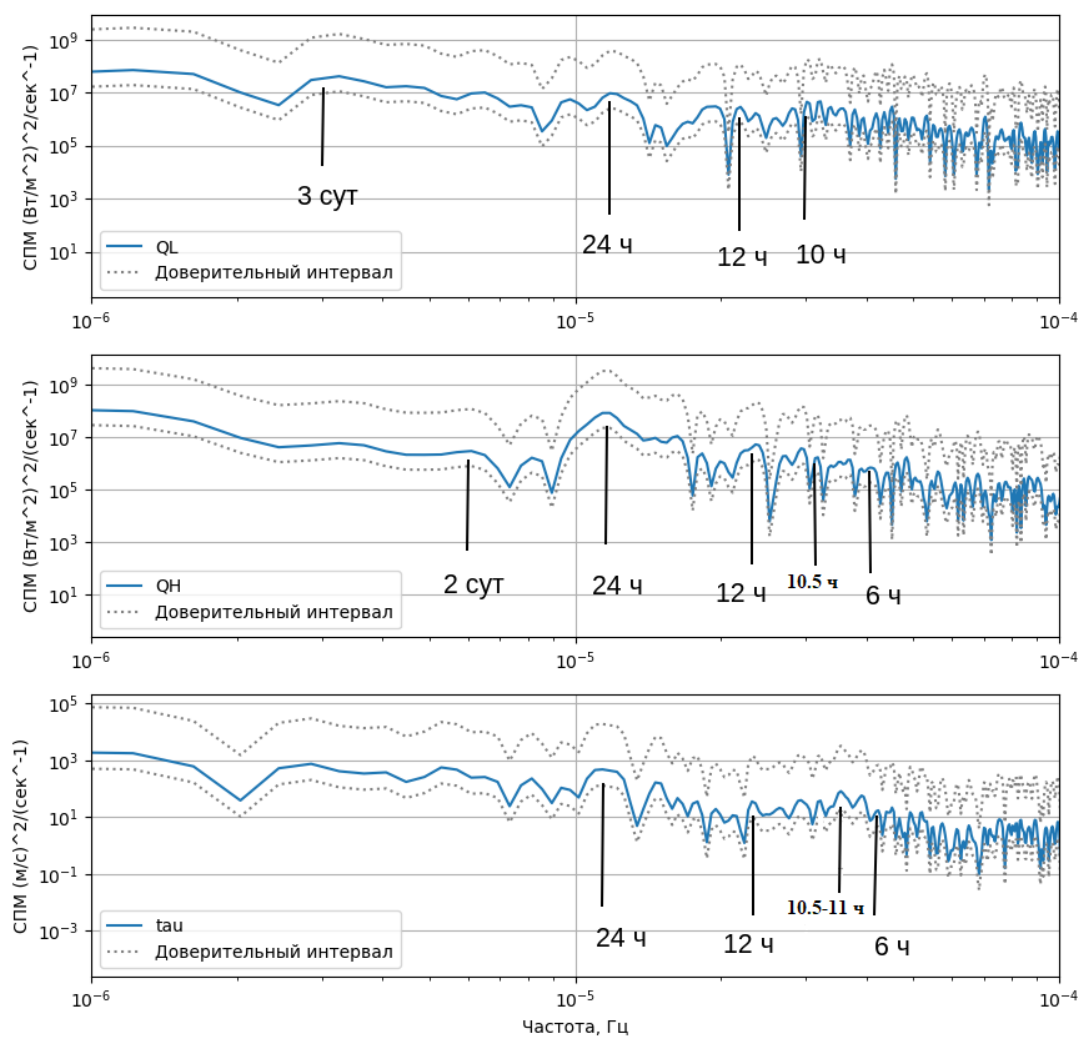


Рис. 4.9. Частотные спектры турбулентных потоков явного (QH) и скрытого тепла (QL), потока импульса (τ) за период 02 — 14 декабря 2023 года в период стоянки судна на станции Прогресс-3.

Также были проанализированы данные со станции Тикси за период с 11.07.2017 по 15.07.2017. 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.

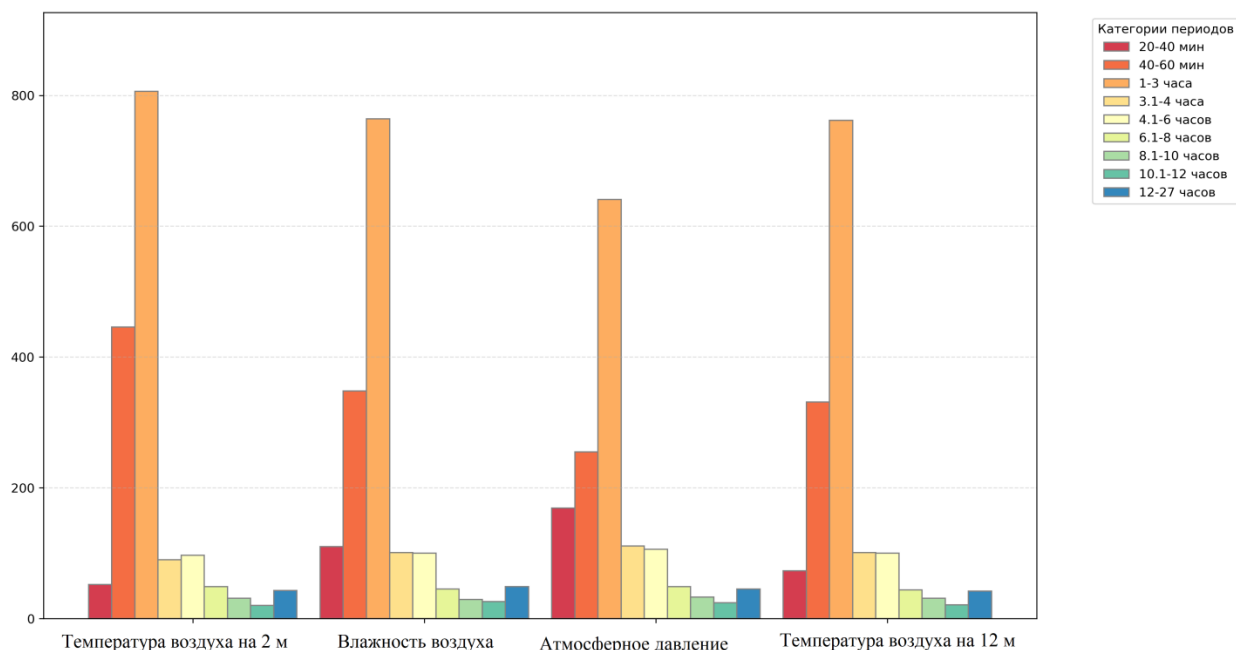


Рис.4.10. Распределение значимых спектральных максимумов за каждый день для всего периода наблюдений на станции Тикси за период с 11.07.2017 по 15.07.2017.

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 (QH) и скрытого тепла (QL), 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].

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].

4.5. 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 собственными 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.4.8, рис.4.9) 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 $uL'(a,b,c,t)$ 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 4-х 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.

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 uL' . Каждая из таких мод испытывает существенное влияние адвекции в переменном поле скорости воздушного потока $uL'(a, b, c, t)$, 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; 2021б]: $C_1 = 10$ 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 uL' 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 $u_L' = \partial SL / \partial t$ определяется производной по времени от ее лагранжевого смещения S_L , из (4.1) получим:

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

Если-же теперь перейти к рассмотрению колебательной скорости VE в фиксированной точке пространства $x=a$, $y=b$, $z=zI$, 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 SL . Адвекция частиц среды, вызванная суммарным полем всех волн, приводит к модуляции фазы каждой волны, равной $K_{x,i} S_L$, поэтому эйлеровую горизонтальную скорость в фиксированной точке можно приближенно представить в виде [Chunchuzov, 2009a]:

$$V_E = V_1(z_1) \cos(w_1 t + K_{x,1} S_L) + V_2(z_1) \cos\left(w_2 t + K_{x,2} S_L + \frac{\pi}{8}\right) + V_3(z_1) \cos\left(w_3 t + K_{x,3} S_L + \frac{\pi}{4}\right) + V_4(z_1) \cos\left(w_4 t + K_{x,4} S_L + 3\frac{\pi}{8}\right) \quad (4.3)$$

Эйлеровая скорость $VE(t)$ показана на рис. 4.11 а (сплошная черная линия), а ее частотный спектр на рис. 4.11 б. (сплошная линия). Пунктиром на рис. 4.11 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 .

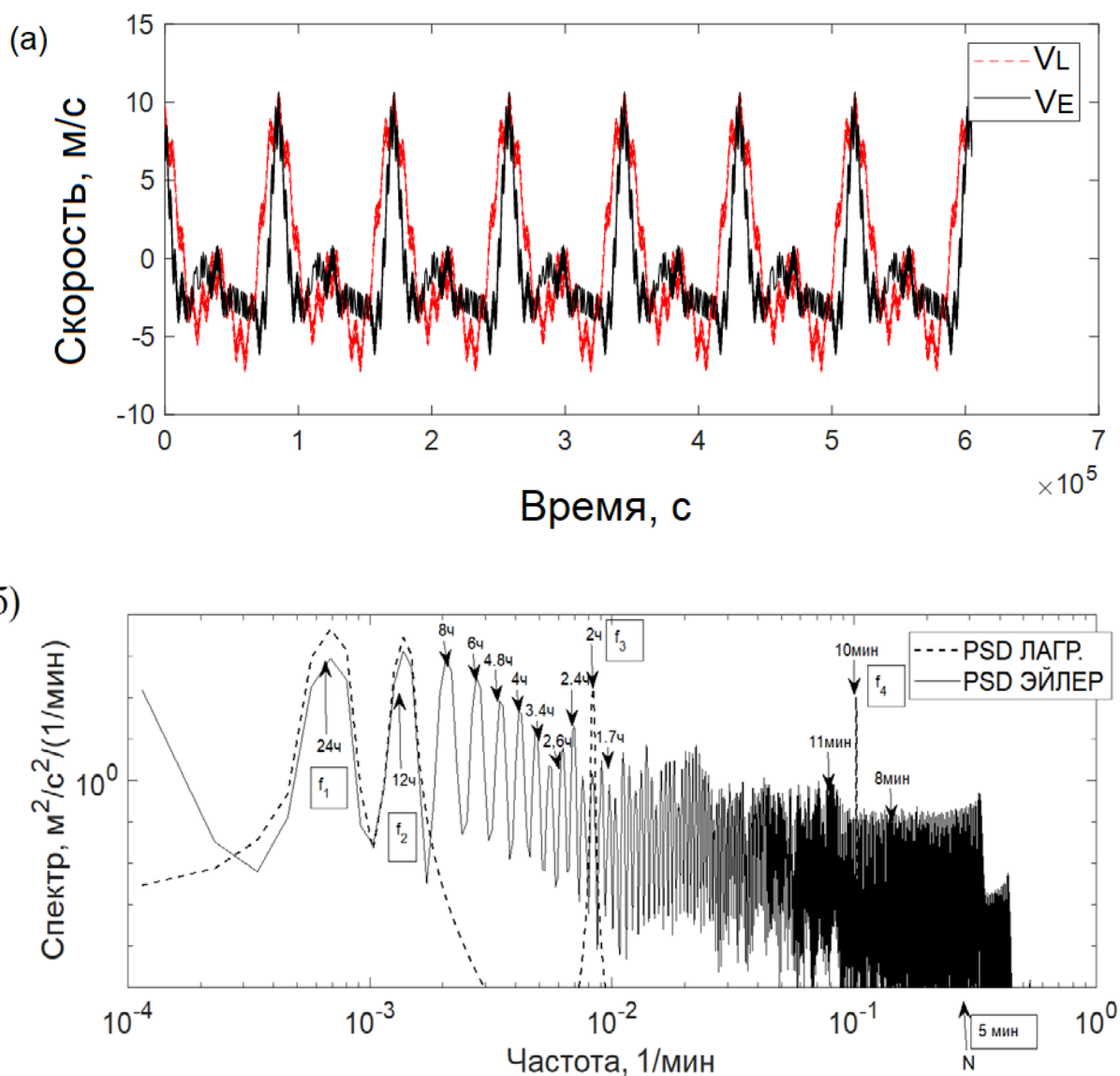


Рис.4.11. Временные колебания лагранжевой скорости частицы среды с начальной координатой $a=0$, $b=0$, $c=zI$ (красная линия) и эйлеровой скорости среды в т. $x=0$, $y=0$, $z=zI$ (черная линия) (а), и соответствующие спектры этих колебаний (б).

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 гармоник с частотами f_1+f_2 (соответствующий период 8ч.), $2f_1+f_2$ (период 6ч), f_1+2f_2 (период 4.8 ч), $2f_1+2f_2$ (период 4ч), $2f_1+3f_2$ и $3f_1+2f_2$ (период 3.4 ч), и гармоник с более высокими суммарными и разностными частотами: f_3-f_2 (период 2.4 ч), $f_3-f_2-2f_1$ (период 2.6 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. 4.10 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. 4.11 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-Вяйсяля $N^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} - \frac{dT_a}{dz} \right) > 0$, 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 $q_0(z) = n/na$, где n – плотность газовой примеси, na , 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 $S_z(x, y, z, t)$, 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 $ST(\omega)$ можно выразить с учетом (4.1) через спектры вертикальных смещений $S(\omega)$ и горизонтальные скорости $V(\omega)$:

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

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 4.4), 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 потока концентрации CO_2 через границу [Van Dam et al., 2021]. Эта связь подтверждается наличием спектральных максимумов на определенных периодах в кросс-спектрах на рис.4.10 между вариациями ТПО и концентрациями CO_2 (верхняя панель) и между вариациями CO_2 и параметром стратификации R (нижняя панель).

3.6. Выводы к главе 4

В данной главе проведён анализ зависимости концентрации CO_2 от метеорологических параметров и волновых процессов в атмосфере на основе данных, полученных в рамках 68-й Российской антарктической экспедиции на НЭС «Академик Федоров» 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 также 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, суточным (24 ч.) 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 приливами (суточным и полусуточным) и солнечным терминатором [Hedlin et al. 2018; Chunchuzov et al. 2021].

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 суммарными и разностными частотами заданных частот внутренних волн и приливов. Показан 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].

Приведён возможный механизм влияния индуцируемой волнами и приливами адвекции частиц среды на формирование наблюдаемых спектров. А также показана связь частотных спектров флуктуаций температуры и концентраций примесей, вызванных ВГВ, со спектром флуктуаций горизонтальной скорости ветра.

Заключение

В данной работе исследованы мезомасштабные процессы в атмосфере и в океане, такие как внутренние волны и вихри, а также механизм генерации внутренних волн вихрями и влияния внутренних волн на тепло- и газообмен с атмосферой. Основные результаты работы:

1. Разработана модель генерации спиралевидных внутренних волн субмезомасштабными вихрями, которая объясняет наблюдаемые формы и периоды полосатых спиралевидных структур на РСА снимках, соответственно, формами волновых гребней внутренних волн в слое термоклина и их длинами волн, полученными из этой модели.

2. На основании выявленных на спутниковых РСА снимках субмезомасштабных вихрей в Мозамбикском проливе за 22 и 25 сентября 2017 года показано, что спиралевидная форма полос на снимке вихря и характерные масштабы 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

3. На основе спектрального анализа данных контактных измерений в Карском море 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). 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).

4. Анализ гистограмм распределения числа спектральных максимумов по разным периодам колебаний показал, что наибольшее число этих максимумов за весь временной интервал измерений приходился на диапазон периодов 1-3 ч, общий для всех флуктуаций метеопараметров и вертикальных турбулентных потоков тепла и импульса.

5. Предложен возможный резонансный механизм взаимодействия внутренних волн в слое термоклина с определенными спектральными компонентами флуктуаций атмосферного давления, для которых частоты и горизонтальные скорости распространения совпадают с соответствующими частотами и горизонтальными фазовыми скоростями внутренних гравитационных мод в слое термоклина

6. Путем анализа кросс-спектров метеопараметров (температуры воздуха и скорости ветра), ТПО, вертикальных турбулентных потоков тепла, потока импульса и концентрации CO_2 в этих спектрах были выявлены колебания с общими периодами в 27 мин, 40 мин, 50 мин, 2 ч, 3 ч, 6 ч.

7. Разработана модель влияния индуцируемой атмосферными ВГВ и приливами адвекции частиц воздуха на формирование наблюдаемых спектров флуктуаций метеопараметров с присущей им “гребенчатой” формой, состоящей из большого числа спектральных максимумов и минимумов. С помощью этой модели показано, что влияние нелинейных эффектов адвекции каждой внутренней гравитационной волны в поле скорости ветра, индуцируемого всеми волнами и приливами, приводит к появлению в спектре флуктуаций скорости ветра множественных гармоник с суммарными и разностными частотами заданных частот внутренних волн и приливов.

8. Найдена связь частотных спектров флуктуаций температуры и концентраций примесей, вызванных ВГВ, со спектром флуктуаций горизонтальной скорости ветра.

Особые обозначения

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, °C

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. Епифанова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 4. С. 395–403.
2. 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.
3. 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.
4. 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.
5. Бреховских Л.М., Гончаров В.В. Введение в механику сплошных сред. Москва: “Наука”, 1982. 334 с.
6. 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.
7. 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.
8. Вельтищев Н.Ф. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сб. лекций. ВМО № 701. Женева, 1988. 136 с.
9. Волков Ю.А., Кузьмин А.В., Репина 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.
10. 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

11. *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.
12. *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.
13. *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.
14. *Доценко С.Ф., Миклашевская Н.А.* Генерация поверхностных и внутренних волн в ограниченном бассейне перемещающимся барическим фронтом// Мор. Гидрофиз. Журн., 2009. № 3.
15. *Добровольский А. Д.* Моря СССР / А. Д. Добровольский, Б. С. Залогин. – М.: Изд-во МГУ. 1982. 192 с.
16. *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.
17. *Зимин А.В.* Внутренние волны на шельфе Белого моря по данным натурных наблюдений // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 16–25.
18. *Калашник М.В.* Генерация внутренних гравитационных волн вихревыми возмущениями в сдвиговом потоке // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 6. С. 1–10.
19. *Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С.* Синоптические вихри в океане. 2-е издание. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 510 с.
20. *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
21. *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.

22. *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.
23. *Козлов И.Е.* Исследование внутренних волн и фронтальных разделов в море методами радиолокационного зондирования из космоса // дисс. канд. ф.-м.н., 2014. С.158.
24. *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.
25. *Коняев К.В.* Спектральный анализ случайных океанологических полей, Л.: Гидрометиздат, 1981. 208 с.
26. *Коняев К.В., Сабинин К.Д.* Волны внутри океана. Л.: Гидрометеиздат. 1992. 269 с.
27. *Кочеткова Е.С., Козлов И.Е., Дайлидиене И., Смирнов К.Г.* Спутниковые методы в океанографии. СПб.: изд. РГГМУ, 2014. 92 с.
28. *Куличков С.Н., Цыбульская Н.Д., Чунчuzов 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.
29. *Куличков С.Н., Чунчuzов 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.
30. *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.
31. *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.
32. *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

33. *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
34. *Лайхтман Д.В.* Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометиздат. 1970. 256 с.
35. *Лаппо С.С.* Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. М.: Наука. 1979. 181 с
36. *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.
37. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Часть I. Физические процессы. СПб.: изд. РГГМИ, 1998. 341 с.
38. *Мальшева А.А., Кубряков А.А., Колдунов А.В., Белоненко Т.В.* Оценка Агульсцова переноса по данным спутниковой альтиметрии и буев Арго, Исследование Земли из Космоса. 2020, №2, С. 24–34.
39. *Марчук Е.А., Чунгузов 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. DOI: 10.31857/S0002351524050029
40. *Миропольский Ю. З.* Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л. : Гидрометеоздат, 1981. 302 с.
41. *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.
42. *Морозов Е.Г., Нейман В.Г., Щербинин А.Д.* Внутренний прилив в проливе Карские Ворота // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 5. С. 688–690
43. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. И.В. Лавренова, Е.Г. Морозова. СПб.: Гидрометеоздат. 2002. 360 с
44. *Репина И.А.* Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью // М.: ИКИ РАН, 2007. 36 с.
45. *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.

46. *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
47. *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.
48. *Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* “Горячие точки” в поле внутренних волн в океане // Акустич. журн. 2007. Т. 53. № 3. С. 410–436.
49. *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.
50. *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. 2020а. Т. 36, № 3. С. 300–312.
51. *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.
52. *Спиридонов Ю.Г.* Определение характеристик атмосферных внутренних волн с помощью радиолокации из космоса// Тр. ГосНИЦИПР, 1988, вып. 30, с. 161 – 170.
53. Станция Мирный. Гидрометеорологический режим района. Режимно-справочное пособие. СПб: ААНИИ, 2022. 208 стр.
54. Станция Прогресс. Гидрометеорологический режим района. Режимно-справочное пособие. СПб: ААНИИ, 2021. 183 стр.
55. *Степаненко В.М., Миранда П.М., Лыкосов В.Н.* Численное моделирование мезомасштабного взаимодействия атмосферы и гидрологически неоднородной суши; Вычислительные технологии, том 11, №3. 2008

56. Тимачев В.Ф., Иванов Б.В., Ретина И.А. Теплообмен между атмосферой и ледовым покровом // Труды ААНИИ. 2008. В.447. С.140 - 155.
57. 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.
58. Чунгузов И.П., Куличков С.Н., Попов О.Е., Перепёлкин В.Г., Зайцева Д.В., Сомсиков 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
59. 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.
60. 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.
61. 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.
62. Alpers W. Theory of radar imaging of internal waves // *Nature*. 1985. Vol. 314. № 6008. P. 245–247.
63. 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.
64. 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
65. 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.

66. *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.
67. *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.
68. *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.
69. *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
70. *Bezyk Y., Górka M., Sówka I., Nęcki J., Strąpoć 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.
71. *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.
72. *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.
73. *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. № C12. P. 30039–30045.
74. *Brekhovskikh L.M., Goncharov V.V.* *Mechanics of Continua and Wave Dynamics.* // 1994. Cambridge University Press, Springer Verlag, 342 pp.
75. *Brickman D., Loder. J.W.* Energetics of the internal tide on northern Georges Bank. // *Journal of Physical Oceanography.* 1993. V.23. P.409–424.
76. *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.

77. *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.
78. *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.
79. *Chunchuzov I.* On the high – wavenumber form of the Eulerian internal wave spectrum in the atmosphere. // *J.Atmos. Sci.*, 2002, 59, P.1753 – 1774.
80. *Chunchuzov I.* On the nonlinear shaping mechanism for gravity wave spectrum in the atmosphere // *Ann. Geophys.* 2009a. V. 27. P. 4105–4124.
81. *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*. 20096. V.125(2). P. 651-63.
82. *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.
83. *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.
84. *Chunchuzov I.P., Kulichkov S.N.* *Infrasound propagation in an anisotropic fluctuating atmosphere*// 2020. Cambridge Scholar Publishing. UK. 356 pp.
85. *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.
86. *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.* 20216. V. 57. № 6. P. 581–593.
87. *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.
88. *Dai A., Wang J.* Diurnal and Semidiurnal Tides in Global Surface Pressure Fields // J. Atmos. Sci. 1999. V.56. P. 3874-3891.
 89. *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.
 90. *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. № C4. P. 8009–8031.
 91. *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. C11016
 92. *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
 93. *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.
 94. *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.
 95. *Eckart C.* Internal waves in the ocean // Physics of Fluids. 1961. V. 4. P. 791–799.
 96. *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.
 97. *Eldevik T., Dysthe K.B.* Spiral eddies // Journal of Physical Oceanography. 2002. V. 32. № 3. P. 851– 869.
 98. *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.

99. *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.
100. *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
101. *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.
102. *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. e2021JC018056.
103. *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.
104. *Fritts D., Alexander M.* Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere // *Rev. Geophys.* 2003. V 41(1), P.1003.
105. *Gaisky P.V., Kozlov I.E.* Thermoprofilemeter 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.
106. *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.
107. *Biaostoch 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.
108. *Gossard E.E., Hooke W.H.* Waves in the atmosphere. New York: Elsevier, 1975. 456 pp.
109. *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.
110. *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.

111. *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.
112. *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.
113. *Holton J. R.* An Introduction to Dynamic Meteorology // 3rd ed., Academic Press, London. 1992.
114. *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.
115. *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.
116. *Ivanov A. Y., Litovchenko K. T.* Ocean phenomena seen from ALMAZ-1. // *Remote Sensing of the Pacific Ocean by satellites.* 1998. P. 93–110
117. *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
118. *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.
119. *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.
120. *Jackson C. R.* An atlas of internal solitary-like waves and their properties. // Alexandria: Global Ocean Associates, 2004a. 560 p.

121. *Jackson C.R., Apel J.* Synthetic aperture radar: marine user's manual. Chapter 7. Oceanic and internal waves and Solitons. // Washington, DC. 2004b.
122. *Jackson C.R.* Internal wave detection using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). // Journal of Geophysical Research, 2007. V. 112. P. C11012.
123. *Jackson C.R., da Silva J.C.B., Jeans G.* The generation of nonlinear internal waves // Oceanography. 2012. V. 25(2). P.108–123.
124. *Jähne B.* Air-sea gas exchange // Elements of Physical Oceanography: A Derivative of the Encyclopedia of Ocean Sciences. Academic Press, 2009. P. 160-169
125. *Jenkins G. M., Watts D. G.* Spectral analysis and its applications Holden-Day. // San Francisco: Scientific Research Publishing. 1968. P. 243-238.
126. *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.
127. *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
128. *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).
129. *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.
130. *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.
131. *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.

132. *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
133. *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
134. *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.
135. *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.
136. *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.
137. *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.
138. *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.
139. *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. № C04029.
140. *Le Pichon A. and Cansi Y.* PMCC for Infrasound Data Processing. // InfraMatics, 2003. V. 2. P. 1-9.
141. *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.
142. *Lighthill M. J.* On sound generated aerodynamically. I. General theory // Proc. Roy. Soc. 1952. A 211. P. 564-587.

143. *Lighthill J.* Waves in Fluids. Cambridge-London-New York-Melbourne: Cambridge University Press. 1978. 504 pp
144. *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.
145. *Lutjeharms J.R.E.* The Agulhas Current. // Springer-Verlag, Berlin. 2006. V.1.
146. *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.
147. *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.
148. *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.
149. *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.
150. *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.
151. *McWilliam J.C., Colas F., Molemaker M.J.* Cold filamentary intensification and oceanic surface convergence lines // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. P. L18602.
152. *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.
153. *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.
154. *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.
155. *Munk W.* Spirals on the Sea / W. Munk, L. Armi, K. Fischer, F. Zachariasen // *P.Roy.Soc. A Math.Phy.* 2000a. V. 456. P. 1217–1280.

156. 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.
157. 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.
158. Nieuwstadt F.T.M., Van Dop H. Atmospheric turbulence and air pollution modeling. // D. Reidel Publish. Comp. Dordrecht: Holland/Boston/London, 1981. 350 pp.
159. 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.
160. O'Connor J.F. Extended and Long-Range Weather Forecasting // *Journal AWWA*, 1963. V.55. I.8. P. 1006 – 1018.
161. 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.
162. 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.
163. 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.
164. Peacock T., Haller G. Lagrangian coherent structures // *Physics Today*. 2013. V.41. № 2.
165. 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
166. Pinkel R. Advection, Phase Distortion, and the Frequency Spectrum of Finescale Fields in the Sea. // *J. Physical Oceanography*. 2008, V. 38, P.291-313.
167. 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.

168. *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.
169. *Plougonven R., Zhang F.* Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts // *Rev. Geophys.* 2014. V. 52. P. 1–37.
170. *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.
171. *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
172. *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. C06010.
173. *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.
174. *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.
175. *Sandven S., Johannessen O. M.* High-frequency internal wave observations in the marginal ice zone. // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92, P. 6912–6920.
176. *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.
177. *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
178. *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.
179. *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.

180. 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.
181. 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.
182. Serebryany A.N. Effect of Internal Waves on Moving Small Vessels in the Sea // *Fluids*, 2023. V.8(2) P.75
183. Shakespeare C. Spontaneous generation of internal waves // *Phys. Today*. 2019. V. 72. P. 34–39.
184. 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.
185. Silvestrova K., Myslenkov, S.A., Puzina O., Mizyuk 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.
186. 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.
187. Small R.J., deSzoeki 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.
188. 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.
189. Sætre R., da Silva A.J. The circulation of the Mozambique Channel // *Deep Sea Res.* 1984. V. 31. P. 508–585.
190. 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.
191. Somsikov V. M. Solar terminator and dynamic phenomena in the atmosphere: A review // *Geomagn. Aeron.* 2011. V.51. № 6. P. 707–719.
192. 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.

193. *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.
194. *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.
195. *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.
196. *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. CO2002.
197. *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
198. *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.
199. *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.
200. *Wang P., Özgökmen T.M.* Spiral inertial waves emitted from geophysical vortices // Ocean Modelling. 2016. V. 99. P. 22–42
201. *Webster P.J., Lukas R.* The Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment. // *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1992. V. 73 P. 1377–1416.
202. *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.
203. *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.

204. WMO Greenhouse Gas Bulletin. 2023. V. 19. 11pp.
205. Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans // Ann. Rev. Fluid Mech. 2004. V. 36. P. 284–314.
206. 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
207. 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.
208. 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.
209. 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.
210. 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.
211. <https://asf.alaska.edu>
212. <https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.signal.welch.html>

Список рисунков

- 1.1. ИК – снимок вихря из статьи [Marmorino et al., 2018], который подробно анализируется в статье [Chunchuzov et al., 2021a]. На нем 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. 1.2. Полосатая структура на его периферии пересечена линией с указанным направлением, вдоль которой получена интенсивность отраженного сигнала в зависимости от расстояния r (см. ниже рис. 1.6, 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 интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ от расстояния r вдоль линии разреза на рис. 1.3., поперечной к полосатой спиралевидной структуре вихря (а) и горизонтальный спектр сигнала $W(r)$ (б), где $f = K/(2\pi)$, K – горизонтальное волновое число.
- 2.5. Снимок субмезомасштабного вихря с диаметром около 5 км (внутри прямоугольника), обнаруженного 25 сентября в 15:28 ч. на широте около $11^{\circ}30'$ Ю.Ш. вблизи о. Нгазиджа (Ngazidja).

- 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.
- 2.7. Зависимости интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (профили 1–3) на рис. 2.6, проведенных через разные части полосатой спиралевидной структуры вихря (а) и соответствующие им горизонтальные спектры сигнала $W(r)$ (б).
- 2.8. 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).
- 2.9. 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).
- 2.10. 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. 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.
- 3.3. 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.
- 3.4. 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.
- 3.5. 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.

- 3.6. Взаимные кросс-спектры между флуктуациями температуры воды на высоте 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.3.6а, только для температуры воды на глубине 20 м. Показан также кросс-спектр между флуктуациями температуры воды на глубинах 10 и 20 м (пунктир).
- 3.7. Вертикальные CTD-профили температуры (красная кривая), солёности (синяя кривая) и частоты плавучести N (черная кривая) [Kozlov et al., 2023].
- 3.8. 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).
- 3.9. Мезомасштабные вариации тех же параметров, что и на рис.3.7, но полученных за 24 августа 2021 г.
- 3.10. 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.
- 3.11. 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 судна на ст. Прогресс.
- 4.3. Частотные спектры временных вариаций метеопараметров (скорости ветра, температуры воздуха), температуры поверхности океана (ТПО), концентраций CO_2 (а), и турбулентных потоков явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_L), поток импульса (τ) (б) за период 2 января 2023 года в период стоянки судна на станции Прогресс.
- 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 – 12 января 2023 года в период стоянки судна на станции Прогресс.
- 4.5. Распределение значимых спектральных максимумов 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 на ст. Прогресс
- 4.7. Вариации потока импульса и потоков тепла и влаги на станции Прогресс-3 за период 02 — 14 декабря 2023 г.
- 4.8. Частотные спектры турбулентных потоков явного (QH) и скрытого тепла (QL), 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 на станции Прогресс.
- 4.9. Частотные спектры турбулентных потоков явного (QH) и скрытого тепла (QL), потока импульса (τ) за период 02 — 14 декабря 2023 года в период стоянки судна на станции Прогресс-3.
- 4.10. Распределение значимых спектральных максимумов за каждый день для всего периода наблюдений на станции Тикси за период с 11.07.2017 по 15.07.2017.
- 4.11. Временные колебания лагранжевой скорости частицы среды с начальной координатой $a = 0, b = 0, c = z_1$ (красная линия) и эйлеровой скорости среды в точке $x = 0, y = 0, z = z_1$ (чёрная линия), и соответствующие спектры этих колебаний (б).

Список таблиц

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