

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение
«Федеральный исследовательский центр
Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук»

На правах рукописи

РУСАКОВ Никита Сергеевич

**ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РАССЕЯНИЯ
МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ В УСЛОВИЯХ
ШТОРМОВОГО ВЕТРА**

Специальность: 1.3.4 – радиофизика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук
Троицкая Юлия Игоревна

г. Нижний Новгород

2024

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Рассеяние микроволнового излучения на взволнованной поверхности воды и его применение для восстановления скорости приводного ветра при штормовых условиях (литературный обзор)	13
1.1 Введение.....	13
1.2 Принципы измерения приповерхностной скорости ветра над океаном при помощи методов дистанционного зондирования	13
1.3 Особенности восстановления скорости приводного ветра в штормовых условиях	14
1.4 Заключение	18
Глава 2. Лабораторное моделирование приводного пограничного слоя атмосферы и поверхностного волнения при высоких скоростях ветра.....	20
2.1 Введение.....	20
2.2. Описание экспериментальной установки (высокоскоростной ветро-волновой канал).....	20
2.3. Измерение характеристик ветрового потока	23
2.4. Измерение характеристик волнения.....	25
2.5 Доплеровский скаттерометр X-диапазона	27
2.6 Выводы.....	32
Глава 3. Моделирование механических характеристик приводного слоя воздуха и поверхности воды при условиях шторма	33
3.1 Введение.....	33
3.2. Ветровой поток в канале.....	34
3.3. Характеристики ветрового волнения в канале	38
3.4. Моделирование обрушения волн. Определение площади пенного покрытия, возникающего при обрушении чисто ветровых волн.....	41
3.5. Выводы.....	49
Глава 4. Экспериментальное исследование рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона на поверхности воды при сильном ветре.....	50
4.1 Введение.....	50
4.2. Микроволновые измерения рассеивающих свойств водной поверхности (рассеяние СВЧ электромагнитных волн X-диапазона на ветровых волнах при сильном ветре).....	51
4.3. Анализ доплеровских спектров рассеянного сигнала	53
4.4 Характеристики микроволнового сигнала, рассеянного на обрушающихся волнах.....	59
4.5. Параметризация площади обрушений на водной поверхности.....	64
4.6 Выводы.....	68
Глава 5. Модели рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона на поверхности воды при сильном ветре	69
5.1. Введение.....	69
5.2 Создание композитной модели рассеяния излучения на водной поверхности при экстремальных скоростях ветра.....	70
5.3. Примеры использования предложенной ГМФ на данных дистанционного зондирования....	75

5.4. Выводы.....	77
Заключение	78
Список литературы	80
Список публикаций автора по теме диссертации	88

Введение

Морские штормы и ураганы, сопровождающиеся экстремальными ветрами и волнением, штормовыми нагонами, ливневыми осадками и катастрофическими наводнениями, представляют большую угрозу для жителей прибрежных районов и морской деятельности. Для снижения вреда и ущерба, приносимого этими погодными явлениями, требуется улучшить заблаговременность и уменьшить погрешность прогноза параметров морских штормов (траектории, интенсивности и т.п.). С учетом редкой сети традиционных гидрометеорологических наблюдений в открытом океане особенно актуально использование дистанционных спутниковых методов, обеспечивающих высокую производительность гидрометеорологического мониторинга на больших акваториях и расширение списка оцениваемых параметров. Приоритетное значение имеет использование излучения микроволнового диапазона, позволяющее получать информацию об океане и атмосфере независимо от времени суток и облачности. Однако существующие алгоритмы определения геофизических параметров по данным спутникового дистанционного зондирования с помощью как активных (радиолокаторы, скаттерометры), так и пассивных (радиометры) приборов, имеют физические ограничения применимости при штормовых и ураганных условиях.

Ограничения на использование радиолокационных изображений для определения скорости приводного ветра связаны с немонотонностью зависимости удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) морской поверхности от скорости ветра, превышающей 30 м/с (см., например, семейство алгоритмов CMOD). Это приводит к быстрому нарастанию погрешностей в определении скорости ветра больше 25-30 м/с и даже ошибкам в определении формы урагана. В ряде работ [1, 2] было показано, что сечение обратного рассеяния поверхности моря на ортогональной поляризации характеризуется сильной (кубичной) зависимостью от скорости ветра, не испытывающей насыщения при скоростях ветра выше 25 м/с [1-3].

Восстановление скорости приводного ветра основано на применении эмпирической зависимости, связывающей ее значения с сечением рассеяния поверхности океана – так называемой геофизической модельной функции (ГМФ). Основная проблема в определении ГМФ состоит в получении данных наземных наблюдений в условиях урагана, в связи с чем неопределенность ГМФ и связанные с ней ошибки в определении скорости ветра остаются высокими. В таких условиях возрастает роль теоретической или полуэмпирической модели, которая позволяет учесть и описать факторы, определяющие ГМФ, и ее верификация в контролируемых условиях.

Характеристики рассеянного сигнала зависят от свойств отражающей поверхности, а не атмосферы. Шероховатость поверхности более сильно коррелирует с касатель-

ным турбулентным напряжением, нежели со скоростью ветра. Турбулентный поток импульса или касательное турбулентное напряжение является важнейшей динамической характеристикой приводного пограничного слоя атмосферы. Эта величина характеризует силовое касательное воздействие ветра на поверхность воды и определяет поток энергии к волнам и их параметры, в частности, среднеквадратичный уклон [4]. Касательное турбулентное напряжение определяет параметры ветрового нагона, одного из самых опасных и разрушительных проявлений сильных штормов и ураганов (см, например, [5]). Именно касательное ветровое напряжение, а не скорость ветра, является движущей силой циркуляции океана [6]. Кроме того, касательное турбулентное напряжение определяет перемешивание в верхнем слое океана, которое, в свою очередь, определяет положение термоклина и температуру поверхности океана, перенос питательных веществ из нижних слоев океана, способствуя биосинтезу, обеспечивает вентиляцию глубинных слоев океана [7,8].

Строго говоря, активные микроволновые приборы, измеряющие скорость ветра по характеристикам излучения, рассеянного морской поверхностью, идеально приспособлены для измерения именно касательного турбулентного напряжения ветра τ (см., например, [9]). Это связано с тем, что рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона происходит на шероховатости морской поверхности, которая, в свою очередь, определяется главным образом величиной τ [4]. Следствием этого является более сильная корреляция сечения рассеяния поверхности воды с турбулентным напряжением, чем со скоростью ветра, отмеченная рядом авторов (см., например, [10-12]). Прямых алгоритмов восстановления величины τ по данным дистанционного зондирования не существует. Традиционно алгоритмы восстановления параметров приводного ветра по данным микроволнового зондирования, основаны на использовании геофизических модельных функций (ГМФ), в которых удельное сечение рассеяния поверхности воды (УЭПР) выражается через значение скорости ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м в нейтральной атмосфере (см., например, [13]). При этом величина τ в дальнейшем вычисляется отдельно с использованием «балк-формулы»:

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2$$

где ρ_a - плотность воздуха, C_D – коэффициент сопротивления поверхности, представляющий собою эмпирическую функцию скорости ветра и параметров волнения (см., например [14]). Вместо касательного напряжения трения часто используется скорость трения:

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_a}$$

Описанный алгоритм определения τ и u_* имеет значительные погрешности особен-

но значительные штормовых и ураганных ветрах. Это обусловлено прежде всего, большой неопределенностью зависимости $C_D(U_{10})$ при условиях шторма и урагана (см, например, ссылки в [15]), когда может наблюдаться немонотонная зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра, и погрешности в определении C_D при скоростях ветра выше 50 м/с превышают 100% (см. [16]).

Цели диссертационной работы

Целью работы является построение полуэмпирической модели рассеяния микроволнового излучения на поверхности воды в присутствии ветрового волнения для разработки метода восстановления скорости приводного ветра и турбулентного касательного напряжения в условиях шторма и урагана. Для этого решались следующие задачи:

1. Экспериментальное исследование механических свойств свободной поверхности под действием штормового ветра, определяющих характеристики рассеяния микроволнового излучения, включая параметры волнения и обрушений.
2. Экспериментальное исследование зависимости сечения рассеяния поляризованного микроволнового излучения при различных режимах излучения/приема (соосно и ортогонально поляризованного) от скорости ветра и турбулентного напряжения. Определение чувствительности характеристик рассеяния поверхности к изменению скорости ветра и касательного напряжения при условиях шторма.
3. Экспериментальное исследование рассеяния поляризованного микроволнового излучения на обрушениях волн, определение особенностей рассеяния на ортогональной поляризации.
4. Построение композитной модели рассеяния поляризованного микроволнового излучения на морской поверхности для широкого диапазона условий, включая штормовые, и ее верификация на основе данных эксперимента.

Научная новизна результатов работы

Научная новизна диссертационной работы определяется оригинальными методами исследования и полученными новыми результатами.

- 1) На основе анализа доплеровских спектров радиолокационного сигнала, рассеянного на поверхности воды под действием штормового ветра в лабораторных условиях, и трехмерных пространственно-частотных спектров поверхностных волн показано, что рассеяние микроволнового излучения происходит в основном на рассеивателях, имеющих скорости, превышающие скорости энергонесущих ветровых

волн. Предположение, что этими структурами являются обрушающиеся гребни волн, подтверждается анализом высокоскоростных видеофильмов поверхности воды.

2) Экспериментально измерена удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР) области обрушения поверхностной волны ("барашка").

3) Произведено численное моделирование УЭПР на ортогональной поляризации методом «малых уклонов» с использованием экспериментально измеренных спектров поверхностных волн при высоких скоростях ветра в присутствии поверхностных волн высокой крутизны.

4) На основе эмпирических данных об УЭПР области обрушения и теоретической модели рассеяния электромагнитных волн в приближении "малых уклонов" предложена композитная модель рассеяния электромагнитных волн на морской поверхности при штормовом ветре. На основе лабораторных экспериментов получено экспериментальное подтверждение применимости модели.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Мощность электромагнитного излучения СВЧ-диапазона, рассеянного поверхностью воды на ортогональной поляризации, сохраняет чувствительность не только к скорости ветра, но и к динамической скорости ветра при ураганных условиях.

2. Основной вклад в формирование обратного рассеяния СВЧ-излучения в ортогональную поляризацию вносят обрушения на гребнях волн.

3. Предложенная и реализованная экспериментальная методика позволила измерить УЭПР области обрушения. УЭПР в ортогональную поляризацию в пределах экспериментальной точности не зависит от скорости ветра.

4. Композитная модель рассеяния электромагнитных волн в ортогональную поляризацию на морской поверхности, частично покрытой обрушениями, основанная на модели «малых уклонов» второго порядка и экспериментальных данных об УЭПР "изолированной" области обрушения, находится в хорошем согласии с данными лабораторных экспериментов.

5. Компонента УЭПР, связанная с рассеянием на ветровом волнении как в соосную, так и в ортогональную поляризацию, испытывает насыщение при высоких скоростях ветра. Возрастание рассеянного в ортогональную поляризацию сигнала с ростом скорости ветра обусловлено рассеянием на обрушениях волн и связано с увеличением доли площади поверхности, покрытой обрушениями.

Достоверность полученных результатов

Все полученные результаты обладают высокой степенью достоверности и являются обоснованными. Подтверждением этого служит хорошее качественное и количественное совпадение результатов, полученных в лабораторных и натуральных условиях. Физическая трактовка полученных результатов, находится в согласии с общепризнанными представлениями. Основные положения диссертации опубликованы в ведущих зарубежных журналах и монографиях, докладывались на международных и всероссийских конференциях и неоднократно обсуждались на семинарах в ИПФ РАН.

Научная и практическая значимость результатов работы

Полученные в работе результаты могут применяться для изучения процессов рассеяния радиолокационного сигнала и для интерпретации результатов натуральных и лабораторных экспериментов. Приведенные оценки влияния обрушающихся волн на УЭПР ортогональной поляризации при высоких скоростях ветра позволят конструировать ГМФ, основываясь на физических принципах механизмов рассеяния, а не на подборе аппроксимирующих функций. Учитывая сложность сбора данных в натуральных условиях и индивидуальность измерений инструментов дистанционного зондирования, связанную с техническими особенностями используемых приборов, предложенный подход позволит унифицировать предлагаемые ГМФ. Разработанные методики выделения обрушений по оптическим снимкам позволят произвести обработку большого числа как лабораторных, так и натуральных измерений. Конструирование ГМФ, связывающей характеристики сигнала не со скоростью приводного ветра, а с турбулентным касательным напряжением, позволит восстанавливать эту величину при высоких скоростях ветра из данных дистанционного зондирования. Турбулентное касательное напряжение используется для описания ветрового волнового взаимодействия, оценки ветрового нагона, оно же отвечает за перемешивание верхних слоев океана.

Публикации и вклад автора

Результаты диссертации изложены в 13 работах автора, из которых 7 – статьи и тезисы, опубликованные в реферируемых изданиях и 6 – тезисы докладов на российских и международных конференциях.

Автор диссертации принимал непосредственное участие в постановке и проведении экспериментов, описанных в работе и обработке полученных данных. Автор написал большую часть программного обеспечения, использованного при обработке данных, в том числе программы для восстановления пространственного спектра волнения

по данным волнографов, программы для выделения обрушений на оптических изображениях водной поверхности, программу, реализующую моделирование рассеяния э/м излучения на водной поверхности при известном спектре волнения. Также автор принимал участие в обработке данных дистанционного зондирования и сопутствующих им измерений.

Апробация работы

Диссертация выполнена в Институте прикладной физики РАН. Результаты диссертации были использованы в ходе исследовательских работ в рамках грантов РФФИ и РФФИ.

Основные результаты и положения работы доложены:

– На международных конференциях: EGU General Assembly (Вена, Австрия, 2021, 2022), IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Техас, США, 2017), SPIE Remote Sensing 2021, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium 2022.

– На российских конференциях: 26-я Нижегородская сессия молодых ученых (Нижний Новгород, 2021), 27-я Нижегородская сессия молодых ученых (Нижний Новгород, 2022), Двадцать первая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2023), Двадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2022), Девятнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2021), XXII Научная конференция по радиофизике (Нижний Новгород, 2018), XXIII Научная конференция по радиофизике (Нижний Новгород, 2019), Международная научная конференция-школа молодых ученых (Москва, 2022), Международная конференция «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития» имени Л. Н. Карлина (Санкт-Петербург, 2022), Нижегородская сессия молодых ученых (Нижний Новгород, 2021, 2022).

– На семинарах ИПФ РАН.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, 5-и глав, заключения и списка литературы. Объем диссертации составляет 89 страниц, включая 38 рисунков. Список литературы содержит 114 наименований, включая работы автора.

Краткое содержание работы

Во **Введении** обосновывается актуальность работы, формулируются её цели, кратко излагается содержание диссертации.

Глава 1 диссертации является обзорной. В ней даны основные определения методов дистанционного зондирования для восстановления поля скорости ветра. В разделе 1.1 описаны преимущества дистанционных методов зондирования и разделение методов на пассивные и активные. В разделе 1.2 описаны принципы измерения приповерхностной скорости ветра инструментами активной и пассивной радиолокации и дан краткий обзор действующих приборов. Раздел 1.3 посвящен проблемам восстановления высоких скоростей ветра, обзору существующих ГМФ и актуальности использования теоретических моделей, описывающих рассеяние сигнала морской поверхностью в экстремальных условиях. Сделан вывод о необходимости проведения одновременного фиксирования параметров ветрового потока, волнения и рассеянного сигнала в контролируемых лабораторных условиях для правильной интерпретации результатов измерений и переносе его на натурные условия.

Глава 2 диссертации посвящена описанию лабораторной установки «Высокоскоростной ветро-волновой канал на базе Большого термостратифицированного бассейна ИПФ РАН», приборной базы и методик измерений. В разделе 2.1 описаны проблемы использования данных дистанционного зондирования, полученных в натуральных условиях и обосновано использование комплексного подхода, сочетающего в себе лабораторные эксперименты, теоретический анализ и численное моделирование с последующей верификацией полученных результатов. В разделе 2.2 описано устройство и характеристики канала, в котором происходит лабораторное моделирование ветро-волнового взаимодействия при ураганных скоростях ветра и описана его более поздняя модификация. В разделе 2.3 описываются использованные контактные методы измерения параметров ветрового потока в канале. В разделе 2.4 описывается устройство системы струнных волнографов и предлагается методика для восстановления пространственно-временных спектров волнения. Раздел 2.5 посвящен описанию доплеровского скаттерометра X-диапазона, его калибровке и измерению диаграммы направленности.

В **Главе 3** диссертации описываются результаты моделирования механических характеристик приводного слоя воздуха и поверхности воды в условиях шторма. В разделе 3.1 описаны различия ветро-волнового взаимодействия в натуральных и лабораторных условиях. Раздел 3.2 посвящен восстановлению параметров слоя постоянных потоков из измерений в «следной» части профиля скорости ветра, на основе автотомельности

профиля дефекта скорости. Проведено сравнение полученных величин коэффициента аэродинамического сопротивления и динамической скорости ветра с данными натурных и лабораторных измерений. В разделе 3.3 выделены особенности ветрового волнения в канале, обнаружено присутствие связанных волн, восстановлено распределение уклонов поверхности для всего диапазона скоростей ветра, которое может быть использовано для параметризации доли обрушающихся волн. Раздел 3.4 посвящен моделированию обрушающейся волны и вычислению ее площади с использованием оптических изображений водной поверхности. Предложен алгоритм, основанный на пороговой обработке снимков обрушающегося гребня волны, позволяющий определять размеры обрушений и их пространственное расположение. Данный подход был применен для определения площади пенного покрытия, возникающего при обрушении искусственно сгенерированной длинной волны обрушающейся на подводной пластине. Аналогичная обработка была проведена для определения площади пенного покрытия, возникающего при обрушении чисто ветровых волн. Предложены зависимости доли обрушений на водной поверхности от скорости ветра и динамической скорости ветра.

Глава 4 диссертации посвящена экспериментальному исследованию рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона на поверхности воды при сильном ветре. В разделе 4.1 дано краткое описание механизмов, ответственных за рассеяние сигнала при различных углах зондирования и обоснована необходимость отдельного исследования влияния обрушений на отраженный сигнал. В разделе 4.2 описан эксперимент и восстановлены зависимости УЭПР на 4-х поляризациях (HH, VV, HV, VH) от динамической скорости ветра. Продемонстрировано насыщение мощности рассеянного сигнала на соосных поляризациях при высоких скоростях ветра и сохранение чувствительности сигнала на ортогональной поляризации к вариациям скорости при ураганных ветрах. Анализ доплеровских спектров в разделе 4.3 показал, что скорость рассеивателей радиолокационного сигнала превышает фазовые скорости волн, что позволило высказать предположение о том, что рассеянный сигнал формируется на обрушающихся гребнях волн. Данное предположение было проверено с помощью анализа скорости обрушений из высокоскоростной видеосъемки поверхности. Раздел 4.4 посвящен измерению характеристик микроволнового сигнала на искусственно сгенерированных длинных обрушающихся волнах. Было обнаружено, что после прохождения длинной обрушающейся волны, поверхность выглаживается, и мощность рассеянного сигнала определяется в основном площадью пенного покрытия. На основании полученных результатов была предложена эмпирическая зависимость, связывающая УЭПР на ортогональной поляризации и долю обрушений в области водной

поверхности, облучаемой скаттерометром при трех углах падения. В разделе 4.5 предложена параметризация доли обрушений на водной поверхности из данных измерений струнных волнографов, основанная на статистическом описании возникновения обрушений.

В **Главе 5** диссертации описаны предложенные модели рассеяния микроволнового излучения на водной поверхности. В разделе 5.1 описаны особенности лабораторного моделирования рассеяния сигнала на обрушающихся волнах и обсуждено различие в пенных структурах на водной поверхности в лабораторных и натуральных условиях. Раздел 5.2 посвящен конструированию композитной модели рассеяния излучения на водной поверхности, отдельно учитывающей вклад от ветровых волн и от обрушений. Расчет вклада ветровых волн в УЭПР водной поверхности был оценен с помощью численного моделирования рассеяния методом малых уклонов напрямую из измеренных спектров волнения. Вклад обрушений в рассеянный сигнал был учтен с помощью измеренных зависимостей площади пенного покрытия от скорости ветра и эмпирически полученной УЭПР обрушающейся волны. Сравнение предложенной модели с результатами измерений УЭПР на ортогональной поляризации в лабораторных условиях продемонстрировало хорошее совпадение. В разделе 5.4 предложенная композитная ГМФ была перенесена на натурные условия с использованием параметризации доли пенного покрытия от ветро-волнового числа Рейнольдса. Было проведено совмещение композитной ГМФ и натурального набора данных УЭПР на ортогональной поляризации в С-диапазоне, полученного из РСА-изображений тропических циклонов со спутника Sentinel-1. Продемонстрировано хорошее совпадение предложенной функциональной зависимости и данных натуральных измерений, что говорит о возможности использования предложенной ГМФ.

В **Заключении** сформулированы основные результаты, полученные в диссертации.

Глава 1. Рассеяние микроволнового излучения на взволнованной поверхности воды и его применение для восстановления скорости приводного ветра при штормовых условиях (литературный обзор)

1.1 Введение

Методы дистанционного зондирования Земли из космоса основываются на измерении полей различной природы: акустических, гравитационных, магнитных, электрических, электромагнитных. Наиболее распространенным методом является использование микроволновых датчиков. Основная причина такого выбора заключается в способности электромагнитных волн на таких частотах почти беспрепятственно распространяться через атмосферу даже в присутствии облачности и осадков. Вторая причина - хорошая чувствительность интенсивности сигнала, принимаемого этими датчиками, к геометрии поверхности, непосредственно связанной с шероховатостью, создаваемой ветром и волнами. В микроволновом диапазоне падающее излучение отражается поверхностью океана, в то время как из-за диэлектрической природы воды, проникающая способность излучения ограничивается примерно $1/10$ от длины падающей волны. При этом по способам измерения методы также делятся на две крупные группы: пассивные и активные. Пассивные методы основаны на измерении естественных полей, присутствующих в природе, в то время как активные используют искусственно созданные поля. Результаты измерений параметров обоими методами зависят не только от параметров подстилающей поверхности, но и от углов зондирования, частоты э/м волны, поляризации.

1.2 Принципы измерения приповерхностной скорости ветра над океаном при помощи методов дистанционного зондирования

В задачах по восстановлению скорости приводного ветра основным прибором, использующим пассивные методы зондирования, являются радиометры. Их работа основана на измерении радиояркостной температуры морской поверхности, зависящей от ее температуры, солености и формы, также на нее оказывает влияние естественное излучение в атмосфере. Далее вычисляется излучательная способность поверхности воды, индуцированная присутствием ветрового волнения и эта величина связывается со скоростью ветра. При этом на величину излучательной способности влияет также параметры измеряющего прибора: частота, поляризация, угол съемки. В настоящее время восстановленные скорости ветра предоставляют радиометры SMAP, SFMR, WIRA, WindSat, алгоритмы работы более подробно описаны в работах [17-21].

Приборы, использующие активные методы зондирования представлены скаттерометрами, альтиметрами и радиолокаторами с синтезированной апертурой. Их работа основана на излучении электромагнитных волн и принятии сигнала, рассеянного от водной поверхности. Основной характеристикой принятого сигнала является удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР) водной поверхности, являющейся мерой свойства поверхности или объекта рассеивать электромагнитную волну. Наиболее распространены являются приборы, работающие на соосных поляризациях (НН – горизонтально излученная и принятая поляризация э/м волны; VV – вертикально излученная и принятая поляризация э/м волны) ввиду высокой интенсивности принятого сигнала. Функциональная зависимость УЭПР от скорости и направления ветра представляет собой геофизическую модельную функцию (ГМФ), которая используется для восстановления вектора скорости ветра. В настоящее время существует огромное количество приборов, обеспечивающих постоянный мониторинг состояния Мирового океана: ASCAT, SeaWinds, RapidScat [22-24].

При этом в приложении восстановления скорости приводного ветра методы дистанционного зондирования измеряют не скорость ветра напрямую, а параметры подстилающей поверхности, с которой взаимодействуют, то есть взволнованной водной поверхности. По этой причине интерпретация измеренных величин представляет собой сложную задачу, которая не может основываться исключительно на эмпирических подходах, но и требует понимания физических механизмов исследуемых явлений и развития теории, объясняющей взаимосвязь скорости ветра и дистанционно измеренных параметров. Однако, несмотря на это, методы дистанционного зондирования обладают неоспоримыми преимуществами: почти полная независимость от погодных условий (хотя учет состояния атмосферы и ее влияния на измерения является отдельной крупной задачей) и времени суток (в случае использования неоптических диапазонов), высокая актуальность полученных данных, возможность получения данных через определенные промежутки времени, охват больших территорий. В то же время, использование данных методов для восстановления высоких скоростей ветра сопряжено с проблемами, описанными в следующем пункте.

1.3 Особенности восстановления скорости приводного ветра в штормовых условиях

В последние годы в области развития дистанционного мониторинга экстремальных явлений наиболее актуальной является проблема разработки инструментов для достоверного восстановления данных о процессах в пограничных слоях океана и атмосферы при любых, в том числе и при больших (ураганных и штормовых) значениях скорости

приводного ветра. Один из основных открытых вопросов в данном случае связан с разработкой методов восстановления поля скорости ветра в ураганах средствами дистанционного зондирования. Современные дистанционные методы измерения скорости и направления приводного ветра основаны на использовании космических СВЧ устройств (скаттерометров, РСА) [25-27]. Преимуществом таких микроволновых излучателей является их способность контролировать интенсивность экстремальных погодных явлений над океаном ежедневно и практически при любых погодных условиях [28-30]. При этом за счет синтеза апертуры удается получать радиолокационные изображения тропических циклонов с разрешением в десятки метров, что особенно важно, поскольку характерные масштабы изменения скорости в стене глаза могут достигать нескольких километров. Высокое разрешение p/l изображений также существенно облегчает определение таких величин, как радиус максимальной скорости ветра и пространственное расположение центра урагана для формирования его трека. Однако использование РСА, хоть и позволяет повысить разрешение, ставит новые задачи по определению направления ветра, которые успешно решаются методами скаттерометрии за счет сканирования одного и того же участка морской поверхности под разными азимутальными углами. Наиболее простые методы предполагают фиксированное направление ветра для всего изображения из данных измерений либо интерполяцию данных численного моделирования. Однако эффективность таких методов весьма низкая, вследствие временной разницы измерений и низкого разрешения. В настоящее время эта проблема решается градиентными методами [31] и с помощью спектрального анализа изображения морской поверхности [32]. Необходимо отметить, что традиционные методы восстановления скорости приводного ветра, основанные на анализе величины удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) на соосных режимах приема/излучения (НН или VV), демонстрируют насыщение и слабую чувствительность при вариации скорости ветра в ураганных условиях (более 25 м/с) [13, 33-35]. В этой связи перспективным подходом для восстановления скоростей ветра в ураганах является использование ортогонально-поляризованных (HV или VH) конфигураций излученного и принятого сигнала [36-39]. Однако, несмотря на определенный прогресс (благодаря использованию режимов измерений сигнала на ортогональной поляризации) в увеличении точности и расширении диапазона ветров, все полученные к настоящему времени ГМФ являются лишь аппроксимациями эмпирических данных, и не базируются на каких-либо представлениях о физических процессах, обуславливающих взаимодействие излучения с взволнованной водной поверхностью. Чтобы точнее определить, какие именно мелкомасштабные процессы на поверхности в первую очередь ответственны за рассеяние микроволнового излучения в режиме ортогональной поляризации, и построить на этой основе

ГМФ, количественно описывающую этот процесс при штормовых и ураганных ветрах, необходимы данные детального исследования состояния взволнованной поверхности и приводного слоя атмосферы, обладающей сложной реологией - интенсивные обрушающиеся волны, зоны пенообразования и брызги. Вторым немаловажным фактором, определяющим рассеяние микроволнового излучения при сильных ветрах, является слой воздушно-морской пены, роль которой в процессах обмена между атмосферой и океаном является одной из определяющих (см. [40]). В соответствии с эмпирическими данными, формирование пены тесно связано со скоростью ветра и обрушением морских гравитационных волн [41-43]. Обрушение волн приводит к образованию как барашков, так и расположенных вдоль ветра пенных полос [41-44]. Генерация барашков возрастает со скоростью ветра и достигает максимума, когда эквивалентная скорость достигает штормовых значений 25 м/с. Когда ветер достигает ураганных скоростей (30-35 м/с), полосы пенных пузырьков объединяются с барашками, покрывающими поверхность океана, а при скорости 40 м/с слой пены покрывает океан практически полностью и пенная часть приближается к значению насыщения (см [43-46]). Особенности рассеяния электромагнитного сигнала от морской поверхности, покрытой пеной, являются важным пунктом современных исследований дистанционного зондирования. До сих пор предполагалось, что обратное рассеяние микроволнового излучения от морской поверхности, покрытой пеной и пенными гребнями, является очень слабым, поскольку подобные двухфазные среды обладают высокопоглощающими свойствами. Большинство радиолокационных наблюдений обрушающихся волн демонстрирует отсутствие (или уменьшение) СВЧ-рассеяния в присутствии пены и брызг, см., например, [47, 48]. Несколько иные результаты были получены, когда обратное рассеяние было измерено непосредственно от капель морской воды (морских брызг), генерируемых на гребнях обрушающихся волн [2, 49,50]. В этом случае отдельно были выделены вклады от шероховатой морской поверхности (брэгговское рассеяние) и капель морской воды (объемное рассеяние). Теоретические модели взаимодействия пены с микроволновым излучением весьма немногочисленны, в частности, в работе [51] предложена аналитическая модель отраженного от морской поверхности СВЧ-излучения на ортогональной поляризации. Модель объединяет теорию приближения малых уклонов второго порядка с теорией переноса излучения для получения статистического выражения рассеяния на морской поверхности в присутствии пены. В работах [52-56] были предложены модели, описывающие эффекты эмиссии микроволнового излучения морской пеной. В недавней работе [57] было отмечено, однако, что обрушающиеся волны генерируют гораздо более сильные сигналы, обратного рассеяния, чем это было предсказано существующими моделями. Также необходимо отметить, что УЭПР морской

поверхности для ортогональной поляризации имеет очень слабую зависимость от угла зондирования и направления ветра и вообще характеризуется низким уровнем полезного сигнала. Вследствие этого в зависимости УЭПР от скорости ветра неизбежно проникают приборные шумы, влияющие на конечную ГМФ и делающие ее применимой только для прибора, на котором она была построена. Примером могут служить семейство ГМФ, разработанных для PCA Sentinel и Radarsat [36-39], включающие в себя в угловой зависимости термические шумы. По этой причине, предпочтительным методом является полное очищение PCA-изображений от шумов, что было предложено в работе [58], однако до сих пор не является общепринятой практикой.

Большинство существующих ГМФ являются результатом сопоставления данных натуральных измерений и содержат в себе зависимость УЭПР от угла падения, скорости и направления ветра. Однако рассеяние зависит от предыдущей истории ветрового и волнового полей, разгона волн, возраста волнения, длины электромагнитной волны [59-62]. По этой причине обратная задача о восстановлении скорости ветра не может быть решена с использованием чисто эмпирических соотношений между рассеянным сигналом и скоростью ветра. Теоретическая задача о рассеянии может быть решена численно или аналитически. Численные методы предполагают известную форму поверхности и решение уравнений Максвелла, однако занимают много времени, будучи требовательными к вычислительным мощностям. Гораздо чаще используются аналитические методы, решающие задачу рассеяния с использованием спектра и статистики шероховатой поверхности. Данная задача часто решается с помощью двухмасштабной модели, являющейся комбинацией метода Кирхгофа для крупномасштабных компонент волнения и метода малых возмущений для описания рассеяния от коротких волн. Однако подобная методика делает необходимым введение параметра Kd , разделяющего шероховатости на крупно- и мелкомасштабные. При этом разные авторы выбирают абсолютно разные величины Kd от $K/1.5$ до $K/40$ [63-69], где K – длина э/м волны. Утверждается, что вариативность выбора параметра Kd слабо влияет на результаты вычислений, однако количественное подтверждение этого утверждения приводится редко. Кроме того, двухмасштабная модель не позволяет оценить влияние поправок высших порядков на результаты моделирования.

В результате, остается открытым вопрос, связаны отличия теоретических расчетов от экспериментальных данных с недостатками моделей или неточным описанием поверхности моря. Вороновичем А. Г. в 1985 году [70] был разработан метод моделирования рассеяния волн на шероховатых поверхностях, свободный от описанных выше недостатков двухмасштабной модели. Он получил название метод малых наклонов (small-slope approximation, SSA) и применим к произвольной длине волны для случаев, когда тангенс уг-

ла скольжения/рассеяния превосходит среднеквадратичные уклоны поверхности. Использование метода малых наклонов второго порядка SSA-2 позволяет моделировать рассеяние ортогонально поляризованной электромагнитной волны для моностатического случая [71, 72]. Использование оригинальных формул для численного счета сопряжено с использованием больших вычислительных мощностей и значительных объемов оперативной памяти, поэтому активно разрабатываются методики упрощенного описания модели SSA [73, 74].

Также относительно широкое применение получила модель интегральных уравнений (ИЕМ) [75], основанная на методе касательной плоскости, но также включающая в себя дополнительный член, учитывающий многократное рассеяние. Данный метод имеет много вариаций (Improved Integral Equation Model, ИЕМ, и Advanced Integral Equation Model, АИЕМ), дающие более сложные, но и более точные выражения.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что результаты, полученные в ходе, как теоретических исследований, так и экспериментальных, весьма противоречивы и не позволяют адекватно оценивать соответствующие особенности радиолокационного рассеяния в присутствии обрушения волн, пены и брызг. В этой связи особенности взаимодействия мелкомасштабных структур морской поверхности с микроволновым сигналом нуждается в дальнейшем детальном исследовании. При этом исследовать влияние пены и брызг в неконтролируемых природных условиях с учетом сильного ураганного ветра не представляется возможным.

1.4 Заключение

Исходя из анализа текущего состояния активной радиолокации морской поверхности при экстремальных условиях, становится очевидно, что использование ортогональной поляризации является перспективным и действенным методом восстановления поля скорости ветра. Однако физические механизмы, обеспечивающие чувствительность УЭПР к росту скорости ветра, до конца не изучены, данная неопределенность приводит к большому количеству различных ГМФ. Кроме того, сам процесс совмещения радиолокационных измерений и измерений скорости ветра весьма сложен, поскольку, как правило, эти измерения неодновременные и не всегда коллоцированы пространственно.

Проведение природных измерений в условиях штормовых ветров является дорогостоящим и опасным занятием, кроме того, натурные эксперименты характеризуются плохой повторяемостью, которая затрудняет выделение конкретных исследуемых явлений и их влияние на результаты. В связи с этим, лабораторное моделирование процессов рассеяния р/л сигнала на взволнованной водной поверхности при высоких скоростях ветра в

контролируемых условиях представляет собой надежный инструмент исследования. Хорошая повторяемость моделируемых процессов и возможность одновременного измерения параметров ветрового потока, волнения и характеристик рассеянного сигнала позволяет выделить основные физические закономерности, ответственные за рассеяние сигнала и описать их качественно и количественно.

В то же время, существует значительная разница между волнением и ветром в лабораторных условиях и в открытом океане, которую необходимо учитывать при обобщении результатов и их использовании на практике. Волнение в ветро-волновых каналах направлено, что связано с ограниченностью размера канала в поперечном сечении. Кроме того, волны в лабораторных условиях обладают меньшей длиной разгона, нежели в натуральных условиях. Это ведет к отсутствию длинных волн порядка более 1 м. Исследования показывают [76-79], что основной вклад в ветро-волновое взаимодействие вносят поверхностные волны длиной менее одного метра. В случае использования микроволнового сигнала, рассеяние определяется волнами сантиметровых диапазонов, генерация которых возможна в лабораторных условиях. Тем не менее, перенос результатов измерений в лаборатории должен производиться на натурные условия с учетом разницы в диэлектрической проницаемости воды, отличий в наличии обрушений, пузырьков, пены и брызг. С этой целью необходимо проводить одновременные измерения не только контактными методами, но и использовать методики, позволяющие выделять особенности структур, возникающих на поверхности воды, предпочтительно с использованием оптических измерений.

Глава 2. Лабораторное моделирование приводного пограничного слоя атмосферы и поверхностного волнения при высоких скоростях ветра

2.1 Введение

Как видно из обзора литературы, механизмы, ответственные за рассеяние микроволнового излучения на водной поверхности при экстремально высоких скоростях ветра, до сих пор не определены. Чтобы точнее определить, какие именно мелкомасштабные процессы на поверхности в первую очередь ответственны за рассеяние микроволнового излучения на ортогональной поляризации, и построить на этой основе ГМФ, количественно описывающую этот процесс при штормовых и ураганных ветрах, необходимы данные детального исследования состояния взволнованной поверхности и приводного слоя атмосферы, обладающей сложной реологией - интенсивные обрушающиеся волны, зоны пенообразования и брызги. Для исследования таких закономерностей наиболее перспективным в настоящее время является комплексный подход, сочетающий в себе лабораторные эксперименты, теоретический анализ и численное моделирование с последующей верификацией полученных результатов, на основе имеющихся данных дистанционного зондирования и натурных измерений. Данный подход позволит изучить как физические основы этих явлений, так и механизмы их взаимодействия с радиолокационным сигналом и перенести полученные результаты на натурные условия. При этом необходимо отметить, что использование данных натурных измерений сопряжено со значительными трудностями, связанными с отсутствием коллоцированных радиолокационных и подспутниковых измерений. По этой причине, для совмещения данных приходится использовать различного рода предположения, часто несоответствующие действительности: радиальная симметрия поля скорости ветра в урагане, слабая изменчивость поля ветра в течение продолжительного времени, однородность волнения.

В данной главе описана приборная база и экспериментальная установка «Высокоскоростной ветро-волновой канал на базе Большого термостратифицированного бассейна ИПФ РАН», а также методики измерения параметров ветрового потока, характеристик ветрового волнения и рассеянного сигнала.

2.2. Описание экспериментальной установки (высокоскоростной ветро-волновой канал)

Вид канала, заполненного водой, представлен на рисунке 0.1. Тракт канала состоит из воздухозаборной части, нагнетательного насоса, воздухопроводной системы, П-

образной рабочей части, установленной непосредственно в бассейне, и системы отвода воздуха.

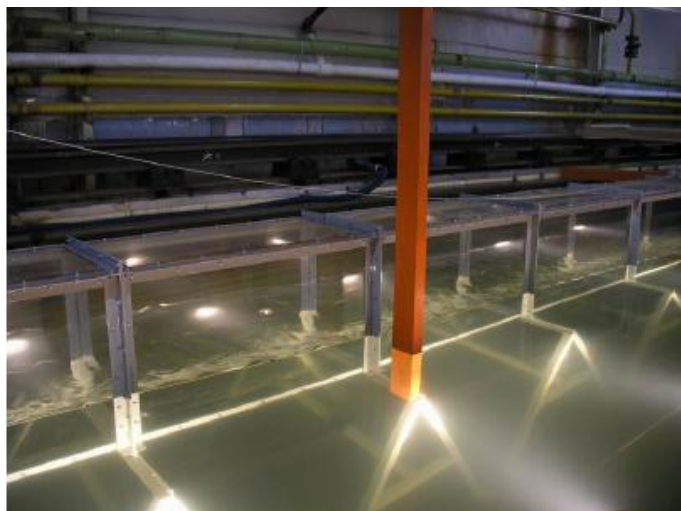


Рис. 2.1 Общий вид на ветро-волновой канал (вид сбоку)

Общая длина прямой части канала составляет 10 м. Перед входом в канал дополнительно установлена расширяюще-сужающая секция для выравнивания потока и уменьшения уровня турбулентных флуктуаций [80]. Сам канал имеет П-образное сечение (крышка сверху) и установлен на вертикальные опоры. Рабочее сечение воздушного потока составляет 40×40 см, боковые стенки погружены в воду на 30 см. Каркас и стойки канала выполнены из дюралюминиевого сплава, боковые стенки и крышки – из оргстекла толщиной 10 мм и 12 мм соответственно. В конце канала установлен волногаситель – клин из мелкоячеистой сетки для предотвращения возникновения отраженных волн.

Верхние крышки канала имеют отверстия для возможности введения в канал датчиков для контактных измерений, при этом не меняя структуру воздушного потока. В качестве датчиков используются термоанемометр, трубки Пито, струнные волнографы.

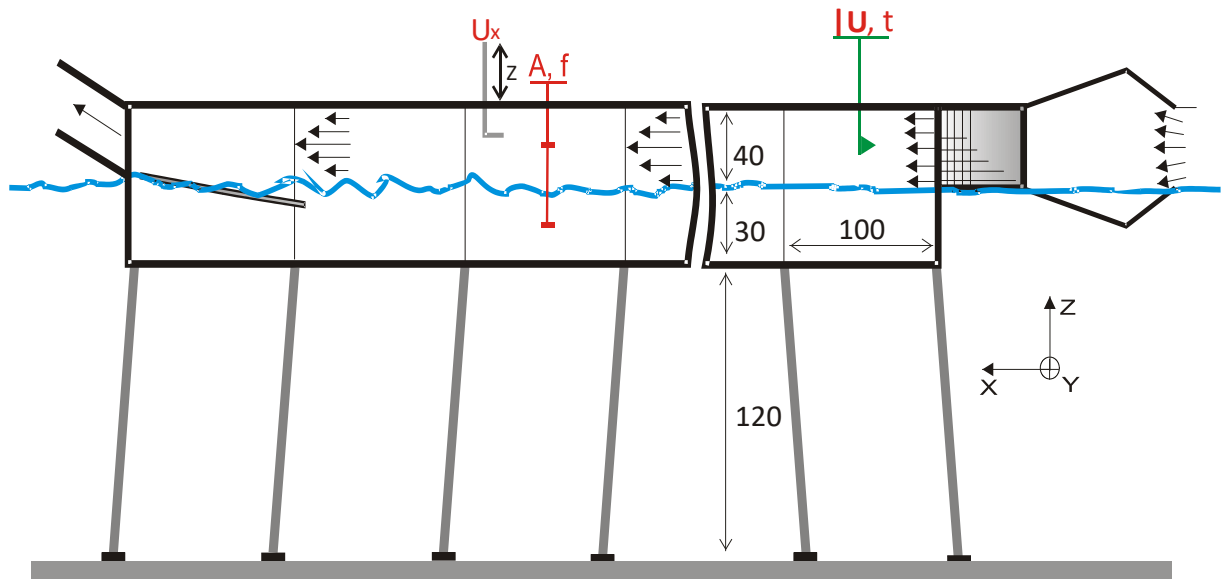


Рис. 2.2 Схема экспериментов на Высокоскоростном ветро-волновом канале (ВСВВК) в БТСБ ИПФ РАН с измерительным оборудованием. Размеры указаны в см.

Для контроля температуры и средней скорости воздуха на входе в канал был установлен пленочный термоанемометр. Точность измерения температуры составляла $0,02^{\circ}\text{C}$, а скорости $0,1$ м/с для всего диапазона скоростей в эксперименте. Средняя температура воздуха на входе в канал варьировалась достаточно сильно (дисперсия составляет $0,8^{\circ}\text{C}$). Этому было две основных причины. Первая: температура воздуха на входе зависит от скорости вращения вентилятора. Вторая причина заключается в изменении температуры в рабочем помещении лаборатории, откуда поступает воздух в канал. Ввиду сильной изменчивости температуры воздуха в канале, она учитывалась при пересчете показаний трубки Пито.

Часть экспериментов была проведена на реконструированном ветро-волновом канале, основные изменения коснулись геометрии канала. Конструкционная особенность канала, заключающаяся в плавном увеличении высоты (сечения) воздушного канала, за счет наклонной верхней крышки, обеспечивает практическое отсутствие градиента давления вдоль канала по аналогии с натурными условиями. Геометрические размеры канала: длина 12 м, входное сечение $0,7 \times 0,7$ м, выходное сечение $0,7 \times 0,9$ м, рабочая глубина слоя жидкости 1,5 м. Максимальная скорость воздушного потока на оси аэродинамического канала достигает 33 м/с, что при пересчете на натурные условия соответствует скорости ветра на высоте 10 м около 50 м/с. Рабочая секция располагается на расстоянии 8 м от входа в канал, при этом при скоростях ветра от 30 до 50 м/с характерная длина регулярно обрушающихся ветровых волн в ней составляет от 0,6 м до 1 м. Бассейн оборудован управляемым волнопродуктором поверхностных волн, расположенным у входного сече-

ния канала, который обеспечивает эффективную генерацию волн с длинами больше 1.3 м (частота 1.1 Гц).

2.3. Измерение характеристик ветрового потока

Для измерения характеристик воздушного потока в рабочей секции совместно использовались пневмометрическая трубка Пито (Рис. 0.2 (а)), соединенная с дифференциальным измерителем давления MKS Baratron 226 AD (Рис. 0.2 (б)), и термоанемометр. Они были соединены друг с другом и размещены на едином сканирующем устройстве. Оба датчика имеют одинаковый диаметр, а входное отверстие динамического давления Пито и измерительной головки термоанемометра находились на одном уровне по высоте. Это обеспечивало одинаковый уровень измерений скорости и температуры воздушного потока. Термоанемометр размещался сзади Пито, и потому, в отличие от термоанемометра на входе в канал, использовался только для измерения температуры. Взаимное влияние приборов было проверено в ходе тестовых измерений, по отдельности и совместно, которые показали, что разница результатов не выходит за рамки инструментальной погрешности.

Для питания MKS Baratron 226 AD и индикации результатов измерения давления используется двухканальный блок PR4000B (Рис. 0.2 (в)). На вход манометра подается напряжение питания в 15 В, а на выходе при помощи АЦП L-Card E14-140 снимается напряжение, пропорциональное разности давлений в подводящих трубках. Частота измерения до 20 Гц. Сигнал с АЦП записывается компьютером.

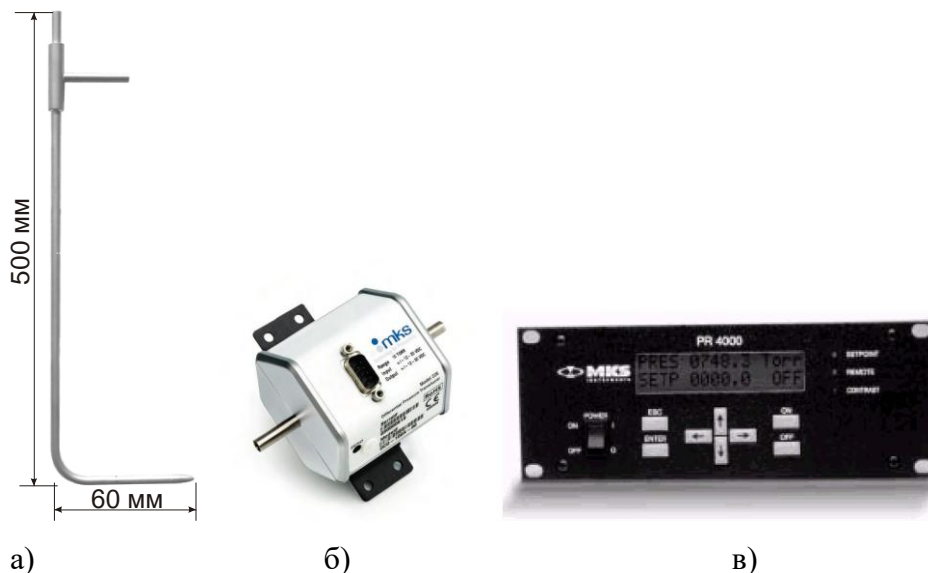


Рис. 2.3 а) Пневмометрическая трубка Пито, б) дифференциальный измеритель давления MKS Baratron 226 AD, в) Блок питания и сбора информации PR4000B.

Скорость в области измерения получается пропорциональной корню из напряжения, снимаемого с дифференциального манометра:

$$v = \sqrt{\frac{2\Delta P}{\rho_{air}}} \sim \sqrt{U}, \quad (2.1)$$

где ΔP – разность давлений, получаемых с трубки, ρ_{air} – плотность воздуха, U – напряжение на дифференциальном манометре. Плотность воздуха определялась, исходя из измерений температуры, давления, а также оцененной относительной влажности по формуле :

$$\rho_{air} = \frac{p_d}{R_d T} + \frac{p_v}{R_v T}, \quad (2.2)$$

где T – температура (K), $p_v = \phi \cdot 6.1078 \cdot 10^{\frac{7.5T-2048.625}{T-35.85}}$ – давление водяного пара ($Па$), ϕ – относительная влажность воздуха, $p_d = p - p_v$ – парциальное давление сухого воздуха ($Па$), p – абсолютное давление, $R_d = 287,058 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot K)$ – газовая постоянная для сухого воздуха, $R_v = 461,495 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot K)$ – постоянная для пара. Относительная влажность воздуха ϕ в канале в отсутствии брызг практически не зависит от скорости ветра и интенсивности волнения и примерно равна 80%.

Точность измерения скорости с использованием трубки Пито, MKS Baratron 226 AD и блока PR4000B составляет 0,5%, разрешение 0,01%, максимальная скорость 23 м/с.

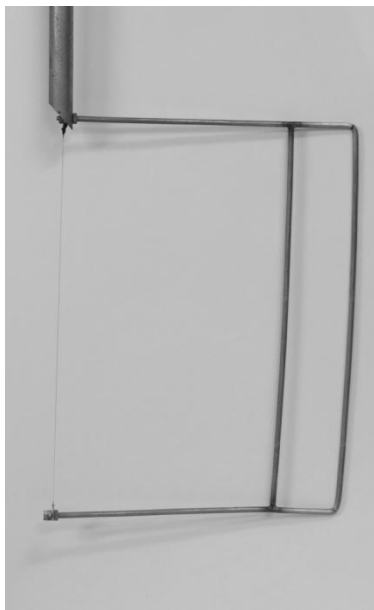
Размеры области измерения скорости трубкой Пито сопоставимы с расстоянием между отверстиями трубки в продольном направлении и с диаметром трубки в поперечном, то есть глобальные градиенты скорости, вызванные влиянием стенок и поверхности воды, не влияют на измерения. При измерении высоких скоростей ветра в канале возникает большое количество брызг, которые при попадании в одно из отверстий трубки Пито, сильно искажают показания дифференциального манометра. При записи реализаций момент попадания капли в трубку Пито четко виден по резкому изменению характера сигнала. В этом случае запись прекращается, и через оба канала трубки Пито прокачивается воздух, выталкивающий капли из каналов системы. В итоге среднее значение скорости вычисляется как среднее по времени и по реализациям (в случае интенсивного попадания брызг в трубку – по нескольким частям реализаций, в которых брызги еще не попали в трубку, т.к. затруднительно получить достаточно длинную реализацию).

Сканирование по высоте начиналось с различных позиций в зависимости от параметров поверхностного волнения. При увеличении скорости ветра минимально возможная высота увеличивается. Минимальная высота измерения от невозмущенной поверхности составляла 10 мм.

2.4. Измерение характеристик волнения

Струнные волнографы используются для измерения формы водной поверхности. Они разработаны и изготовлены в ИПФ РАН (Рис. 2.4 (а), Рис 2.4 (б)). Волнографы служат для преобразования свободных колебаний поверхности воды в электрические сигналы и их дальнейшей регистрации и обработки. Датчики волны представляют собой две параллельные никелевые проволоки длиной 200 мм, погруженные в воду. Расстояние между проволоками равно 5 мм. Глубина погружения проволок, и величина измеряемого напряжения связаны между собой линейно, однако коэффициент пропорциональности может несколько изменяться из-за изменения характеристик воды в канале. По этой причине в ходе эксперимента калибровка волнографа производится несколько раз.

Датчики могут быть расположены отдельно друг от друга для измерения временных зависимостей в фиксированных точках (одиночный датчик показан на Рис. 2.4 (а)). Также ДВ (струны) могут быть расположены совместно в углах равностороннего треугольника со стороной 25 мм (см. Рис 2.4 (б)). Такое расположение необходимо для получения частотно-угловых спектров волн по методу WDM (Wavelet Directional Method) [81] или FDM (Fourier Directional Method).



а)



б)

Рис. 2.4 а) общий вид одноканального струнного волнографа; б) общий вид трехканального струнного волнографа

Алгоритм обработки сигналов, получаемых с волнографа использует преобразование Фурье и аналогичен Wavelet Directional Method (WDM). Зависимости возвышения поверхности от времени в трех точках, полученные со струнных волнографов, обрабатываются с использованием оконного быстрого преобразования

Фурье (БПФ) с окном размером 2^N (N – целое) с перекрытием. Затем вычисляются комплексные амплитуды гармоник на каждой частоте $\omega: A_\omega(x_n, y_n) \exp(i\varphi_\omega(x_n, y_n))$, где $n = 1, 2, 3$ – номера струнных волнографов, (x_n, y_n) – соответствующие им декартовы координаты в плоскости невозмущенной поверхности воды. Предположим, что волновое поле является суперпозицией гармонических волн с волновыми числами $\vec{k} = (k_x, k_y)$:

$$A_\omega(x_n, y_n) \exp(i\varphi_\omega(x_n, y_n)) = \sum A_{x,y}(\omega) \exp(i(k_x x_n + k_y y_n)) \quad (2.3)$$

и одна гармоника доминирует в каждом окне БПФ. Тогда

$$\varphi_\omega(x_n, y_n) = k_x x_n + k_y y_n, \quad (2.4)$$

и компоненты волнового вектора могут быть вычислены по разности фаз комплексных амплитуд для разных волнографов:

$$\Delta\varphi_{n,m} = \varphi_\omega(x_n, y_n) - \varphi_\omega(x_m, y_m). \quad (2.5)$$

В рассматриваемом случае использованных трех равноудаленных волнографов необходимо найти решение следующей системы уравнений:

$$\begin{pmatrix} \Delta x_{1,2} & \Delta y_{1,2} \\ \Delta x_{1,3} & \Delta y_{1,3} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} k_x \\ k_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta\varphi_{1,2} \\ \Delta\varphi_{1,3} \end{pmatrix} \quad (2.6)$$

Для получения угловых спектров осуществляется переход от прямоугольных координат (k_x, k_y) к полярным (k, θ) : $k_x = k \cos \theta, k_y = k \sin \theta$.

Тогда трехмерный пространственно-временной спектр $S(\omega, k, \theta)$ может быть получен аналогично [81] с использованием условного усреднения амплитуд спектра по k и θ . Интегрирование полученных спектров $S(\omega, k, \theta)$ по волновому числу или по частоте позволяет получить временные $S(\omega, \theta)$ или пространственные $S(k, \theta)$ спектры соответственно. Интегрирование по θ дает частотный и пространственный спектры по модулю волнового числа. Наибольшее измеримое такой системой волнографов волновое число ограничено базой d , то есть расстоянием между точками измерения, $k_{\max} = \pi / d$.

Разработанный алгоритм основан на предположении о том, что за время, соответствующее одному окну БПФ в волновом поле присутствует только одна доминирующая гармоника на частоте ω , что верно только для достаточно коротких интервалов времени в силу групповой структуры поверхностного волнения. Исходя из характерных для исследуемых волн частот $f_p = 0.35 - 0.8 \text{ Гц}$ (период волнения

$T_p = 1.25 - 2.80c$), в дальнейшем был использован метод, основанный на оконном БПФ с размером окна 2048 отсчетов (20,48 секунд) и перекрытием в 50%. Также дополнительно использовался шестиканальный волнограф с меньшей базой, что позволило увеличить верхнюю границу измеряемых волновых чисел, кроме того, большая выборка возможных комбинаций точек измерений позволяет исключить ошибки, связанные с возможной неисправностью или взаимным влиянием какого-либо канала.

2.5 Доплеровский скаттерометр X-диапазона

Микроволновые измерения проводились с помощью когерентного доплеровского скаттерометра X-диапазона с длиной волны 3,2 см с синхронным приемом согласованных и ортогональных поляризаций. Антенна скаттерометра представляет собой пирамидальный рупор с квадратным сечением 224 мм x 224 мм и длиной 680 мм, который был оснащен разделителем ортогональных поляризаций (ОМТ) с разделением поляризаций более чем 40 дБ.

Для определения величины удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) водной поверхности необходимо произвести калибровку скаттерометра на отражателе с заведомо известной ЭПР. Основной вид уравнения дальности радиолокации связывает мощность отраженного сигнала с УЭПР цели, параметрами приемной и передающей антенн и расстоянием до цели и имеет следующий вид:

$$P_r = \frac{P_t G_t A_r \sigma}{(4\pi R^2)^2} \quad (2.7)$$

где P_t – излучаемая мощность, G_t – коэффициент усиления антенны, A_r – эффективная площадь приемной антенны, σ – ЭПР цели и имеет размерность площади, R – расстояние до цели, индексы r и t используются для обозначения приемной и передающей антенны соответственно. Взаимосвязь между коэффициентами усиления антенны и ее эффективной площади выглядит следующим образом:

$$G_t = \frac{4\pi A_t}{\lambda^2}, G_r = \frac{4\pi A_r}{\lambda^2} \quad (2.8)$$

При этом в случае использования общей антенны для приема и передаче, как в эксперименте, согласно теореме взаимности $G_t = G_r = G$ и $A_t = A_r = A_e$, и уравнение дальности радиолокации принимает вид:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \quad (2.9)$$

Таким образом, используя отношение $\sigma_{water}/\sigma_{calib} = P_{water}/P_{calib}$, можно вычислить ЭПР водной поверхности, зная лишь мощности принятого сигнала от воды и от калибратора, опустив при этом одинаковые члены уравнения. Вычисление же УЭПР предполагает собой деление ЭПР на геометрическую площадь облучаемого объекта, находящуюся в за-светке скаттерометра.

В качестве эталонного отражателя для калибровки измерений на соосных поляризациях была выбрана сфера, поскольку это одно из тел простой формы, для которой задача дифракции решается аналитически. Для калибровки использовались сферы радиусами $a=3$ см и $a=2.5$ см (далее сфера 1 и сфера 2 соответственно), длина волны излучения скаттерометра $\lambda = 3.2$ см, из чего следует, что радиус сферы сравним с длиной волны и в данном случае применимо выражение для ЭПР сферы в резонансной области:

$$\sigma(ka) = \sigma_m U(ka) = \pi a^2 U(ka) \quad (2.10)$$

Величины $U(ka)$ были взяты из работы [82], в результате были получены следующие значения ЭПР для сфер на согласованных поляризациях HH и VV, в то время как ЭПР сферы при ортогональном приеме сигнала равно нулю:

$$\sigma_1(a=3) = \pi \cdot (3)^2 \cdot 1.2950 = 36.6153 \text{ см}^2,$$

$$\sigma_2(a=2.5) = \pi \cdot (2.5)^2 \cdot 1.3152 = 25.8239 \text{ см}^2$$

Для калибровки скаттерометр был установлен в горизонтальном положении, сферы закреплены на нити и находились в центре диаграммы направленности антенны на расстоянии 315 см, как и в эксперименте на ветро-волновом канале. Поскольку для регистрации сигнала на доплеровском скаттерометре необходимо, чтобы отражатель имел радиальную скорость относительно радиолокатора, сферы приводились в движение и совершали медленно затухающие колебания. Запись сигнала шла в течение примерно 1 минуты, графики средней мощности принятого сигнала от номера измерения показаны на Рис. 2.5, при этом средняя мощность рассчитывалась как $\bar{P} = \left(\sum_N (ch(1)^2 + ch(2)^2) \right) \times \frac{dt}{T}$.

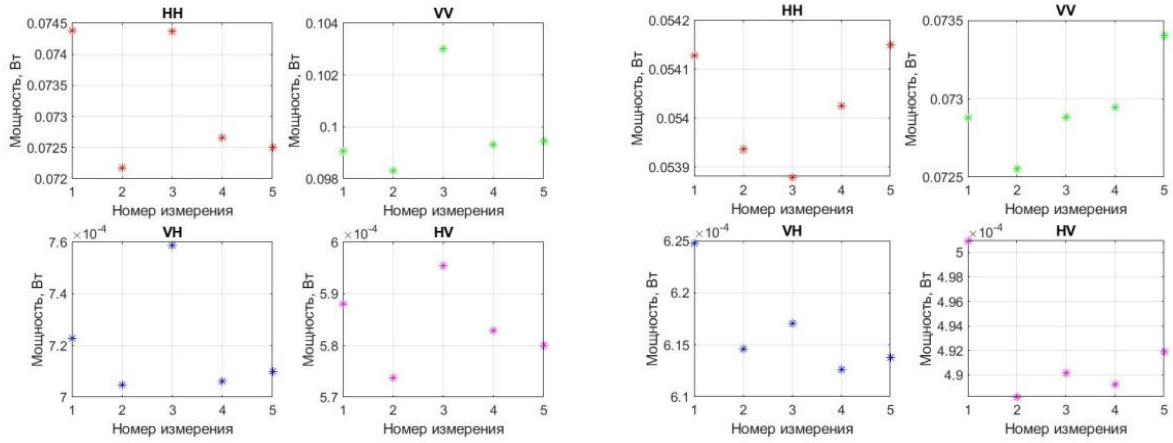


Рис. 2.5 Зависимости мощности принятого сигнала от номера измерения для сферы 1 (слева) и сферы 2 (справа).

Калибровка ортогональных поляризаций была выполнена с использованием металлической струны, закрепленной на цилиндре, вращающемся под действием мотора. Струна последовательно закреплялась под различными углами относительно изначально вертикального положения в 0° как изображено на Рис. 2.6 (а). Очевидно, что для VV сигнала наибольшее рассеяние от струны будет в положениях струны 0° и 180° , в то время как для HH сигнала максимум рассеяния будет наблюдаться в положениях 90° и 270° . Для положений струны, перпендикулярных плоскостям излученного и принятого сигналов, отраженная мощность должна стремиться к нулю. Из соображений симметрии можно заключить, что для ортогональных поляризаций HV, VH

$$\begin{aligned} \sigma_{cross-pol}^{wire} (45^\circ, 135^\circ, 225^\circ, 315^\circ) &= \sigma_{co-pol}^{wire} (45^\circ, 135^\circ, 225^\circ, 315^\circ): \\ &= \frac{1}{4} \sigma_{vv}^{wire} (0^\circ, 180^\circ) = \frac{1}{4} \sigma_{hh}^{wire} (90^\circ, 270^\circ) \end{aligned} \quad (2.11)$$

ЭПР струны $\sigma_{vv}^{wire} (0^\circ, 180^\circ)$ и $\sigma_{hh}^{wire} (90^\circ, 270^\circ)$ вычислялась из сравнения мощности принятого сигнала от струны и сферы. На Рис. 2.6 (б) приведены уровни мощности принятых сигналов на всех поляризациях от угла размещения вращающейся струны.

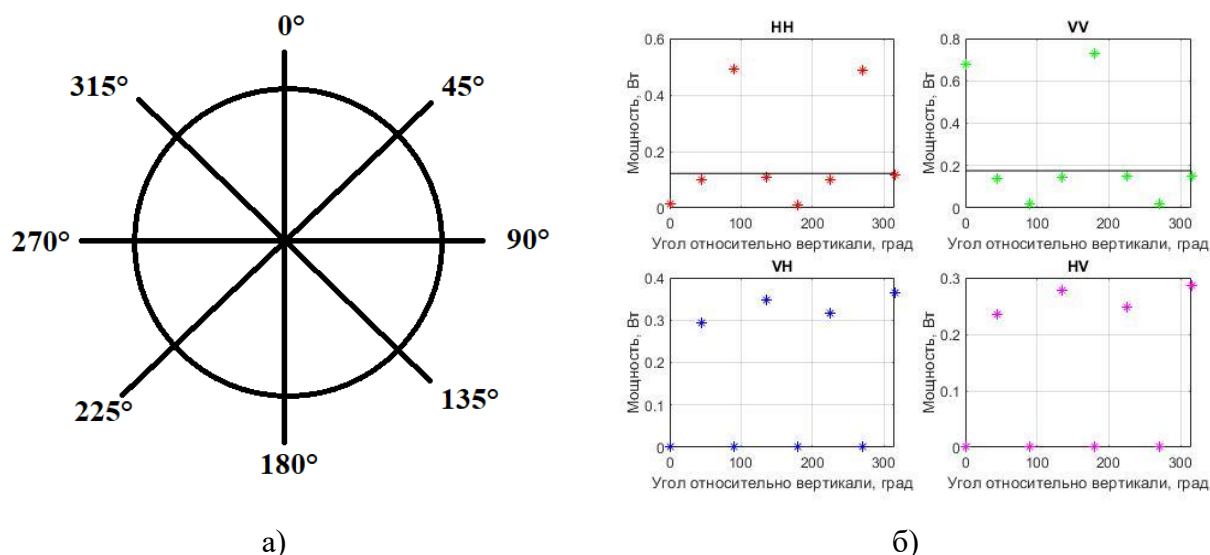


Рис. 2.6 а) Схема закрепления струны. б) Мощности принятого сигнала от струны в различных положениях, сплошные линии – уровень $\frac{1}{4}$ сигнала из формулы (2.11) для соосных поляризаций.

Видно, что теоретические предположения о характере рассеяния различных поляризаций были подтверждены экспериментом. Таким образом, приравнивая определенную в эксперименте ЭПР струны на соосных поляризациях в диагональных положениях к ЭПР струны на ортогональных поляризациях и вычислив соответствующую этим положениям мощность $P_{HV,VH}(45^\circ, 135^\circ, \dots)$, можно получить калибровочные значения и для ортогональных поляризаций.

В результате проделанной работы, были получены пары значений $([\sigma_{HH,VV}^{sphere}, P_{HH}^{sphere}, P_{VV}^{sphere}], [\sigma_{HV,VH}^{wire}, P_{HV}^{wire}, P_{VH}^{wire}])$, в дальнейшем сравниваемые с мощностью сигнала от водной поверхности P_{water} для вычисления ее УЭПР.

Для восстановления УЭПР водной поверхности, а также для корректного сопоставления мощности рассеянного сигнала и распределения обрушений по поверхности воды необходимо учитывать диаграмму направленности антенны (ДНА). Измерения ДНА проходили на той же установке, что и калибровка скаттерометра, однако для измерений использовалась только сфера 2 (радиус 2,5 см). Выбор сферы меньшего радиуса обусловлен необходимостью более точного измерения зависимости мощности принятого сигнала от положения рассеивателя с наименьшим эффективным усреднением значений углов наблюдения. Была последовательно измерена мощность сигнала от сферы вдоль горизонтальной и вертикальной осей (X и Y) с отклонением от центра 40 см в каждую сторону с шагом 2 см. На Рис. 2.7 представлены двумерные графики измеренной нормированной мощности для соосных поляризаций вдоль оси X и Y.

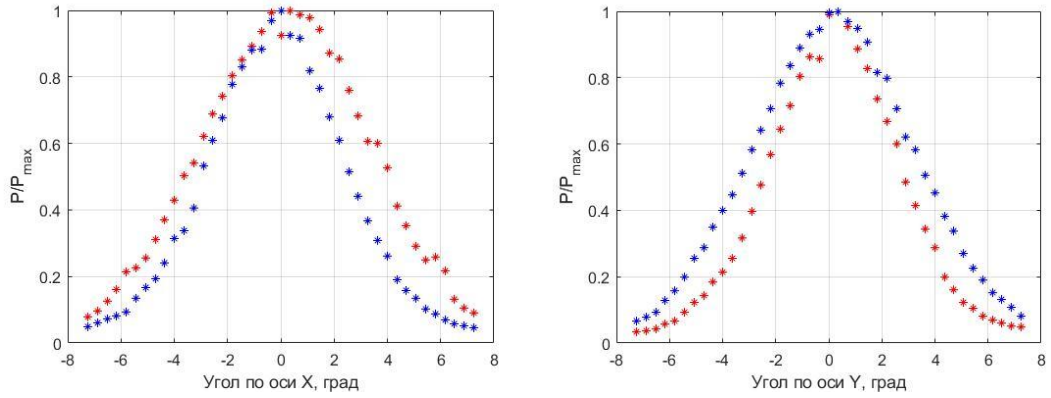


Рис. 2.7 Измеренные зависимости мощности принятого сигнала на согласованных поляризациях от положения сферы вдоль горизонтальной (слева) и вертикальной (справа) осей.

Полученные данные были аппроксимированы функцией Гаусса вида

$$DN = a \times \exp \left(- \left(\frac{x - x_0}{\sigma_x} \right)^2 - \left(\frac{y - y_0}{\sigma_y} \right)^2 \right) \quad (2.12)$$

На Рис. 2.8 изображены экспериментальные точки и аппроксимация формулой (2.12). Для проверки аппроксимации также были измерены несколько точек в диагональных направлениях, которые подтвердили правильность выбора аппроксимирующей функции.

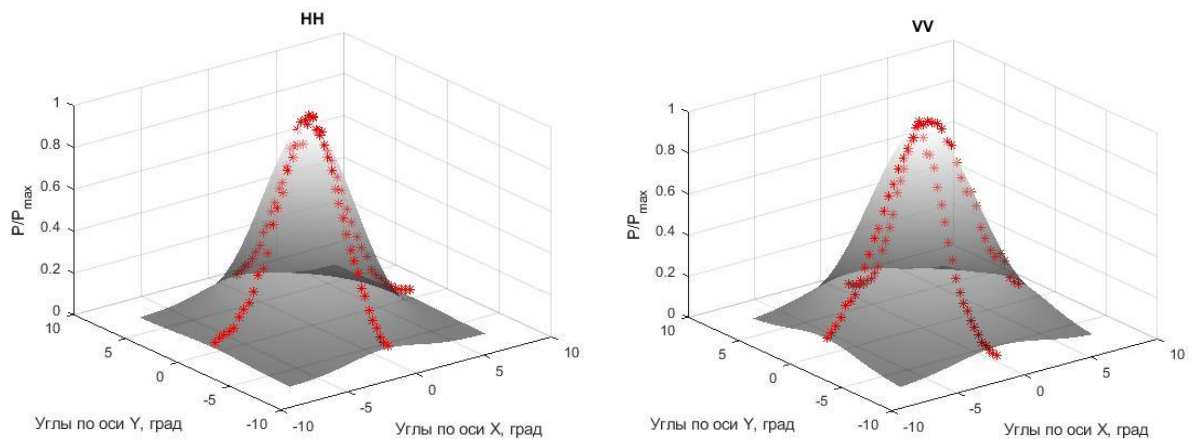


Рис. 2.8 ДФА для поляризаций HH (слева) и VV (справа), красные символы – измеренные значения, черная поверхность – аппроксимация данных.

Таким образом, был вычислен коэффициент ослабления сигнала вследствие спадающей на краях ДФА, в виде:

$$T_{HH}^{ant} = \text{mean}(DN_{HH}^{S_{water}}), T_{VV}^{ant} = \text{mean}(DN_{VV}^{S_{water}}), T_{HV, VH}^{ant} = \frac{T_{HH}^{ant} + T_{VV}^{ant}}{2} \quad (2.13)$$

где S_{water} – площадь пятна засветки. Конечный набор формул для вычисления УЭПР водной поверхности на каждой из поляризаций выглядит следующим образом:

$$\begin{aligned}\sigma_{water}^{HH} &= \frac{P_{water}^{HH}}{P_{sphere}^{HH}} \times \sigma_{sphere} \times \frac{1}{T_{ant}^{HH}} \times \frac{1}{S_{water}} \\ \sigma_{water}^{VV} &= \frac{P_{water}^{VV}}{P_{sphere}^{VV}} \times \sigma_{sphere} \times \frac{1}{T_{ant}^{VV}} \times \frac{1}{S_{water}} \\ \sigma_{water}^{HV,VH} &= \frac{P_{water}^{HV,VH}}{P_{wire}^{HV,VH}} \times \sigma_{wire} \times \frac{1}{T_{ant}} \times \frac{1}{S_{water}}\end{aligned}\tag{2.14}$$

2.6 Выводы

Вторая глава посвящена описанию приборов и методов измерений параметров ветрового потока и волнения, использованных при моделировании ветро-волнового взаимодействия при ураганных скоростях ветра на Ветро-волновом канале ИПФ РАН. Описана методика калибровки скаттерометра для нахождения соответствия мощности рассеянного сигнала и УЭПР водной поверхности и проведены измерения диаграммы направленности антенны.

Глава 3. Моделирование механических характеристик приводного слоя воздуха и поверхности воды при условиях шторма

3.1 Введение

Рассмотрим возможность применения данных лабораторных измерений для описания ветрового волнения в натуральных условиях при экстремальных скоростях ветра. Во-первых, лабораторные и натурные условия значительно отличаются длиной разгона. Волны в лабораторных каналах очень «молодые» по сравнению с натурными, т.е. они отвечают начальной стадии развития волнения. На этой стадии скорость ветра U_{10} значительно превосходит фазовую скорость волн, соответствующую спектральному пику c_p , так что выполняется условие $c_p / U_{10} \ll 1$. Ветро-волновое взаимодействие – это резонансный процесс, и взаимодействие, в основном, происходит в слое, где скорость ветра близка к фазовой скорости волны. В теории Майлза [83], взаимодействие происходит в критическом слое, где скорости ветра и волны сравниваются. В более сложных моделях взаимодействие происходит в слое конечной толщины. Так как логарифмический профиль скорости ветра очень резко меняется вблизи поверхности воды, этот слой достаточно тонкий, он расположен очень близко к поверхности воды вплоть до $c_p < U_{10} / 2$ [84], и приближение «молодого» волнения адекватно. Это означает, что область ветро-волнового обмена энергией расположена близко к водной поверхности для «молодых» волн и слабо зависит от возраста волн. Так как фазовая скорость «молодых» волн много меньше скорости ветра, взаимодействие воздушного потока с водной поверхностью можно рассматривать как взаимодействие с почти стационарной шероховатой поверхностью. Следует также принять во внимание, что основной вклад в волновой поток импульса в приводном пограничном слое атмосферы вносят короткие поверхностные волны с длинами менее 1 м [76-79]. Такие ветровые волны можно генерировать на крупномасштабных лабораторных установках, и, таким образом, моделировать особенности ветро-волнового взаимодействия в лабораторных условиях.

В данной главе описаны результаты экспериментов по лабораторному моделированию взаимодействия сильного и ураганного ветра и мелкомасштабного ветрового волнения на Высокоскоростном ветро-волновом канале ИПФ РАН также описанные в работах [78, 85]. Целью этих экспериментов является выявление зависимостей характеристик водной поверхности и воздушного потока при ураганных скоростях ветра для их последующего сопоставления с параметрами рассеянного

микроволнового сигнала. С этой целью выполнены детальные одновременные измерения параметров приводного пограничного слоя воздуха и поверхностного волнения. В экспериментах используются контактные методы измерения и оптическая съемка водной поверхности.

3.2. Ветровой поток в канале

Классический метод профилирования при измерении коэффициента сопротивления поверхности основан на сохранении в стационарном пограничном слое тангенциальных турбулентных напряжений, определяющих турбулентный поток импульса $\tau_{turb} \sim u_*^2$. Однако для аэродинамических труб и ветровых каналов характерно развитие турбулентного пограничного слоя, при этом можно выделить три подслоя на различном расстоянии от поверхности: вязкий подслой, слой постоянных потоков и «следная» часть. В вязком подслое наибольшую роль играют эффекты, связанные с вязкостью. Его верхняя граница находится на высоте около $20 \div 30\nu/u_*$ (где ν – кинематическая вязкость), что для умеренных ветров составляет около 1 мм. Слой постоянных потоков находится над верхней границей вязкого подслоя и простирается на толщину приблизительно $(0.15 \div 0.2)\delta$, где δ – толщина пограничного слоя, которая возрастает линейно от начала канала. «Следная» часть – это внешняя часть турбулентного пограничного слоя, где пограничный слой переходит во внешний поток. В слое постоянных потоков профиль скорости потока логарифмический и может быть экстраполирован на стандартную метеорологическую высоту 10 м. Обычно в аэродинамических трубах и ветровых каналах толщина слоя постоянных потоков менее 10 см, и его прямое исследование при сильных ветрах является сложной задачей, в основном ввиду эффекта сдувания брызг с горбов волн и конечной высоты самих волн. Однако, параметры слоя постоянных потоков могут быть получены из измерений в «следной» части турбулентного пограничного слоя, так как профиль дефекта скорости в развивающемся пограничном слое является автомодельным и подчиняется «закону следа» [86, 87]:

$$\frac{U_{\max} - U(z)}{u_*} = F\left(\frac{z}{\delta}\right), \quad (3.1)$$

где U_{\max} – скорость свободного потока. Лабораторные эксперименты показывают [85], что автомодельное выражение (3.1) не зависит от аэродинамической шероховатости стенок канала в пределах экспериментальной точности. При этом необходимо заметить, что подобная структура пограничного слоя с наличием слоя постоянных потоков и «след-

ной» части наблюдается также и в натуральных условиях, в тропических циклонах. На Рис. 3.1 (а) приведен пример осредненного вертикального профиля скорости ветра для урагана Ирма, измеренного падающими GPS-зондами, на расстоянии ~ 40 км от центра глаза [88].

Автомодельными параметрами для профиля дефекта скорости и вертикальной координаты являются z/δ и $(U_{\max} - U(z))/u_*$, где U_{\max} – максимальная скорость в турбулентном пограничном слое. Автомодельные профили дефекта скорости могут быть аппроксимированы следующими уравнениями [86]:

$$U_{\max} - U(z) = u_* (-2.5 \ln(z/\delta) + \alpha) \quad (3.2)$$

в слое постоянных потоков, и

$$U_{\max} - U(z) = \beta u_* (1 - z/\delta)^2 \quad (3.3)$$

в «следной» части.

Полученные в ВСВВК данные в автомодельных переменных ложатся на одну кривую (см. Рис. 3.1 (в)). Параметры в уравнениях (3.2) и (3.3) были получены из аппроксимаций экспериментальных данных: $\alpha = 1,5$, $\beta = 8,5$.

Путем аппроксимации по уравнению (3.3) результатов измерений в «следной» части вычисляются параметры турбулентного пограничного слоя (U_{\max} и δ), а затем параметры логарифмической части вычисляются по выражению:

$$U(z) = 2.5 u_* \ln(z/z_0), \quad (3.4)$$

где

$$z_0 = \delta \exp(-\kappa U_{\max} / u_* + \alpha \kappa). \quad (3.5)$$

Далее определяется коэффициент аэродинамического сопротивления C_D , выражения для которого через u_* , U_{\max} и δ следует из уравнений (3.4) и (3.5):

$$C_D = \frac{\kappa^2}{(\kappa U_{\max} / u_* - \alpha \kappa + \ln(H_{10} / \delta))}. \quad (3.6)$$

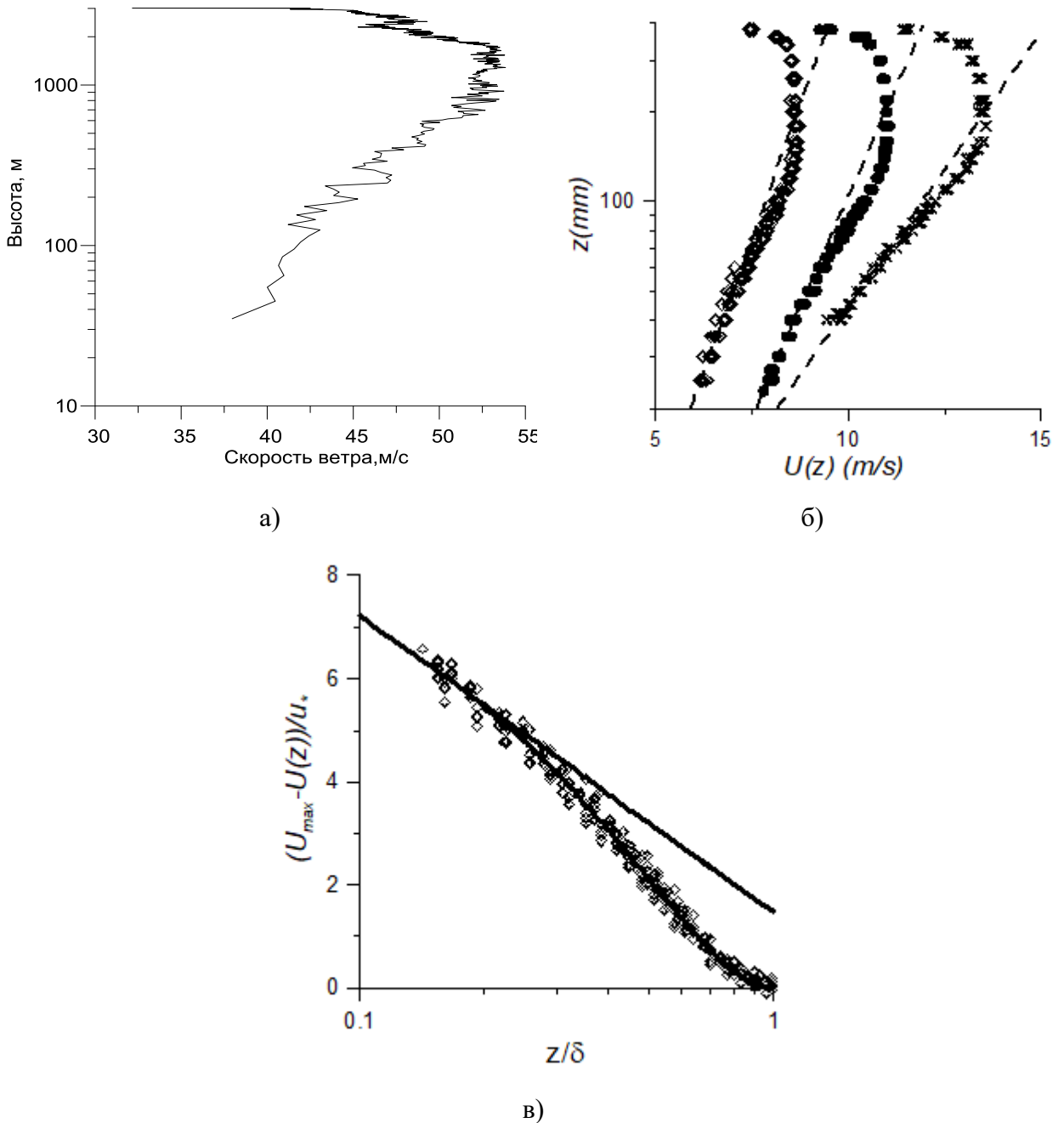


Рис. 3.1. а) Осредненный профиль скорости ветра в урагане Ирма; б) Примеры профилей скорости ветра для различных значений расхода воздуха в канале. Пунктирными линиями показаны логарифмические аппроксимации в слое постоянных потоков; в) Результаты измерений профилей скорости в канале в автомодельных переменных.

Профили скорости ветра были измерены для 12 значений скорости на оси канала (от 6 до 24 м/с) с разрешением по высоте 0,3-0,5 см. Каждая точка на профили скорости определяется усреднением по времени 30 секунд. C_D и U_{10} вычислены по уравнениям (3.6) и (3.4) соответственно. Полученная зависимость коэффициента сопротивления

поверхности от скорости ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м показана на Рис. 3.2 (б) вместе с данными, взятыми из статей [16, 45, 89, 90].

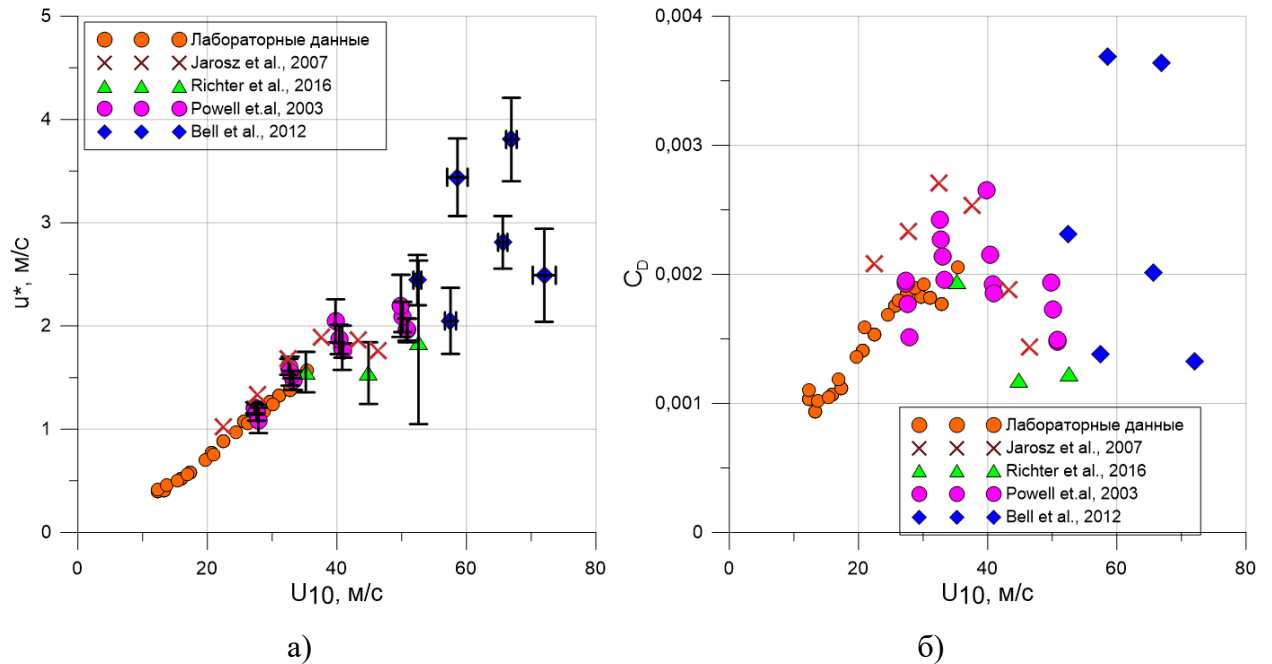


Рис. 3.2 Зависимости динамической скорости ветра (а) и коэффициента аэродинамического сопротивления (б) от скорости ветра на метеорологической высоте

Данные демонстрируют схожие зависимости u^* от U_{10} , и показывают тенденцию к насыщению аэродинамического сопротивления в области 25-35 м/с. Лабораторные данные находятся в лучшем согласии с натурными данными [45], но экстремально высокие скорости ветра, когда C_D уменьшается, не были достигнуты на установке. Разница между натурными и лабораторными данными вызвана двумя основными причинами. Во-первых, несмотря на то, что ожидается соответствие между лабораторными и морскими условиями при сильных ветрах, так как в обоих случаях фазовые скорости волны намного меньше скорости ветра, а значит и особенности ветрового потока над волнами схожи, разгон волн в лабораторной установке намного меньше, чем в натуральных условиях. В результате волны в лаборатории короче и круче, чем в море, и можно ожидать повышенное аэродинамическое сопротивление поверхности. Второй причиной является разница в методике определения параметров пограничного слоя, в натуральных условиях для восстановления параметров используется логарифмическая часть среднего профиля, полученного путем осреднения профилей из разных частей урагана. Подобный подход может давать серьезные ошибки как из-за нехватки и недостоверности данных в нижней части профиля скорости ветра, так и из-за разницы условий, в которых были получены профили для осреднения.

3.3. Характеристики ветрового волнения в канале

Нужно заметить, что на коротких разгонах, типичных для лабораторных условий, поверхностные волны сильно нелинейны. По этой причине линейное дисперсионное соотношение перестает работать. Это продемонстрировано на Рис. 3.3 (а), на котором изображены контурные линии двумерного спектра насыщения поверхностных волн $k_x^4 S_2(c_x, k_x)$. Видно, что фазовые скорости волн в спектральном пике согласуются с законом дисперсии линейных гравитационных волн, а фазовые скорости волн в спектральном хвосте практически не зависят от волнового числа и заметно превышают фазовые скорости линейных свободных поверхностных волн. Это может быть интерпретировано как присутствие связанных волн, вызванное нелинейностью. Спектры продольных фазовых скоростей волн, полученные путем интегрирования двумерных спектров во всем диапазоне продольных проекций волнового числа k_x , представлены на Рис. 3.3(б). Очевидно, что пик кривой приходится на фазовую скорость доминирующей волны. Аналогичные спектры фазовой скорости связанных волн, полученные интегрированием по спектральному хвосту, определенному здесь как $k_x > 2k_p$ (k_p соответствует пику в спектрах поверхностных волн), показаны на Рис. 3.3 (г). На Рис. 3.3 (в) видно, что пиковые скорости связанных волн составляют около 80% пиковой скорости всего спектра ветрового волнения, что совпадает с фазовой скоростью доминирующей волны.

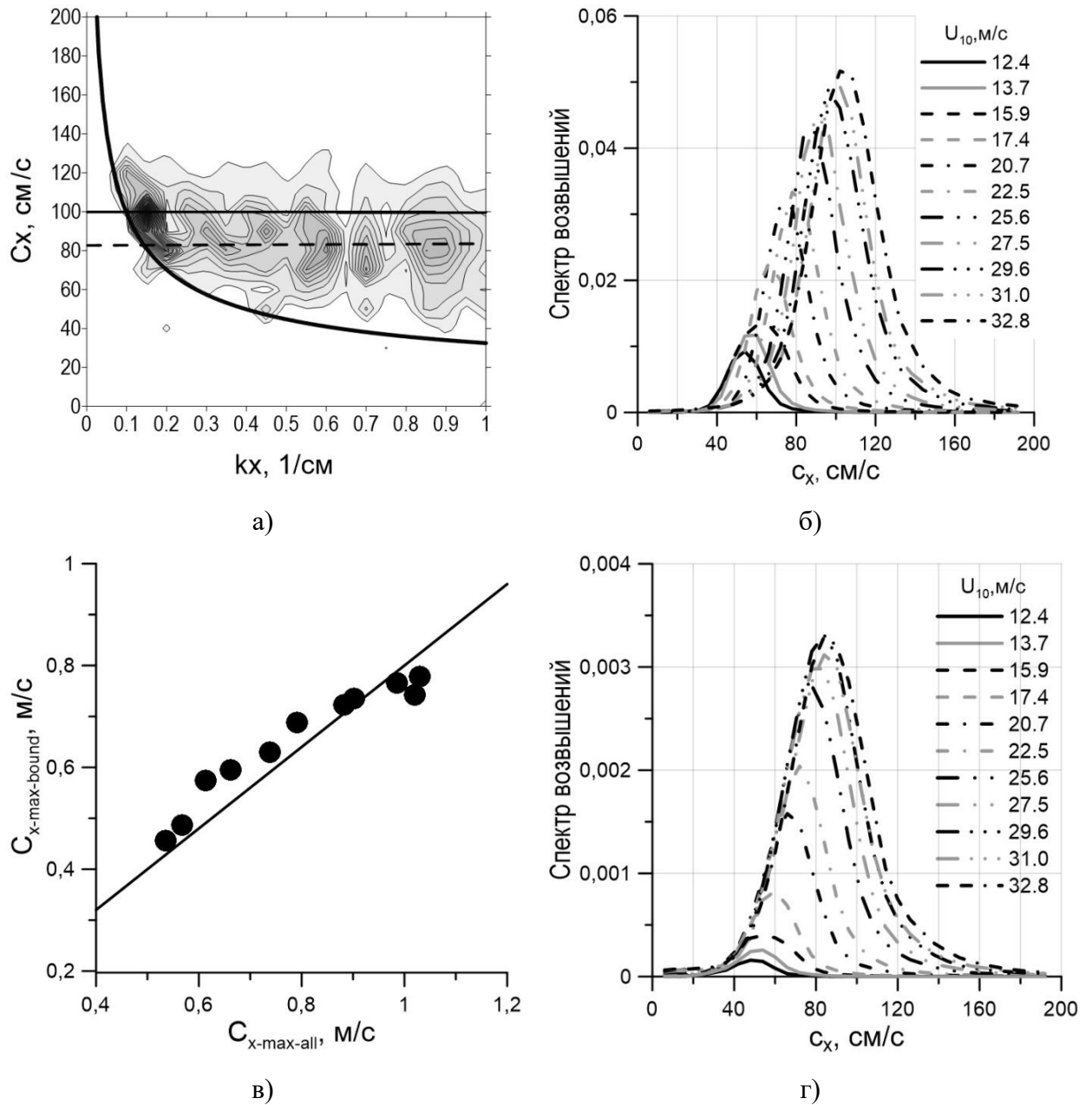


Рис. 3.3 (а) Контурные линии 2D спектра насыщения: продольная составляющая фазовой скорости c_x – продольная составляющая волнового числа k_x , жирная сплошная кривая – фазовая скорость линейных гравитационно-капиллярных волн $U_{10}=31,0$ м/с. Сплошная линия соответствует фазовой скорости пика спектра вдоль ветра, штриховая линия — фазовой скорости волн в хвосте спектра. Все спектры высот поверхностных волн (б) и спектры связанных волн (в) в зависимости от продольной составляющей фазовой скорости ветра. Зависимость пиковой фазовой скорости спектров связанных волн от пиковых скоростей всех спектров ветрового волнения (г). Сплошная линия — линейная функция $c_{x-max-bound} = 0.8c_{x-max-all}$.

Также с использованием измеренных пространственно-временных спектров волнения были построены зависимости значительной высоты волнения и

среднеквадратичного уклона поверхности от скорости ветра на метеорологической высоте 10 м (Рис. 3.4).

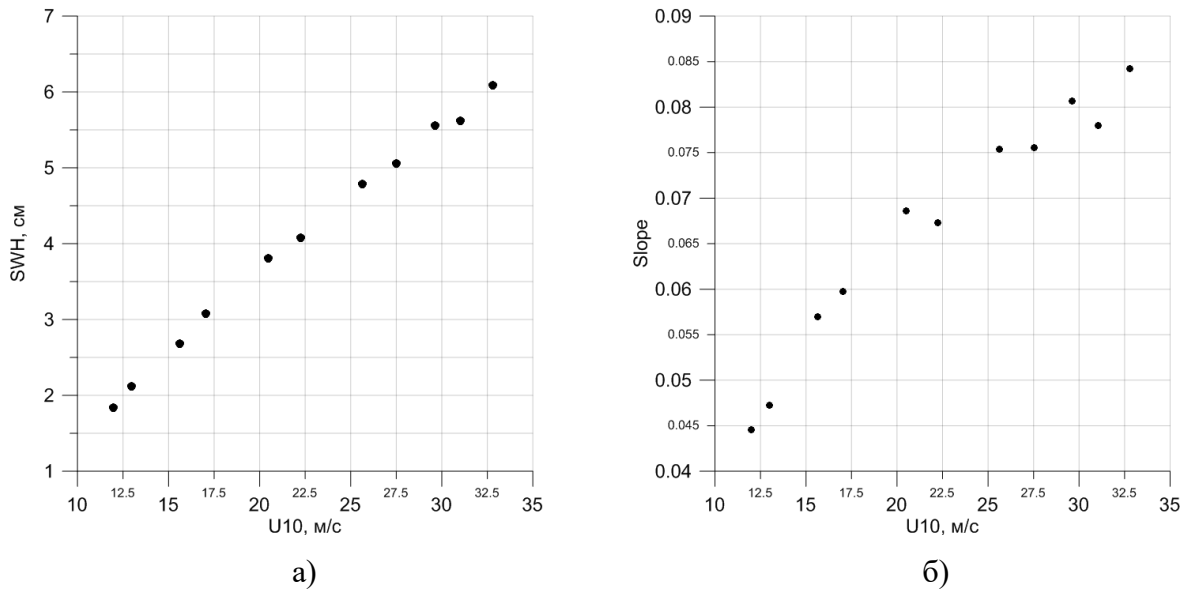


Рис. 3.4 Зависимости значительной высоты волнения (а) и среднеквадратичного уклона (б) от скорости ветра на метеорологической высоте

Эти интегральные характеристики связаны с шероховатостью водной поверхности и влияют на рассеяние э/м волн. Очевидно, при увеличении скорости ветра наблюдается рост обоих этих параметров. Также были построены пространственные спектры волнения $S(k)$ и была исследована асимптотика больших волновых чисел. Поскольку экспериментальные спектры всегда характеризуются флуктуациями, важно понимать, насколько выполняются асимптотики в области брегговского волнового числа для подбора правильных аппроксимаций.

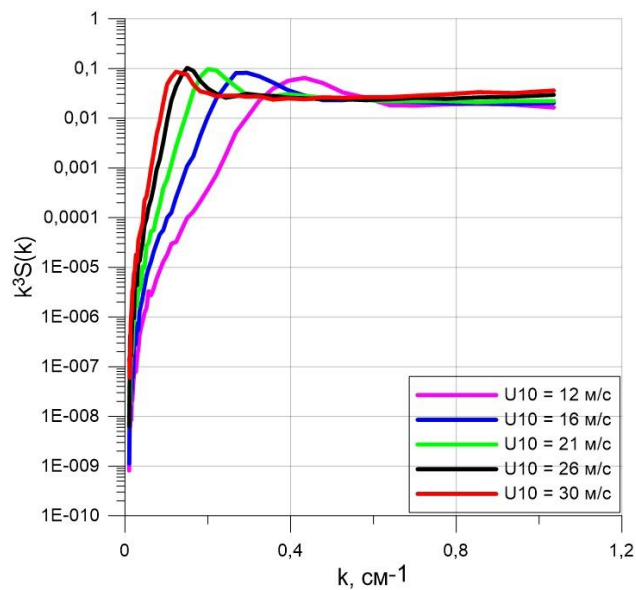


Рис. 3.5 Спектры насыщения при различных скоростях ветра

Видно, что в лабораторных условиях выполняется высокочастотная асимптотика k^{-3} , что соответствует спектру насыщения Филлипса [91]. При этом при малых скоростях ветра асимптотики смещаются в область длин волн, нерегистрируемых системой волнографов. Также для каждой скорости ветра было построено распределение вероятности уклонов, оцененное по временному ряду уклонов водной поверхности из измерений струнных волнографов. Ниже на Рис. 3.6 приведен пример подобного распределения для скорости ветра 20 м/с.

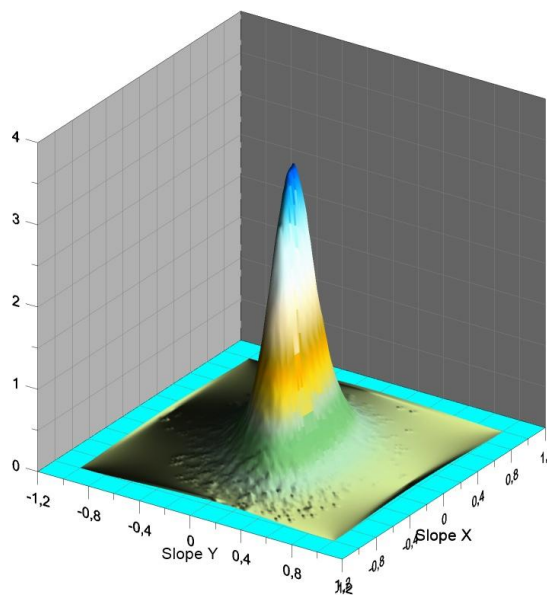


Рис. 3.6 Распределение уклонов при скорости ветра 26 м/с

Распределение отличается от Гауссовой функции, и медленнее спадает в направлении, совпадающем с направлением скорости ветра. Используя полученные распределения, можно оценить количество обрушений на водной поверхности, как вероятность превышения порогового угла, при котором волны обрушаются. Также распределение уклонов необходимо для моделирования рассеяния э/м волн на водной поверхности в рамках двухмасштабной модели.

3.4. Моделирование обрушения волн. Определение площади пенного покрытия, возникающего при обрушении чисто ветровых волн

Экспериментальное исследование динамики обрушающегося гребня волны под действием воздушного потока проводилось с помощью управляемого волнопродуктора поверхностных волн, расположенного у входного сечения канала, который обеспечивает эффективную генерацию волн с длинами больше 1.3 м (частота 1.1 Гц).

Волнопродуктор работал в импульсном режиме: три периода раз в 15 секунд. Область измерения располагалась на расстоянии 10 м от начала канала (9 м для стереосъемки). Перед областью измерения располагалась подводная пластина-отмель во всю ширину

канала длиной 120 см, вызывающая обрушение набегающих на нее волн. Положение пластины как по глубине, так и вдоль канала варьировалось.

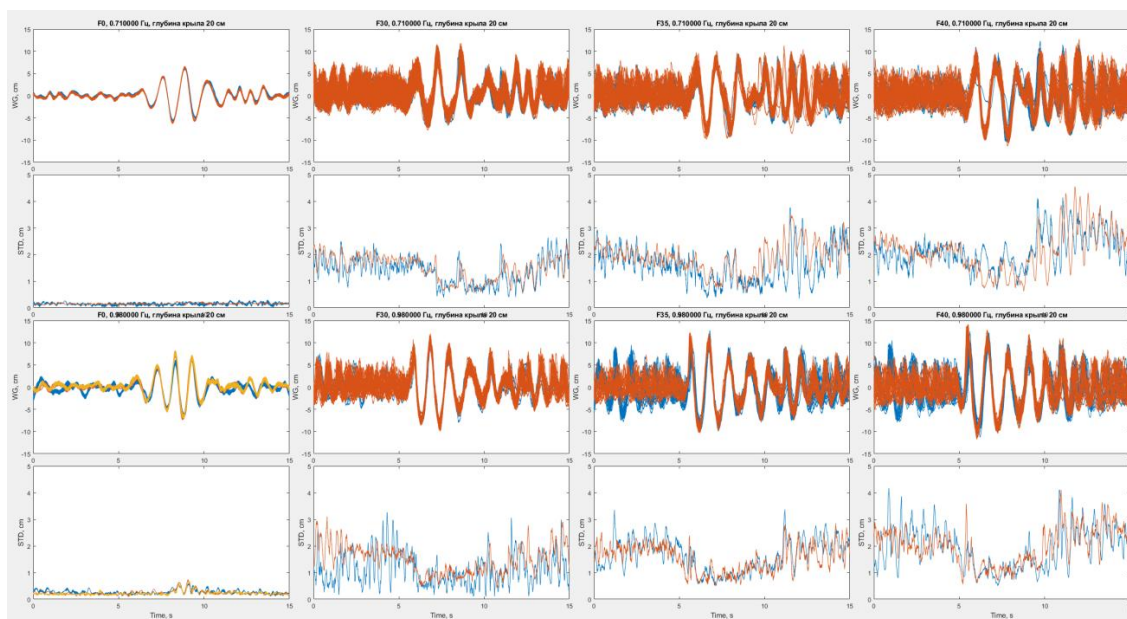


Рис. 3.7 Проверка повторяемости набегающих на подводную пластину волн при различных скоростях ветра и частотах работы волнопродуктора.

Параметры работы волнопродуктора и положение пластины подбирались на основе обзорных съемок обрушений в районе области измерения. Видеосъемка производилась с фотоаппарата Nikon One, установленного над 10 секцией канала на высоте 269 см от поверхности воды и смещенный относительно центра крышки на 32 см по ветру. Изучение видеозаписей позволило подобрать оптимальный режим работы волнопродуктора (частота 1.042 Гц, амплитуда работы 93 мм) и положение пластины (глубина конца пластины 12-20 см, угол установки 11,7°). Глубина пластины для разных скоростей ветра выбрана разной чтобы обеспечить достаточно интенсивное обрушение (чем мельче, тем интенсивней) и при этом не допустить оголения заднего конца пластины при прохождении цуга, что приводило к дополнительному нежелательному образованию брызг.

Измерения проводились для пяти скоростей ветра – U10 от 17,6 до 38,4 м/с. Интегральные параметры воздушного потока измерялись методом профилирования. Профили скорости ветра измерялись в середине 10 секции канала с помощью L трубки Пито, установленной на сканирующем устройстве и дифференциального манометра Varatron 233. (диапазон измеряемых скоростей до 40 м/с с точностью 15 см/с). Для восстановления потоков импульса по профилям скорости применялся метод, использующий свойство автоподобности профилей дефекта скорости, описанный в п. 3.2.

Перед заглубленной пластиной на расстоянии 15 см был установлен струнный резистивный волнограф, записывающей возвышение поверхности с частотой 200 Гц. Его

записи были синхронизированы с работой волнопродуктора, что позволило подтвердить повторяемость формы цуга. Дополнительная проверка повторяемости была проведена с помощью лазерного волнографа, установленного в центре 10 секции.

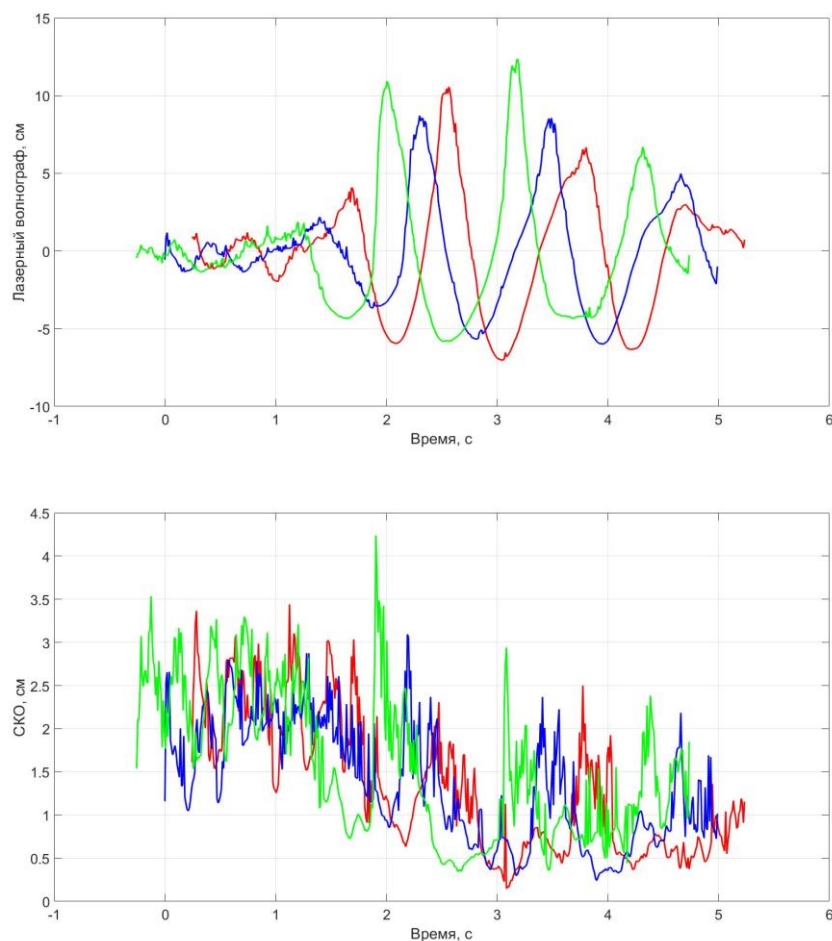


Рис. 3.8 Зависимость возвышения поверхности от времени для цугов на различных удалениях от подводной пластины по данным лазерного волнографа (сверху) и среднеквадратичное отклонение внутри ансамбля последовательных цугов (снизу).

Специально разработанный лазерный волнограф был установлен в 10 секции канала. Синий диодный лазер (7 Вт), синхронизированный с камерой, установлен над каналом и направлен вертикально вниз. Цилиндрическая линза позволяет сформировать параллельный стенкам канала лазерный нож. Область входа лазерного ножа в воды снимается камерой Baumer VCXU-23M с установленным на ней объективом Samyang 3.5/T-S24mm. Камера установлена под углом к поверхности на высоте 46 см от нее и на расстоянии 3 см от боковой стенки канала. Использование поворотного объектива позволила наклоном объектива повернуть плоскость фокусировки, чтобы она совпадала с вертикальной лазерной плоскостью. Для калибровки и фокусировки на месте лазерного ножа располагалась калибровочная плоскость с шахматным узором. Специальный алгоритм детектировал положение плоскости на изображении и вычислял проективное преобразование ко-

ординат из системы отсчета изображения в лабораторную систему отсчета. Для увеличения контраста изображений в воду был добавлен флуоресцентный краситель уранин в концентрации 1,5 мг/л. Для борьбы с бликами от поверхности на объектив камеры был установлен желтый фильтр, отсекающий исходное лазерное излучение и оставляющий только флуоресцентное свечение толщи воды. Для борьбы с каплями на внутренней стенке канала, через которую ведется съемка, использовался периодический пневматический сдув, управляемый микроконтроллером. Кроме того, с внутренней стороны на стенку было наклеено тонкое силикатное стекло с гидрофобным покрытием. Съемка проводилась с частотой 100 к/с, эффективная выдержка 100 мкс (выбиралась длительностью работу лазера во время каждой экспозиции). Для каждого цуга записывалось 500 кадров. Размер каждого кадра 1900x1200 пикселей, ширина области измерения 11 см.

Работа камеры и лазера управлялась генератором Tektronix AFG3022C, который начинал подавать синхроимпульсы через заданную задержку после старта волнопродуктора. Задержка зависит от скорости ветра и положения подводной пластины.

Положение поверхности на изображениях детектировалось как область с наибольшим локальным градиентом яркости, для чего использовалось преобразование Канны, параметры которого индивидуально подбирались для каждого режима. Затем положение поверхности аппроксимировалось набором маркеров. Исследование положения каждого маркера в зависимости от времени и относительно соседних позволило отфильтровать неверно найденные положения, которые затем были заполнены с помощью интерполяции.

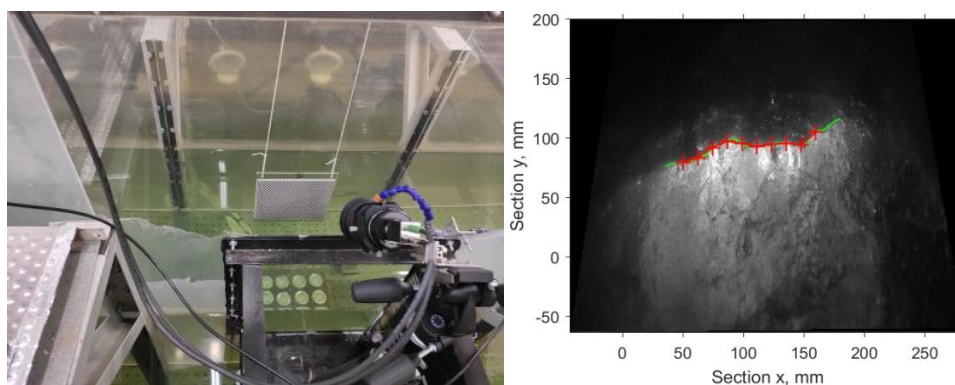


Рис. 3.9 Слева: камера лазерного волнографа и ее калибровочная плоскость. Перед камерой установлена трубка для сдува капель. Справа: пример изображения поверхности с камеры лазерного волнографа в преобразованных координатах с найденным на нем положением поверхности.

Для получения площади поверхности, занятой обрушениями, использовалась съемка двумя камерами Sygnet CY2MP-CL-SN с объективами 50 мм. Съемка с двух камер потребовалась для исключения ложного детектирования бликов в качестве областей обрушения. Камеры были установлены над 10 секцией канала на высоте от поверхности во-

ды 273 см, разнесены на 89 см. Масштаб изображения 277,3 мкм/рх, размер изображения, получаемого с каждой камеры, 1024x1920 пикселей, что соответствует 284x532 мм. Съемка производилась с частотой 50 Гц, выдержка 3 мс, для каждого цуга записано 250 кадров. Камеры работали синхронно за счет получения синхроимпульсов с генератора Tektronix AFG3022C, который начинал подавать синхроимпульсы через заданную задержку после старта волнопродуктора. Задержка зависела от скорости ветра. Камеры были сфокусированы на расстоянии 4,5 см выше поверхности. Для калибровки на уровне фокусировки располагалась горизонтально калибровочная плоскость с шахматным узором. Специальный алгоритм детектировал положение плоскости на изображениях с камеры и для каждой камеры вычислял проективное преобразование координат из системы отсчета изображения в лабораторную систему отсчета.

Для подсветки областей изображения сбоку от области измерения на боковой стенке располагался матовый экран, который освещался мощными светодиодными светильниками, чтобы создать однородный источник освещения, занимающий всю боковую стенку секции.

Обработка изображений проводилась в несколько этапов. На первом вычитался фон и изображения преобразовывались в лабораторную систему координат, связанную с подводной пластиной. Записи, полученные для трех различных расстояний от области съемки до подводной пластины, сшивались в единое изображение (Рис. 3.10). При этом учитывалась разная задержка между стартом волнопродуктора (от которого отсчитывалось время на записях) и приходом волны на пластину. Затем проводились морфологические преобразования, направленные на уменьшение шума и сокрытие ярких элементов изображений недостаточного размера. После этого проводилась пороговая обработка: только области ярче выбранного вручную для каждого режима порога считались обрушениями. При этом результаты с двух камер сопоставлялись для исключения бликов (Рис. 3.10). Таким образом, для каждого режима была найдена зависимость доли поверхности, покрытой обрушениями, от времени после включения волнопродуктора для любой интересующей подобласти, входящей в область измерения.

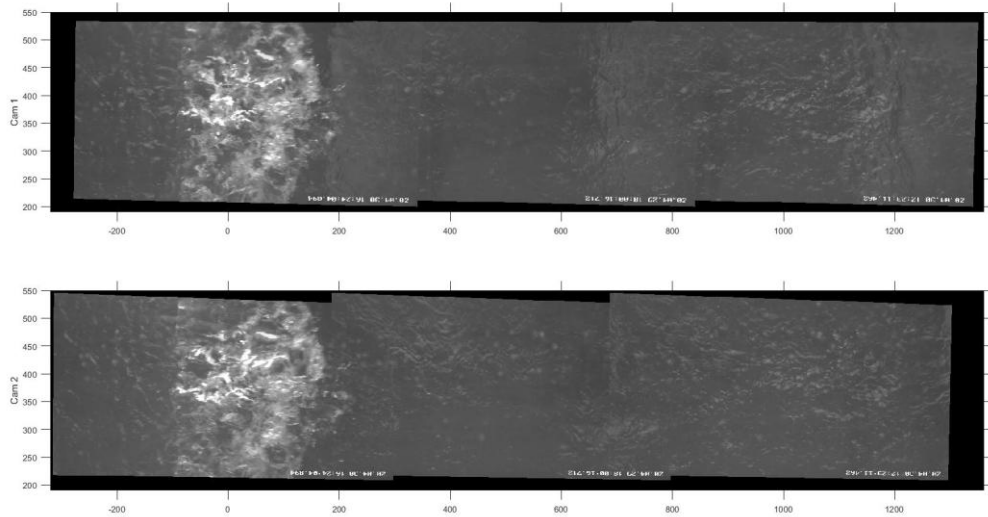


Рис. 3.10 Изображения с левой и с правой камеры, каждое составлено из трех записей с разным расстоянием до подводной пластины.

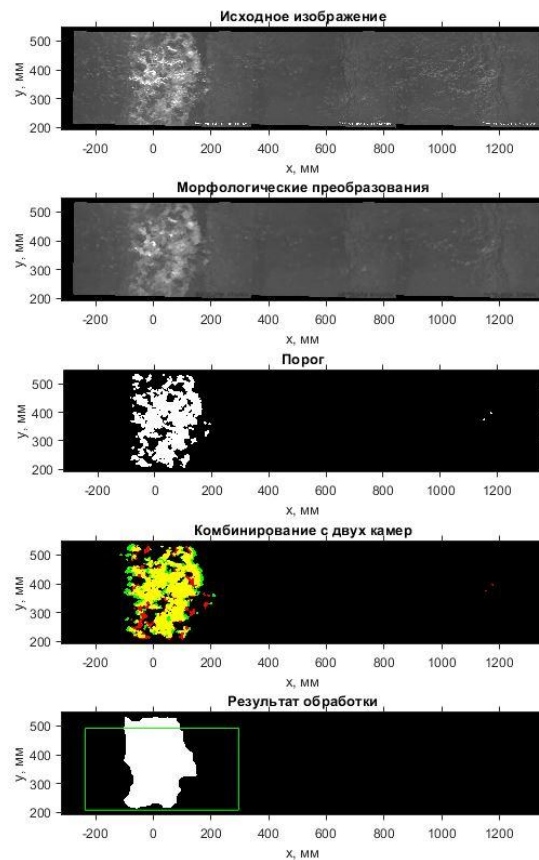


Рис. 3.11 Последовательность детектирования области обрушений: исходное изображение; результат морфологического преобразования; пороговая обработка; комбинация изображений (зеленый – первая камера, красный – вторая, желтый – пересечение); результат работы – белым показана область с обрушением. Зеленый прямоугольник - интересующая область обработки, соответствующая области засветки водной поверхности скаттерометром.

За 15 см до начала пластины был установлен трехканальный струнный волнограф для измерения набегающих на пластину волн. Были проведены измерения без ветра для сопоставления задержки съемки со случаем установки пластины на другом расстоянии от начала канала. В соответствии с этими данными и результатами съемки для другого расстояния от области измерения до подводной пластины были вычислены задержки между стартом волнопродуктора и прохождением второго гребня через область съемки – старт записи осуществлялся через 7,4-6,7 с (в зависимости от скорости ветра) после запуска волнопродуктора. Ниже на Рис. 3.12 представлены результаты обработки по определению доли обрушений для области р/л засветки при угле зондирования 30° .

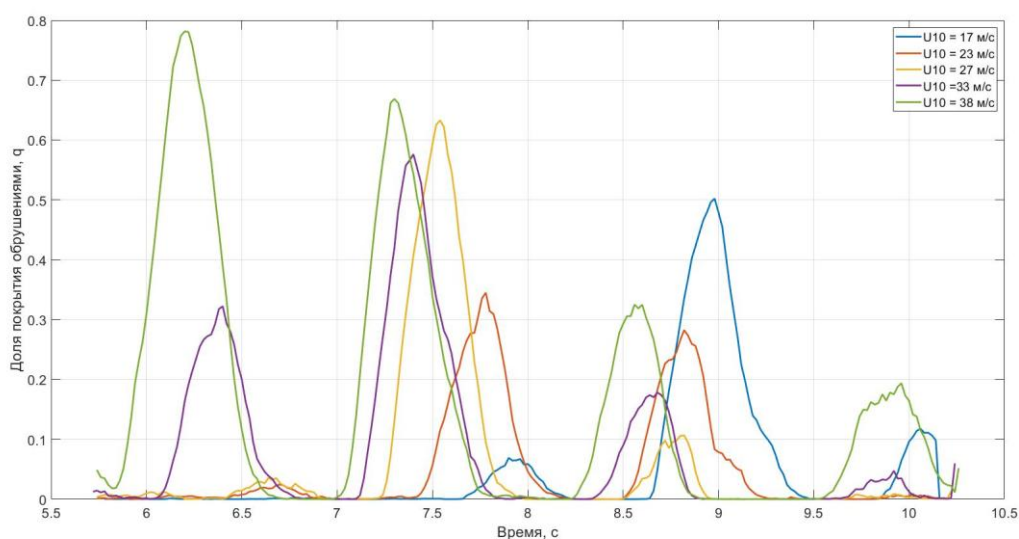


Рис. 3.12 Результат обработки оптических изображений обрушающегося на подводной пластине цуга из 3-х волн. Область обработки соответствует области р/л засветки при угле зондирования 30° .

Для вычисления площади обрушений ветровых волн был использован алгоритм, аналогичный описанному выше, основанный на последовательности из 3 шагов:

- 1) Морфологическое открытие оптического изображения водной поверхности для устранения мелкомасштабных объектов, не объединенных в единую структуру
- 2) Бинаризация изображения
- 3) Заполнение отверстий в бинаризованном изображении

Исходное оптическое изображение было получено путем высокоскоростной съемки водной поверхности с теневой подсветкой, размер изображения 1024×1980 пикселей (246×476 мм²). Для сбора достаточной статистики съемки проводились на одной скорости ветра несколько раз, время одного периода съемки ~ 8 сек. Также для визуальной оценки работоспособности алгоритма были использованы анаглифные изображения обрушающихся волн.

Ниже на Рис. 3.13 приведен пример работы алгоритма (скорость ветра 40 м/с) и результат обработки при всех скоростях ветра, использованных в ходе измерения.

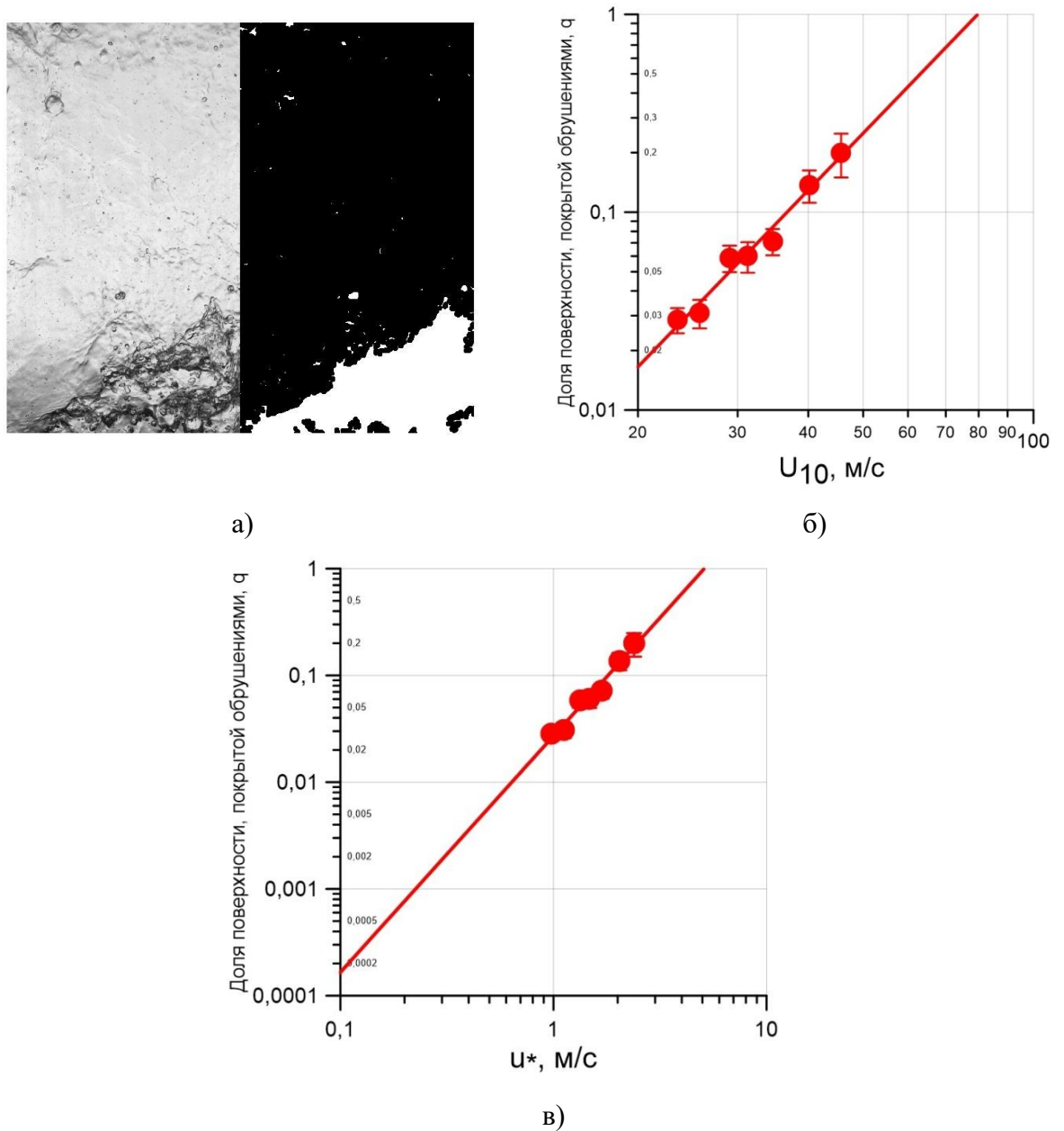


Рис 3.13. а) Пример выделения алгоритмом участков обрушений, левое изображение – оригинал, правое – результат обработки, белым обозначена область обрушений, б) зависимость доли обрушений от скорости ветра на высоте 10м, в) зависимость доли обрушений от динамической скорости ветра, красные линии – аппроксимации степенными функциями.

Полученные зависимости доли водной поверхности, покрытой обрушениями, от скорости ветра либо динамической скорости ветра могут быть аппроксимированы степенной функцией вида

$$q = 2.28e-006 \times U_{10}^{2.97}, \quad (3.7)$$

$$q = 0.03 \times u_*^{2.21} \quad (3.8)$$

При этом необходимо отметить, что аппроксимация зависимости площади обрушений на водной поверхности от скорости ветра степенной функцией (3.7) дала величину степени 2.97, что соотносится с общими представлениями о кубической зависимости этой величины в открытом океане [92].

3.5. Выводы

В третьей главе приведены результаты измерений характеристик ветрового потока и волнения в лабораторных условиях. Обнаружено присутствие связанных волн в ветро-волновом канале, как следствие, фазовая скорость волн почти не зависит от волнового числа. Была проверена асимптотика спектра в области коротких волн, что позволит более точно интерпретировать измерения в данном диапазоне. С использованием автомодельного закона восстановлены величины скорости ветра на метеорологической высоте, коэффициента аэродинамического сопротивления и динамической скорости ветра из измерений профиля в следной части.

Проведено экспериментальное исследование динамики обрушающегося гребня волны. Волнопродуктор генерировал цуг из трех волн длиной ~ 1 м, обрушающихся при выходе на мелкую воду. Данный эксперимент проводился как для волн, сгенерированных волнопродуктором, так и в присутствии ветра в диапазоне 20-45 м/с. Повторяемость созданных волн контролировалась измерениями со струнного и лазерного волнографов. Также велась оптическая съемка зоны обрушений, позволяющая получить изображения обрушающихся гребней волн и вычислить их площадь, используя алгоритм, основанный на морфологическом открытии и закрытии изображений и пороговой обработке. Используя разработанный метод оценки площади обрушений по оптическим изображениям, были получены зависимости этой величины от скорости ветра на метеорологической высоте и динамической скорости ветра.

Глава 4. Экспериментальное исследование рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона на поверхности воды при сильном ветре

4.1 Введение

В дистанционном зондировании Земли из космоса используются приборы, работающие в широком диапазоне углов, при этом от угла падения э/м излучения зависит механизм рассеяния. При использовании надирных углов ($<10^\circ$), как в альтиметрии, всегда существуют участки морской поверхности, ориентированные перпендикулярно падающей волне и доминирующим механизмом рассеяния, является зеркальное отражение, формирование отраженного сигнала происходит на волнах, длины которых в несколько раз превышают длину падающей э/м волны. В скаттерометрии и РСА углы падения значительно превышают надирные углы и доминирующим механизмом при таком режиме зондирования традиционно принято считать брегговское рассеяние. Однако учет только этого механизма в рамках двухмасштабной модели дает значительное расхождение данных эксперимента и теории, как например несоответствие поляризационного отношения (VV/HH).

В связи с этим важной задачей является качественное и количественное описание рассеяния микроволнового излучения на обрушающихся волнах, количество которых возрастает вместе с ростом скорости ветра. Наиболее часто ГМФ для восстановления скорости и направления ветра из данных РСА и скаттерометров конструируются для углов падения 30° - 50° . Исходя из этого, этот диапазон углов был выбран при проведении лабораторного эксперимента по исследованию характеристик рассеянного сигнала при высоких скоростях ветра на ветровых волнах и на искусственно сгенерированных длинных обрушающихся волнах.

Возможность исследования рассеяния микроволнового излучения в лабораторных условиях обеспечивается тем, что при используемых в эксперименте углах зондирования 30° - 50° рассеяние носит резонансный характер, то есть характерные масштабы рассеивателей сигнала составляют несколько сантиметров. Присутствие длинных волн в натуральных условиях меняет локальный угол падения э/м излучения, однако, в некоторых случаях, как например, для вертикальной поляризации, влиянием длинных волн можно пренебречь почти без потери точности [93]. При этом, в лабораторных условиях существует возможность исследования рассеяния на отдельных структурах на водной поверхности: пене, обрушающихся волнах.

Необходимо отметить, что в натуральных условиях распространяющийся сигнал подвергается влиянию атмосферных газов и взвесей. Из различных газов в атмосфере,

только кислород и водяной пар имеют значительные полосы поглощения в микроволновом диапазоне. Фактически, в диапазоне от 1 до 300 ГГц существует 4 максимума поглощения на частотах 22.235 ГГц, 60 ГГц, 118 ГГц и 183.31 ГГц. Для С-диапазона коэффициент поглощения ничтожно мал и составляет $\sim 10^{-2}$ дБ/км, то же самое справедливо и для Х-диапазона. Таким образом, несмотря на то, что расстояние, проходимое сигналом при зондировании из космоса, значительно больше, чем расстояние до цели в случае лабораторного эксперимента, в используемых диапазонах частот эта разница будет несущественна. Взаимодействие электромагнитного излучения с гидрометеорами, такими как снег, осадки, туман может включать себя как поглощение, так и рассеяние. Задача о поглощении и рассеянии электромагнитных волн диэлектрической сферой произвольного радиуса была решена в работе Ми. В случае если характерные размеры частиц намного меньше длины падающей волны, то появляется возможность использовать аппроксимацию Рэлея. Итоговое взаимодействие определяется формой, диэлектрическими свойствами, плотностью и размерами частиц, содержащимися в объеме. В случае тропического ливня для С-диапазона максимальные потери энергии могут достигать 10%, что приведет к снижению уровня сигнала на 1дБ. Учитывая кардинально различное поведение существующих эмпирических ГМФ, влияние дождя оказывается меньшим, нежели влияние термических шумов и допущений, используемых при коллокации натуральных данных.

4.2. Микроволновые измерения рассеивающих свойств водной поверхности (рассеяние СВЧ электромагнитных волн Х-диапазона на ветровых волнах при сильном ветре)

Микроволновые измерения проводились с помощью когерентного доплеровского скаттерометра Х-диапазона с длиной волны 3,2 см с синхронным приемом согласованных и ортогональных поляризаций. Антенна скаттерометра представляет собой пирамидальный рупор с квадратным сечением 224 мм x 224 мм и длиной 680 мм, который оснащен разделителем ортогональных поляризаций (ОМТ) с разделением поляризаций более чем 40 дБ.

Рабочая область ветро-волнового канала была экранирована радиопоглощающим материалом. На боковые стенки двух секций канала изнутри был наклеен широкополосный СВЧ-поглотитель ЗИПСИЛ 601 РПМ-01 толщиной 5 мм, обеспечивающий уменьшение отражения микроволнового излучения на 21 дБ (менее 1% отражения по мощности), для исключения влияния многократного отражения радиолокационного сигнала от водной поверхности. Крышка канала была изготовлена из радиопрозрачного материала – полистирола, толщина крышки (11,4 мм) была подобрана

таким образом, чтобы минимизировать коэффициент отражения при используемых углах зондирования. Сверху крышка покрывалась материалом ЗИПСИЛ 601 РПМ-01 толщиной 10 мм, что обеспечивало уменьшение прохождения СВЧ-энергии в неисследуемую область на 22 дБ. В поглощающем покрытии было сделано окно прозрачности размером 40x40 см, сторона квадратного пятна засветки на поверхности воды при этом для трех углов изменялась от 58 до 68 см, что меньше общей ширины канала. Поскольку диаграмма направленности рупорной антенны скаттерометра имеет крестообразный вид, основное внимание при выборе конфигурации расположения радиопоглощающего покрытия уделялось трём направлениям: вниз, влево и вправо от антенны. Сигнал, приходящий сверху, либо формируется на неподвижных поверхностях потока и не имеет доплеровского сдвига частот, либо имеет малую амплитуду за счёт селекции по дальности, а потому не влияет на результат измерений. Угол падения менялся от 30 до 50 градусов в направлении навстречу ветру, расстояние до середины области измерения составляло 3,15 м

Полученные зависимости УЭПР от динамической скорости ветра для всех углов падения (для направления зондирования по и против ветра) для 4-х поляризаций представлены на Рис. 4.1.

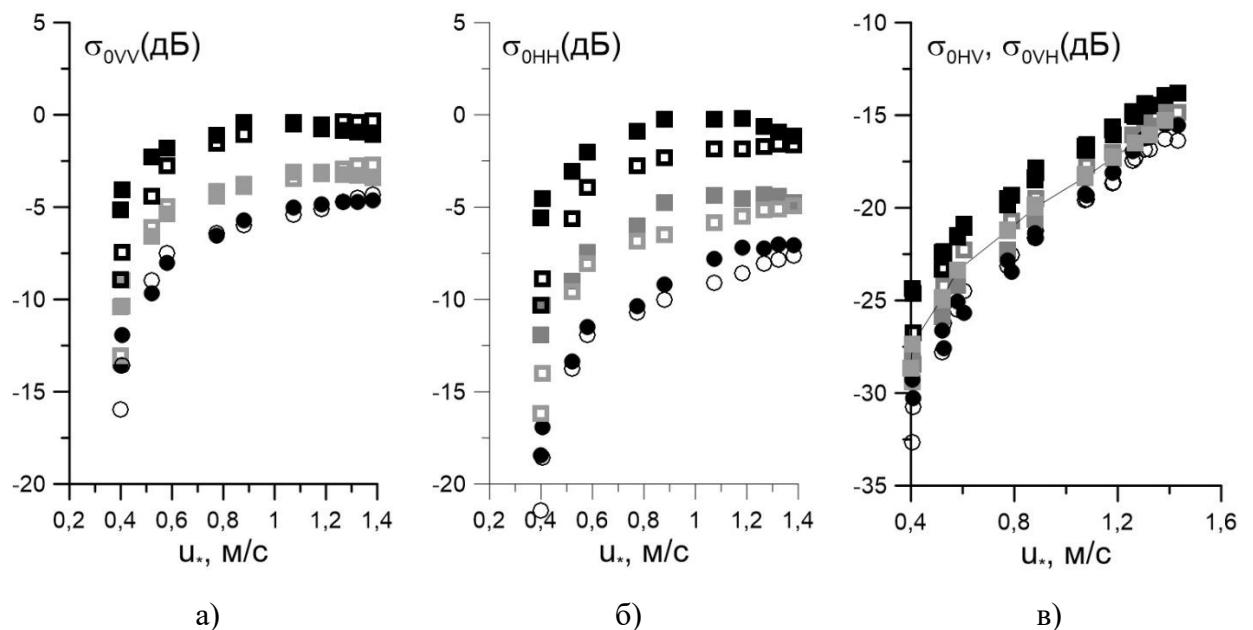


Рис. 4.1 Соосная и ортогональная поляризации УЭПР водной поверхности в зависимости от динамической скорости ветра, для разных углов падения: черные квадраты – 30°, серые квадраты – 40°, черные кружки – 50°, закрытые символы для направления зондирования против ветра и открытые символы для наблюдения по ветру.

Видно, что сигнал на ортогональной поляризации имеет более высокую чувствительность к изменению скорости трения для всех углов по сравнению с соосной

поляризации. От ≈ 1 м/с наблюдается тенденция к насыщению зависимости УЭПР от u_* для сигнала на соосной поляризации, в то время как УЭПР ортогонально поляризованного радиолокационного сигнала демонстрирует монотонную зависимость от u_* . С целью исследования природы рассеяния, формирующего СВЧ-сигнал, отраженный от поверхности воды, были проанализированы доплеровские спектры.

4.3. Анализ доплеровских спектров рассеянного сигнала

Доплеровские спектры сигналов, рассеянных водной поверхностью, формируются за счет рассеяния на движущихся вдоль водной поверхности элементах. Мы предполагаем, что обратное рассеяние от этих объектов обусловлено резонансным брэгговским механизмом, когда шероховатость поверхности образует дифракционную решетку с пространственным периодом, удовлетворяющим условию резонанса, $\lambda_B = \lambda_0 / 2 \sin \theta$, где λ_0 – длина э/м волны, θ – угол падения э/м волны относительно надира. Тогда частотные спектры отраженного сигнала можно интерпретировать с точки зрения эффективных рассеивателей, движущихся со скоростью $v = \lambda_0 f / 2 \sin \theta$, где f – доплеровский сдвиг частот. Этот феноменологический подход подобен подходу, предложенному [94] для случая обратного рассеяния при малых углах скольжения.

На Рис. 4.2 представлены доплеровские спектры принятого сигнала для всех поляризаций передаваемого и принимаемого сигналов для трех углов падения и направления против ветра в зависимости от эквивалентной скорости брэгговских рассеивателей $v = \lambda_0 f / 2 \sin \theta$ при определенной скорости ветра $U_{10} \approx 31$ м/с. Серые силуэты — спектры фазовой скорости поверхностных волн вдоль ветра. Положение пиков показывает, что сигнал, полученный против ветра, формируется брэгговскими рассеивателями, движущимися в среднем быстрее волн.

Напротив, при взгляде с подветренной стороны скорость рассеивателей немного меньше фазовой скорости доминирующей волны (см. Рис. 4.3). Небольшие различия в доплеровских спектрах при разных поляризациях могут быть связаны с разным отношением сигнал/шум для отраженных сигналов на соосной и ортогональной поляризациях. Те же особенности наблюдаются и при других скоростях ветра.

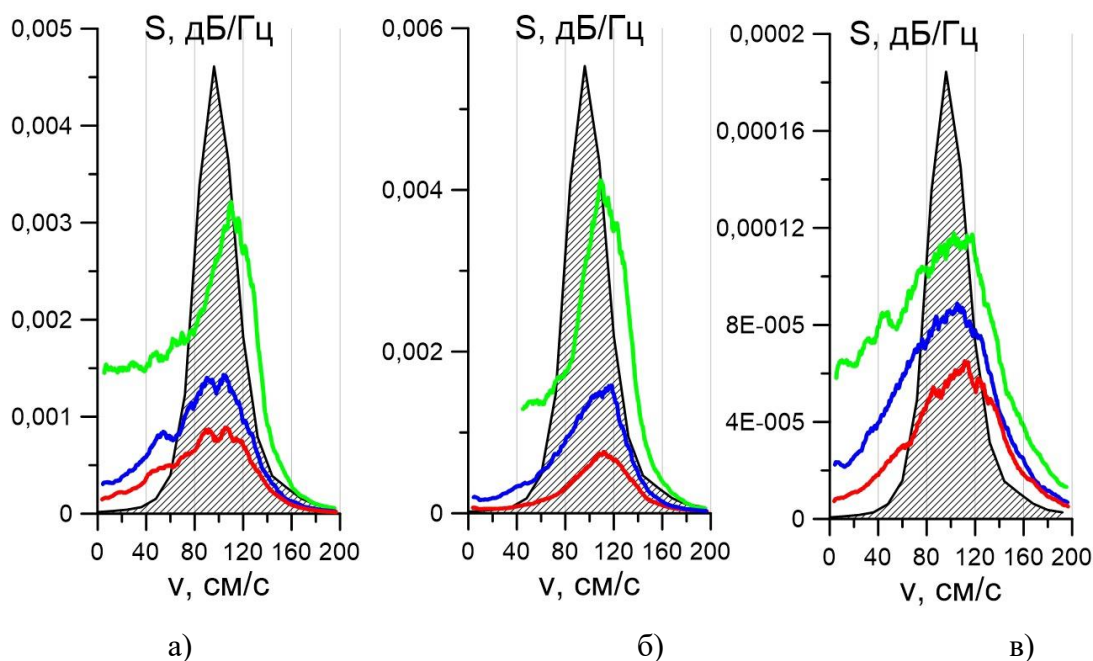


Рис. 4.2 Доплеровские спектры сигналов X-диапазона на соосной (а-VV, б-НН) и ортогональной (в-NV) поляризации, отраженных от водной поверхности при углах падения 30° (зеленая линия), 40° (синяя линия), 50° (красная линия) от скорости брэгговских рассеивателей. Силуэты – спектры фазовой скорости волн в направлении по ветру. $U_{10}=31$ м/с. Направление зондирования – навстречу ветру.

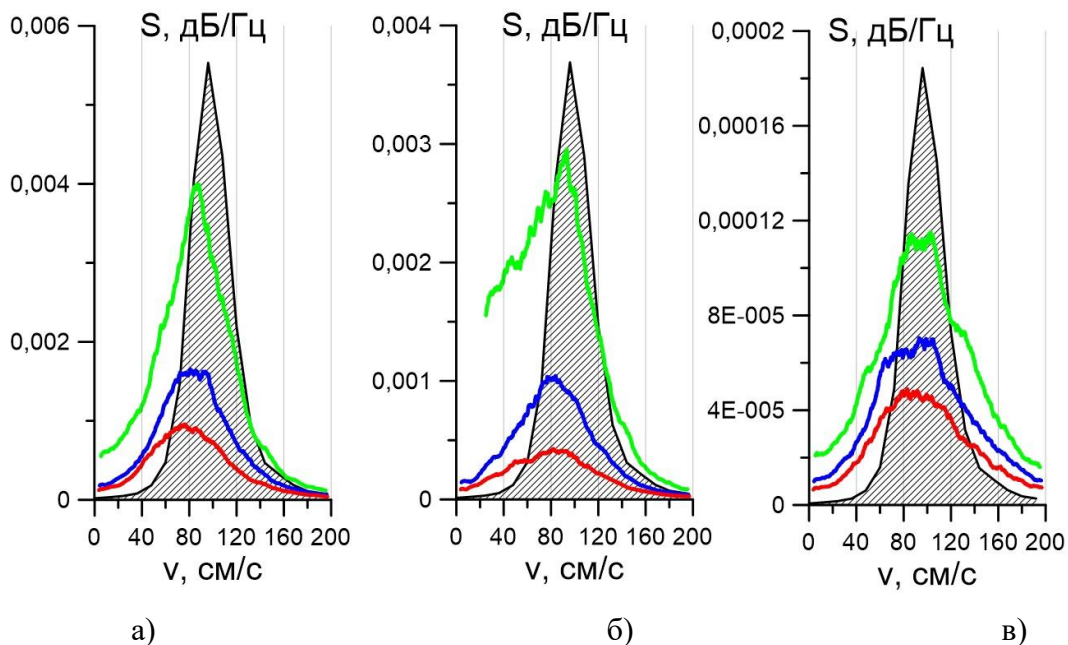


Рис. 4.3 Доплеровские спектры сигналов X-диапазона на соосной (а-VV, б-НН) и ортогональной (в-NV) поляризации, отраженных от водной поверхности при углах падения 30° (зеленая линия), 40° (синяя линия), 50° (красная линия) от скорости брэгговских рассеивателей. Силуэты – спектры фазовой скорости волн в направлении по ветру. $U_{10}=31$ м/с. Направление зондирования – по ветру.

Это видно из Рис. 4.4, где представлены доплеровские спектры рассеянных сигналов на соосных и ортогональных поляризациях для случая одного и того же угла падения 30° , но для разных скоростей ветра от 12,4 м/с до 32,8 м/с.

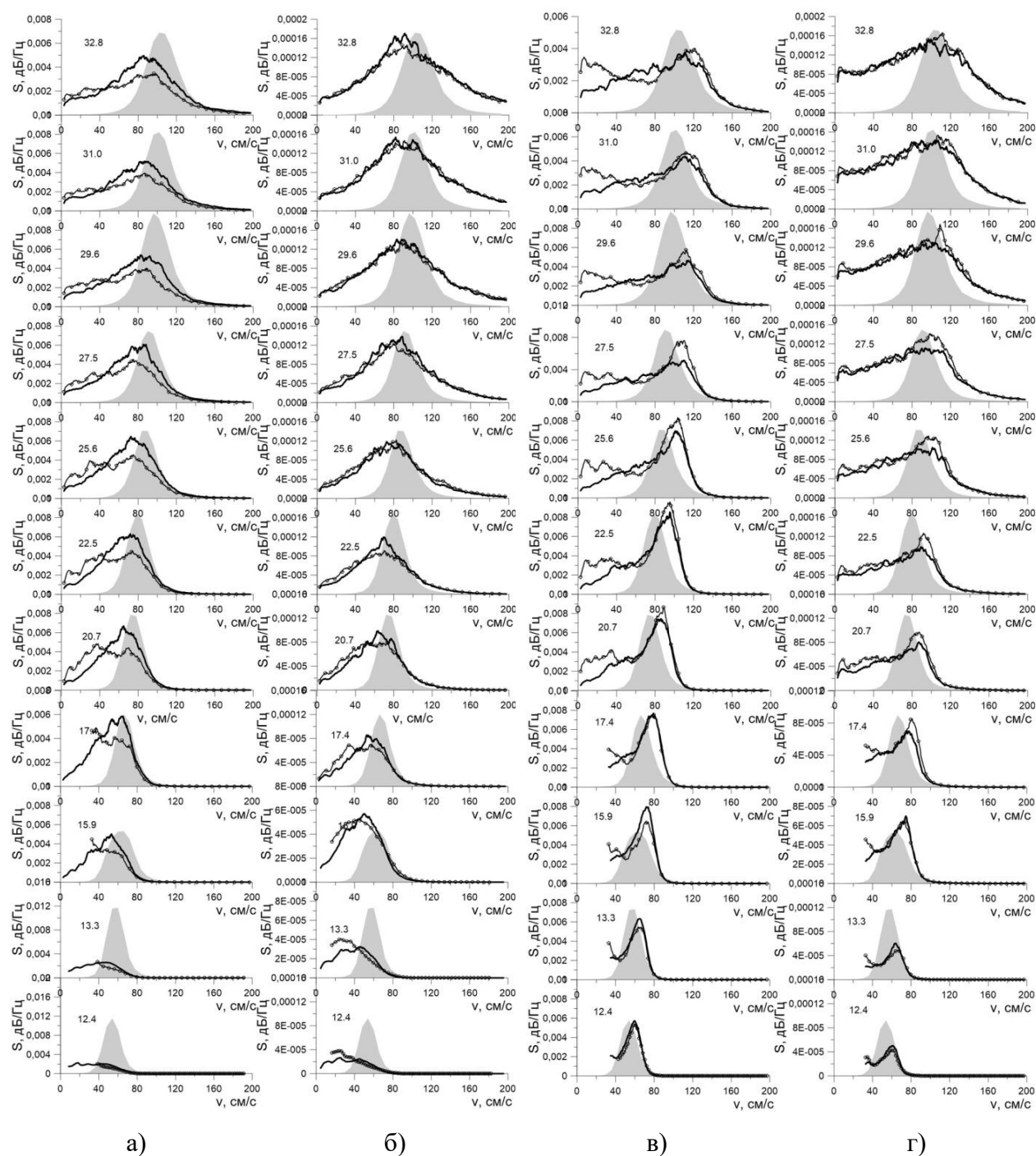


Рис. 4.4 Доплеровские спектры сигналов X-диапазона на соосной (а, в) (сплошная линия – VV, пунктирная – HH) и ортогональной (б, г) поляризациях, отраженных от водной поверхности при угле падения 30° от скорости брэгговских рассеивателей. Силуэты – спектры фазовой скорости волн в направлении по ветру. $U_{10}=31$ м/с. Направление зондирования – навстречу ветру. Направление по ветру – (а,б), направление против ветра – (в,г).

Пиковые скорости доплеровских спектров увеличиваются с увеличением скорости ветра, и для наблюдения против ветра скорость рассеивателей в среднем выше фазовой скорости доминирующих волн, а для наблюдения против ветра она в среднем ниже. Все данные этого эксперимента для трех углов падения собраны на Рис. 4.5 (верхняя панель), на котором представлена V_{Dopmax} в зависимости от скорости трения ветра и скорости ветра на высоте 10 м U_{10} для наблюдения против ветра и против ветра. Видно, что V_{Dopmax} увеличивается с увеличением u_* и U_{10} . Отметим, что эти зависимости отличаются от предсказания приближения малых наклонов (SSA), что пиковая скорость доплеровских спектров отраженного сигнала на ортогональной поляризации не зависит от скорости ветра [95]. Это означает, что, по-видимому, при сильном ветре существует дополнительный механизм, ответственный за обратное рассеяние радара на обеих поляризациях. Рис. 4.5 (нижняя панель), на котором представлена V_{Dopmax} в зависимости от фазовой скорости преобладающих волн по ветру, C_{xmax} , помогает предложить правдоподобную гипотезу о его происхождении.

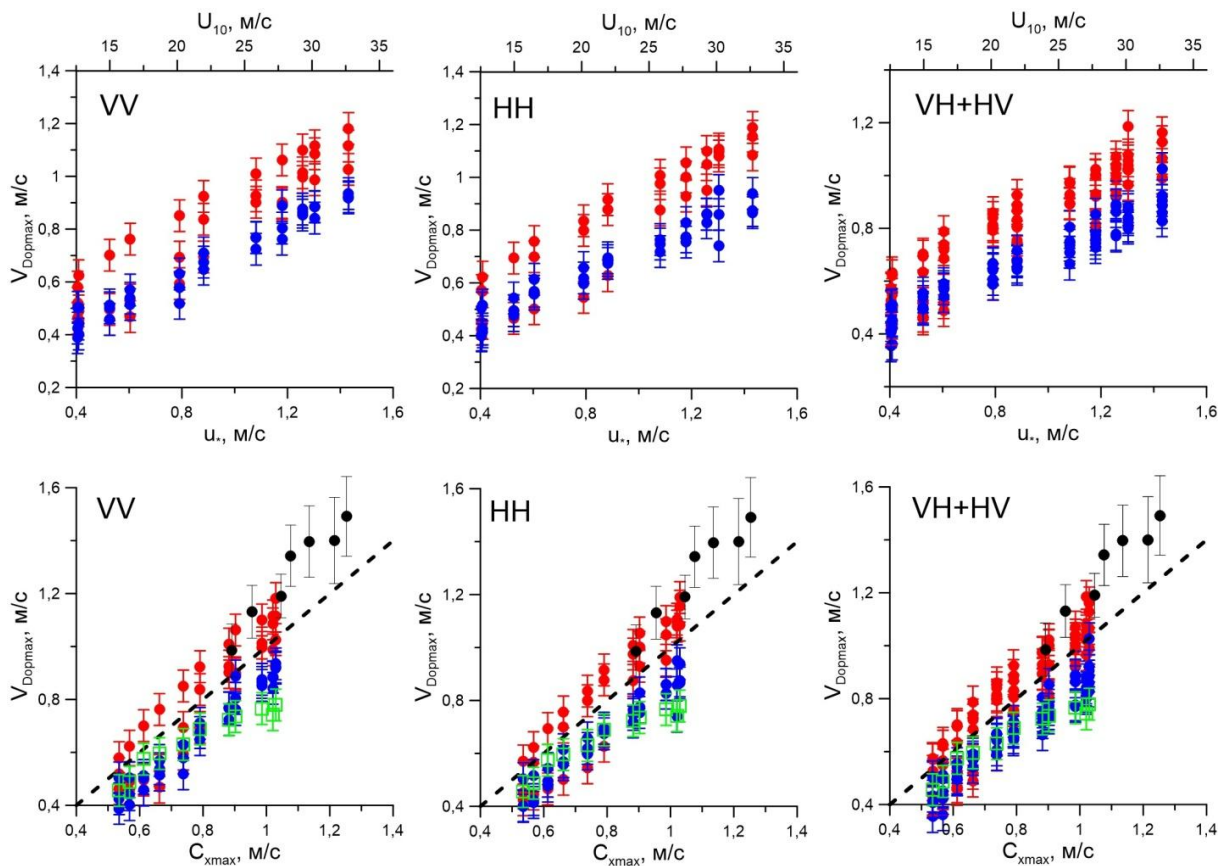


Рис. 4.5 Пиковые скорости доплеровских спектров радиолокационного сигнала для зондирования против ветра (красные кружки) и по ветру (синие кружки) в зависимости от скорости трения и 10-метровой скорости ветра (верхняя панель) и относительно продольной фазовой скорости доминантных волн (нижняя панель), угол падения $30-50^\circ$, U_{10} находится в пределах от 12,4 м/с до 32,8 м/с. Черные кружки – скорости гребней об-

рушающихся волн, зеленые светлые квадраты – фазовые скорости связанных волн. Штриховая линия – биссектриса.

Данные на Рис. 4.5 (нижняя панель) показывают, что для случая зондирования против направления ветра, VD_{optax} в среднем превышает Sx_{max} , а для зондирования по ветру значения VD_{optax} ниже Sx_{max} . Это означает, что для случая зондирования против ветра обратный сигнал формируется рассеивателями, движущимися в среднем быстрее, чем доминирующие волны, а для случая зондирования по ветру рассеиватели имеют средние скорости ниже фазовой скорости доминирующих поверхностных волн. Однако в обоих случаях скорости рассеивателей задаются Sx_{max} и увеличиваются со скоростью ветра так же, как и Sx_{max} . Для качественной интерпретации природы структур, ответственных за обратное рассеяние от водной поверхности со сложной реологией, типичной для условий сильного ветра, было проведено сравнение скорости VD_{optax} со скоростями обрушающихся гребней волн и связанных волн, измеренных независимо.

Скорости гребней волн оценивались непосредственно по высокоскоростной видеосъемке вида сверху водной поверхности, визуализируемой теневым методом с использованием подсветки снизу. Схема визуализации и пример одного кадра видео показаны на Рис. 4.6. Съемка производилась через прозрачную верхнюю стенку секции канала 7 (расстояние от начала канала 6,5 м). Высокоскоростная цифровая камера NAC Memrecam НХ-3 была установлена вертикально на расстоянии 207 см от поверхности воды. Видеосъемка велась со скоростью 4500 кадров в секунду с масштабом 256 мкм/пиксель. Полученные зависимости скоростей гребней обрушающихся волн от фазовой скорости, соответствующие максимуму в спектрах фазовой скорости ветровой волны Sx_{max} , представлены на Рис. 4.5 (нижняя панель). Пиковые фазовые скорости в спектрах связанных волн, показанных на Рис. 3.3, также представлены на Рис. 4.5 (нижняя панель) в зависимости от Sx_{max} .

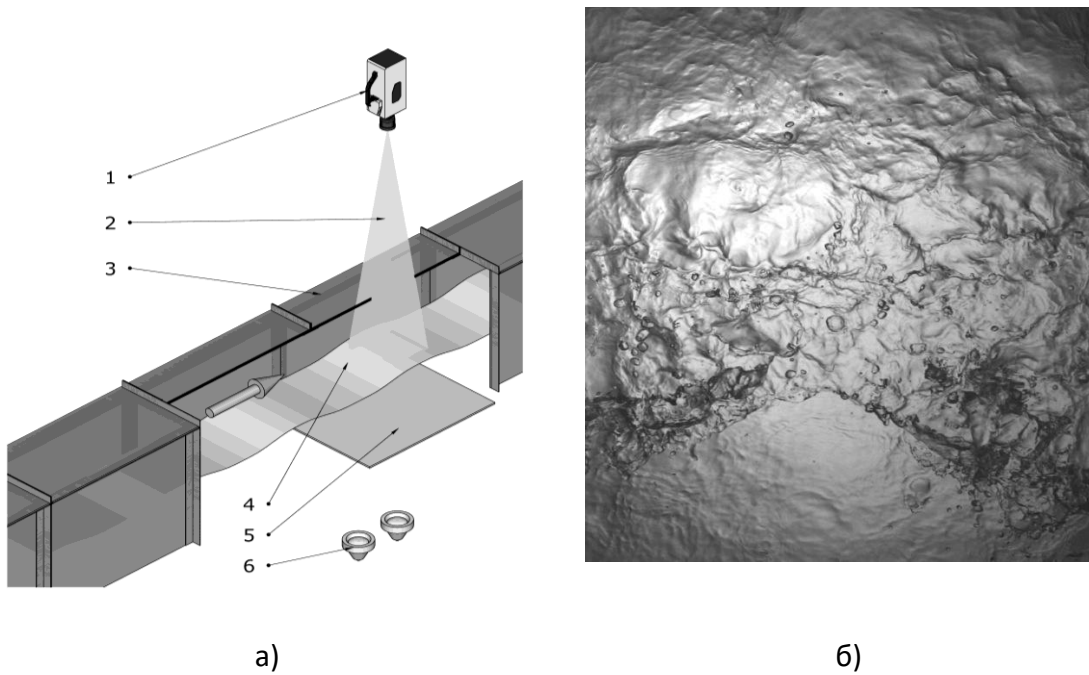


Рис. 4.6 Схема визуализации для высокоскоростного видео: 1 — высокоскоростная камера, 2 — область съемки, секция 7 ветрово-волнового лотка, 4 — водная поверхность, 5 — матовый экран, 6 — 2×300 Вт лампы (а); и пример кадра высокоскоростного видео (б).

Сравнение экспериментальных данных, представленных на Рис. 4.5 (нижняя панель), показывает, что пиковые скорости доплеровских спектров, полученные для зондирования против ветра, близки к скоростям обрушающихся гребней, а скорости пиков доплеровских спектров для зондирования по ветру близки к максимумам спектров связанных волн. Эти особенности доплеровских спектров можно качественно интерпретировать следующим образом. Доминирующий вклад в сигнал обратного рассеяния формируют обрушающиеся гребни волн, которые по определению опережают доминирующие поверхностные волны. Структура водной поверхности в обрушениях очень сложная, включающая пенную фракцию, брызги, фрагменты жидкости, срываемые сильным ветром с гребней волн и др. (см., например, [96]). Ожидается, что из-за своей сложной структуры обрушающиеся волны будут обладать деполяризующими свойствами и могут оказывать значительное влияние на рассеяние сигнала на ортогональной поляризации, подобно слою пены, рассмотренному в работе [51]. Очевидно, что обрушающийся гребень должен вносить большой вклад в обратное рассеяние, направленное против ветра, потому что в случае зондирования по ветру он частично закрыт. Эта базовая концепция является причиной гипотезы о том, что отраженные сигналы, как на соосной, так и на ортогональной поляризации, формируются за счет рассеяния на сложной структуре границы раздела воздух-вода, образующейся на обрушивающихся гребнях волн. Эта гипотеза очень похожа на гипотезу

[51], где сильный вклад пены в рассеяние на ортогональной поляризации продемонстрировано в рамках модели слоя рэлеевских рассеивателей на взволнованной водной поверхности. Здесь рассеиватели движутся, обгоняя гребень обрушающейся волны, что приводит к доплеровскому смещению отраженного сигнала. В следующем разделе мы проверим эту гипотезу на основе лабораторных данных, включая измерения обратно рассеянного сигнала и поверхностных волн.

4.4 Характеристики микроволнового сигнала, рассеянного на обрушающихся волнах

В ходе экспериментов, описанных в п. 3.4, были получены временные зависимости площади пенного покрытия при различных скоростях ветра для пятен засветки на водной поверхности, соответствующим 30° , 40° и 50° . При этом вычисление площади обрушений происходило сразу с учетом ее пространственного положения, поскольку одни и те же структуры, находящиеся в центре диаграммы направленности и на ее краях дадут разный сигнал. Таким образом, первичные временные зависимости доли покрытия обрушениями, пример которых приведен на Рис. 3.12, были пересчитаны с учетом ДН антенны из пункта 2.5. И для оптического, и для радиолокационного экспериментов исследовался цуг из трех волн, обрушающийся на заглубленной подводной пластине. Однако из-за технических особенностей установки скаттерометра в случае р/л эксперимента пластина располагалась ближе к началу канала на 1 м. В связи с этим, во временных зависимостях пенного покрытия и УЭПР существует временная задержка, которая возникает из-за этой разницы расстояний. На Рис. 4.7 приведена запись генерируемого волнопродуктором волнения в отсутствие ветровой накачки для нескольких реализаций цуга из трех волн и усредненная по ансамблю реализаций спектрограмма. Аналогичные записи сигналов с волнографа и скаттерометра в присутствии сильной ветровой накачки представлены на Рис. 4.8. Обнаружено, что при прохождении обрушающегося гребня волны на поверхности воды генерируются структуры, имеющие характерный размер порядка единиц сантиметров и обладающие существенной ЭПР, что проявляется на спектрограмме в виде увеличения интенсивности компонент спектра.

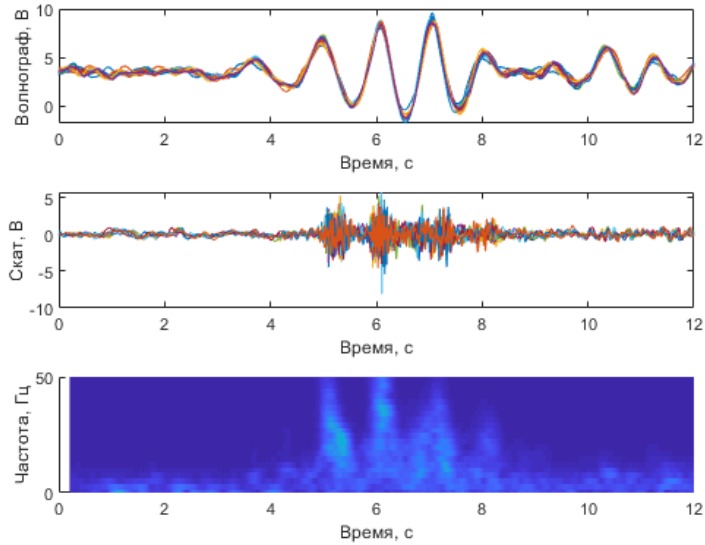


Рис. 4.7 Генерируемое волнопродуктором волнение, ветра нет. Сверху вниз: запись со струнного волнографа, сигнал со скаттерометра, усредненная по ансамблю спектрограмма радиолокационного сигнала

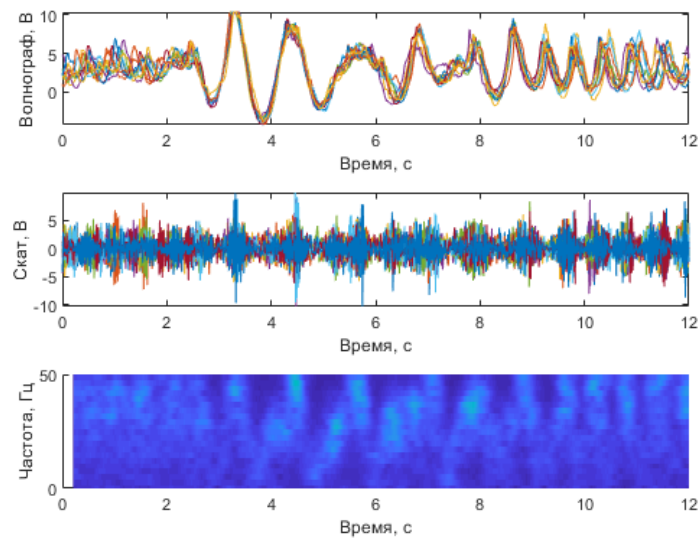


Рис. 4.8 Генерируемое волнопродуктором волнение, скорость ветра $U_{10} = 38$ м/с. Сверху вниз: запись со струнного волнографа, сигнал со скаттерометра, усредненная по ансамблю спектрограмма радиолокационного сигнала

Увеличение доли пенного покрытия на поверхности воды приводит к увеличению УЭПР исследуемой области, что делает возможным совмещение этих временных зависимостей посредством введения временного сдвига, вычисляемого с помощью корреляционного метода. Применимость данного подхода была проверена с помощью анализа измерений со струнных волнографов, используемых как в оптическом, так и в р/л экспериментах. На рис. 4.9 приведены примеры совмещения зависимостей.

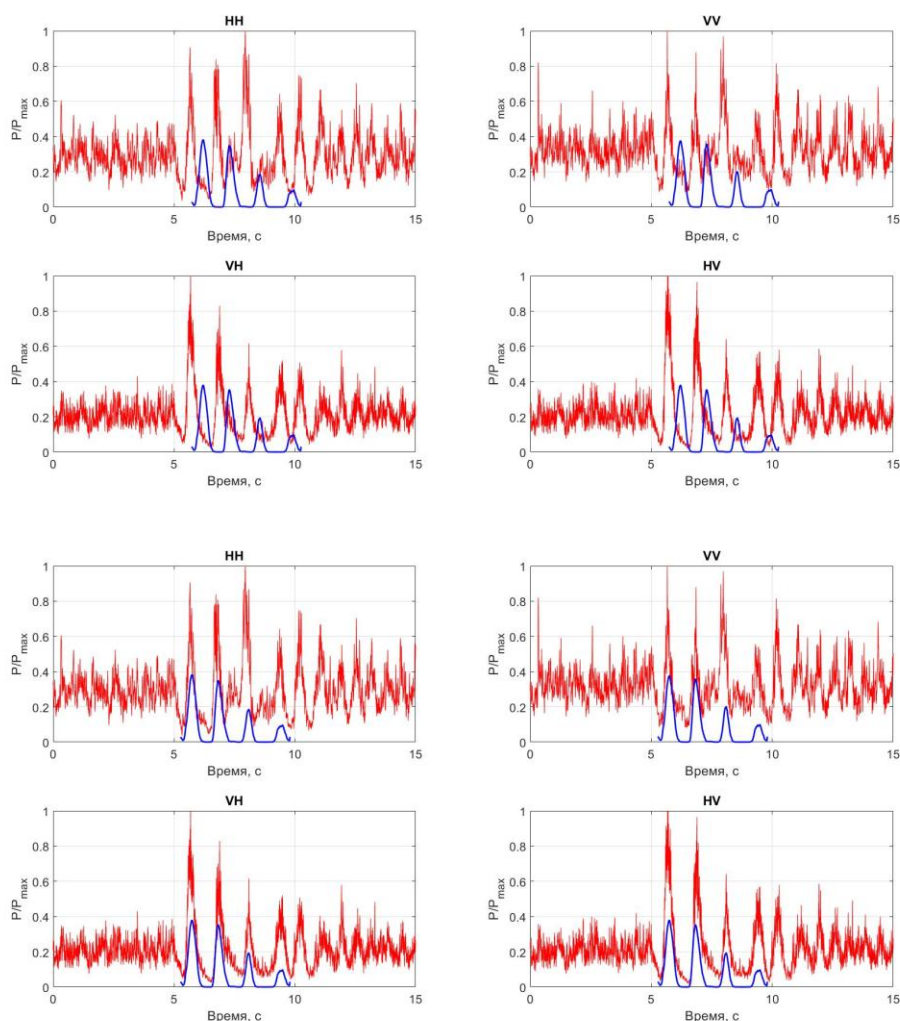


Рис. 4.9 Момент прохождения обрушений цуга поверхностных волн через область наблюдения. Красные линии – величина нормированной мощности принятого сигнала, синие линии – доля пенного покрытия, полученная из обработки оптических изображений водной поверхности. На верхней панели представлены исходные временные зависимости, на нижней панели – совмещенные корреляционным методом. Скорость ветра $U_{10} = 38$ м/с.

Для дальнейшей обработки была выбрана вторая волна цуга, поскольку ее обрушение проходило на выглаженной откатом предыдущей волны водной поверхности, и таким образом практически исключалось влияние коротковолновой ряби на формирование рассеянного сигнала. Этот результат подтверждается анализом записей со струнных волнографов, аналогичный результат был получен в работе [97]. Этот эффект можно наблюдать для совмещенных зависимостей УЭПР от доли пенного покрытия при всех скоростях ветра (Рис. 4.10 (а-в)) и на спектрограмме на Рис. 4.8. Независимо от скорости воздушного потока, точки зависимости УЭПР от доли обрушений группируются возле одной кривой. Это указывает на то, что зависимость УЭПР от доли обрушений не зависит от скорости ветра, а значит, и от параметров волнения, которое определяется скоростью ветра.

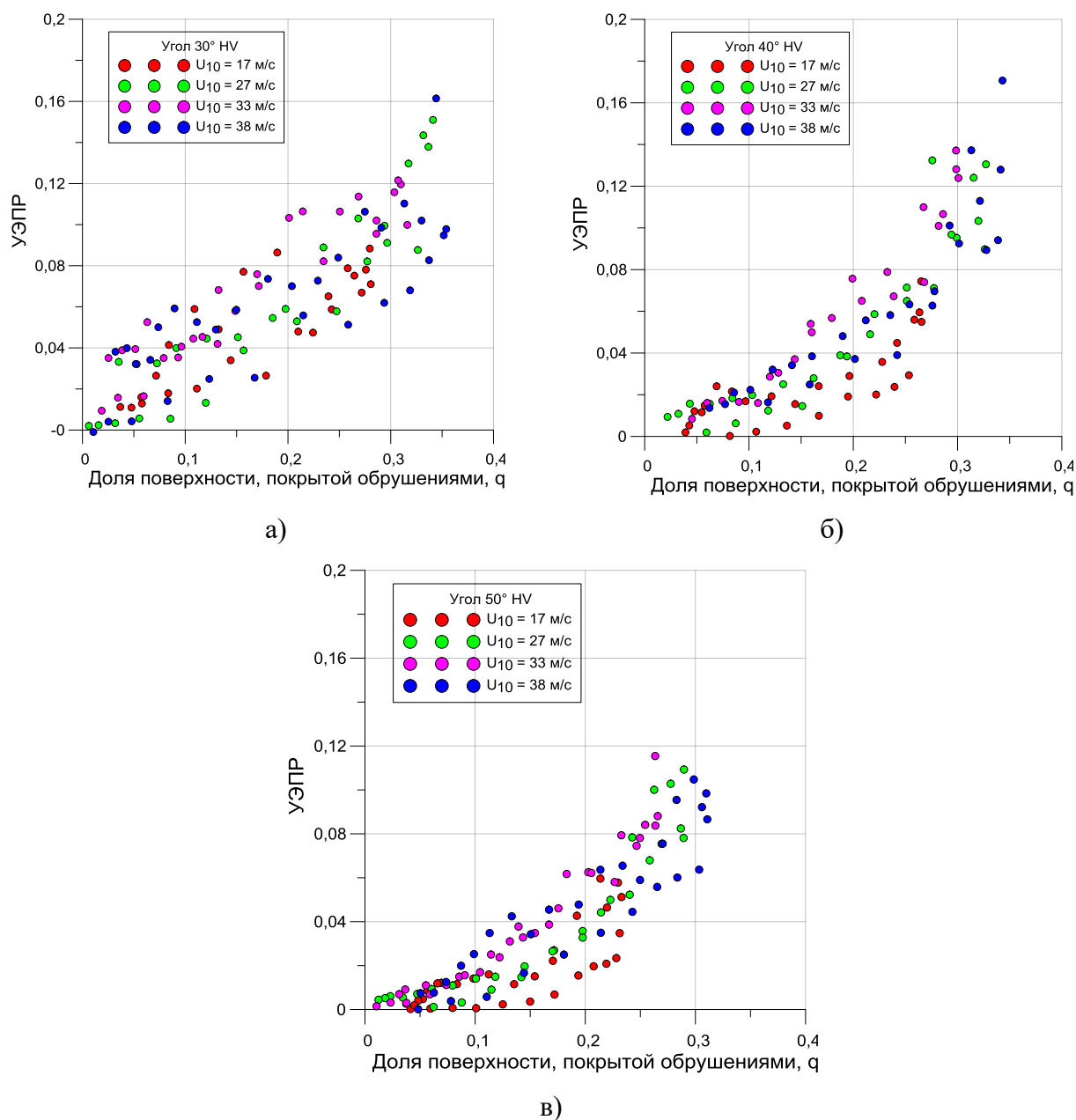


Рис. 4.10 Зависимости УЭПР водной поверхности при разных скоростях ветра для ортогональной поляризации HV от доли пенного покрытия для трех углов падения – 30° (а), 40° (б), 50° (в).

Рис. 4.10 (а-в) показывают резкий рост интенсивности рассеянного сигнала на ортогональной поляризации при возникновении в пятне рассеяния обрушающегося гребня волны. При этом σ_{HV} должна возрастать прямо пропорционально доли, которую составляет площадь обрушения в пятне засветки, q :

$$\sigma_{HV} = \alpha_{HV} q \quad (4.1)$$

С учетом того, что в описанном эксперименте область обрушения была окружена выглаженной поверхностью воды, можно считать, что принимаемый сигнал формируется за счет рассеяния от области обрушения. На Рис. 4.11 показаны бинированные зависимо-

сти УЭПР от доли поверхности, покрытой обрушениями, при трех углах зондирования, где объединены все скорости ветра и обе перекрестные поляризации.

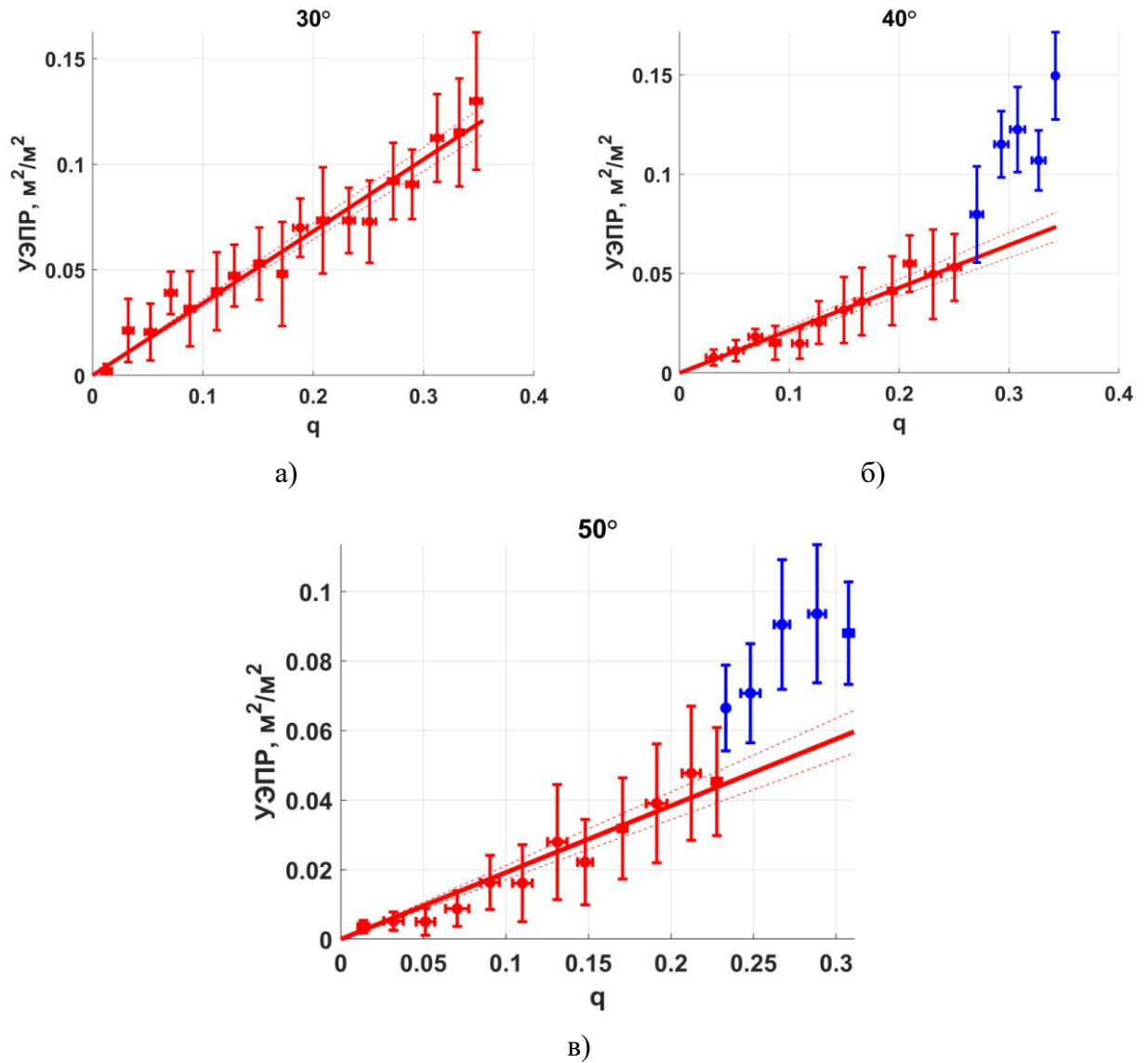


Рис. 4.11 Зависимости УЭПР водной поверхности для ортогональной поляризации HV от доли пенного покрытия для трех углов падения – 30° (а), 40° (б), 50° (в). Сплошная линия – аппроксимация зависимости формулой (4.1).

Для более пологих углов зондирования обнаружен резкий скачок зависимости УЭПР при увеличении доли обрушений выше 0.24 (синие точки), которые соответствуют непосредственно обрушению гребня волны в центре области наблюдения. Этот эффект может быть связан с переотражениями сигнала на полостях внутри обрушений. Поскольку характерные значения доли обрушений в лабораторном эксперименте без искусственного обрушения волн редко достигали величины 0.2, была обработана линейная часть зависимости. Аппроксимация данных дала следующие величины коэффициентов пропорциональности $[\alpha_{30^\circ}, \alpha_{40^\circ}, \alpha_{50^\circ}] = [0.36 \pm 0.04, 0.21 \pm 0.03, 0.19 \pm 0.03]$

4.5. Параметризация площади обрушений на водной поверхности

Площадь водной поверхности, покрытой обрушениями, S_{br} , можно определить, как величину, пропорциональную произведению вероятности появления обрушений, Fr в фиксированной точке и средней площади единичного обрушения, Ar :

$$S_{br} \sim Fr \times Ar$$

Fr оценивалась по временному ряду уклонов водной поверхности (полученной непосредственно по измерениям возвышений системой из трех струнных волнографов) как вероятность превышения порогового угла, при котором волны обрушаются $\theta_{br} = 30.37^\circ$ (см. [98]):

$$Fr = \iint_{\sqrt{\xi_x^2 + \xi_y^2} > \tan \theta_{thr}} P(\xi_x, \xi_y) d\xi_x d\xi_y \quad (4.2)$$

Средняя площадь одиночного обрушения Ar пропорциональна произведению длины гребня волны (в ветро-волновом канале она задается его шириной и примерно постоянна) на ширину области обрушения. Последняя оценивалась по временному ряду уклона водной поверхности как Fr . Сперва оценивалась продолжительность временного интервала W_t когда локальный уклон превышает пороговый угол $\theta_{br} = 30.37^\circ$. Затем пространственная ширина зоны обрушения, W_B , оценивалась как произведение W_t на фазовую скорость доминирующей волны, C_{max} , и на коэффициент 1.2: $W_B = W_t \cdot 1.2 C_{max}$. Здесь коэффициент 1.2 был выбран, принимая во внимание, что скорость гребня обрушающейся волны примерно на 20% выше, чем фазовая скорость доминирующей волны (см. Рис. 4.5 (нижняя панель)). Как показано на Рис. 4.12 (а), значение W_B , пропорционально значительной высоте волны H_s , измеренной непосредственно системой волнографов. Интересно, что этот результат аналогичен выводу в работе [99], который обнаружил, что ширина области обрушения пропорциональна высоте искусственно созданной прибойной волны.

В итоге была получена зависимость площади водной поверхности, покрытой обрушениями, $S_{br} \sim Fr \times W_B$, от u_* приведенная на Рис. 4.12 (б). Для построения параметризации зависимости площади поверхности воды, покрытой обрушениями, от u_* , мы использовали концепцию универсального метода Гиббса и аналогию Буссинеска между турбулентными пульсациями скорости и тепловыми движениями молекул в газе. Ранее аналогичный подход был успешно применен для описания статистики образования бэгов, явление которых тесно связано с процессами обрушения [96]. Центральным понятием метода Гиббса является канонический ансамбль, или совокупность состояний термодинамической системы, находящейся в слабом тепловом контакте с «тепловой ванной», т. е. средой, сохраняющей ее «температуру» неизменной. Метод Гиббса весьма универсален и приме-

ним для описания статистики любых «больших» систем, содержащих большое количество элементов. Тогда вероятность того, что энергия системы находится в диапазоне энергетических состояний $[E, E + dE]$ равняется:

$$dW = \gamma^{-1} e^{-\frac{E}{\gamma}} dE \quad (4.3)$$

В термодинамике, γ пропорциональна абсолютной температуре «тепловой ванны», т. е. средней кинетической энергии теплового движения молекул. Мы рассматриваем канонический ансамбль, состоящий из всех энергетических состояний границы воздух-океан, в том числе с обрушающимися волнами, а «тепловая ванна» — пограничный слой атмосферы. Тогда γ является функцией разгона волн и скорости ветра. Следуя аналогии Буссинеска между турбулентными пульсациями скорости и тепловыми движениями молекул в газе, γ пропорционально кинетической энергии турбулентных пульсаций, которая в турбулентном пограничном слое пропорциональна u_*^2 .

Когда энергия E превышает некоторый порог E_0 , включается режим обрушения волн, и доля поверхности воды, покрытая обрушениями, является некоторой функцией энергии $S_{br}(E)$. Раскладывая $S_{br}(E)$ в окрестности порога E_0 , получаем $S_{br}(E) = \delta(E - E_0) + \dots$ Средняя площадь поверхности, покрытой обрушениями $\langle S_{br} \rangle$ по определению равна:

$$\langle S_{br} \rangle = \int_{E_0}^{\infty} \frac{S_{br}(E)}{\gamma} e^{-\frac{E}{\gamma}} dE = \delta \gamma e^{-\frac{E_0}{\gamma}} = N_0 \frac{u_*^2}{U_0^2} \exp\left(-\frac{U_0^2}{u_*^2}\right) \quad (4.4)$$

Здесь мы аппроксимируем $S_{br} \sim FrW_B$ данной функцией:

$$FrW_B = q_0 \frac{u_*^2}{U_0^2} e^{-\frac{U_0^2}{u_*^2}} \quad (4.5)$$

которая хорошо описывает экспериментальные данные (Рис. 4.12 (б)), где $U_0=0.34$ м/с, $q_0=0.006$.

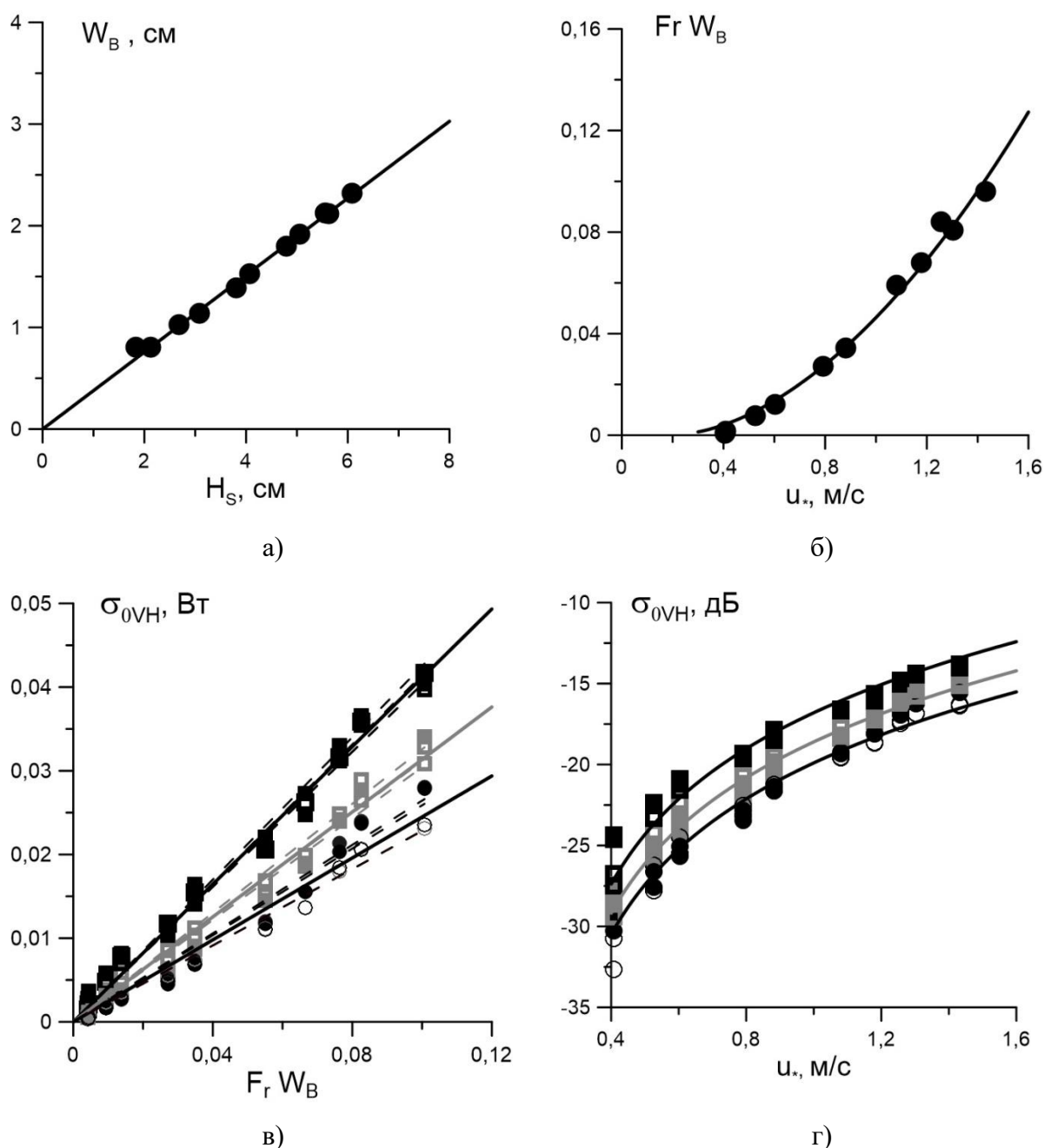


Рис. 4.12 (а) Средняя ширина области, охваченной одним обрушением, в зависимости от значительной высоты волны; (б) площадь водной поверхности, покрытой обрушениями, в зависимости от u_* и аппроксимация формулой (4.5); (в) мощность рассеянного сигнала на ортогональной поляризации, линейные единицы в зависимости от расчетной $Fr W_B$; (г) УЭПР на ортогональной поляризации в децибелах, аппроксимированная (4.6). На (в) и (г) символы соответствуют разным углам падения: черные квадраты – 30° , серые квадраты – 40° , черные кружки – 50° , закрытые символы для зондирования против ветра и открытые символы для зондирования по ветру.

Сравнение с измерениями обратного рассеяния радара на Рис. 4.12 (в) показывает, что мощность отраженного излучения в линейных единицах пропорциональна $S_{br} \sim Fr W_B$.

Тогда, следовательно, УЭПР в децибелах, σ_{0VH} , соответствует \log_{10} -зависимости от $S_{br} \sim FrW_B$. И учитывая зависимость (4.5) $S_{br} \sim FrW_B$ от u_* получаем:

$$\sigma_{0VH}(u_*, \theta) = 20 \log_{10} \frac{u_*}{u_{*0}} + B(\theta) - \frac{V_0^2}{u_*^2} \quad (4.6)$$

что хорошо согласуется с данными Рис. 4.12 (г). Константы в уравнении (4.6), полученные из наилучшего соответствия данных на Рис. 4.12 (г), равны $u_{*0} = 1$ м/с, $V_0 = 0.71$ м/с, $B(\theta) = -11.8 - 0.155\theta$, где угол θ приведен в градусах. Константы в уравнениях (4.5) и (4.6) связаны следующим образом $V_0 = U_0 (10 \log_{10} e)^{1/2}$.

Было проведено сравнение данных о площади водной поверхности, покрытой обрушениями, для двух независимых способов измерения: обработкой оптических изображений (п. 3.4) и по записям возвышений со струнных волнографов. На Рис. 4.13 приведена зависимость $Fr \times H_s$, пропорциональная количеству обрушений на водной поверхности, полученная двумя способами. Видно, что оба метода дают схожие результаты, асимптотика измерений волнографа хорошо описывает результаты оптических измерений.

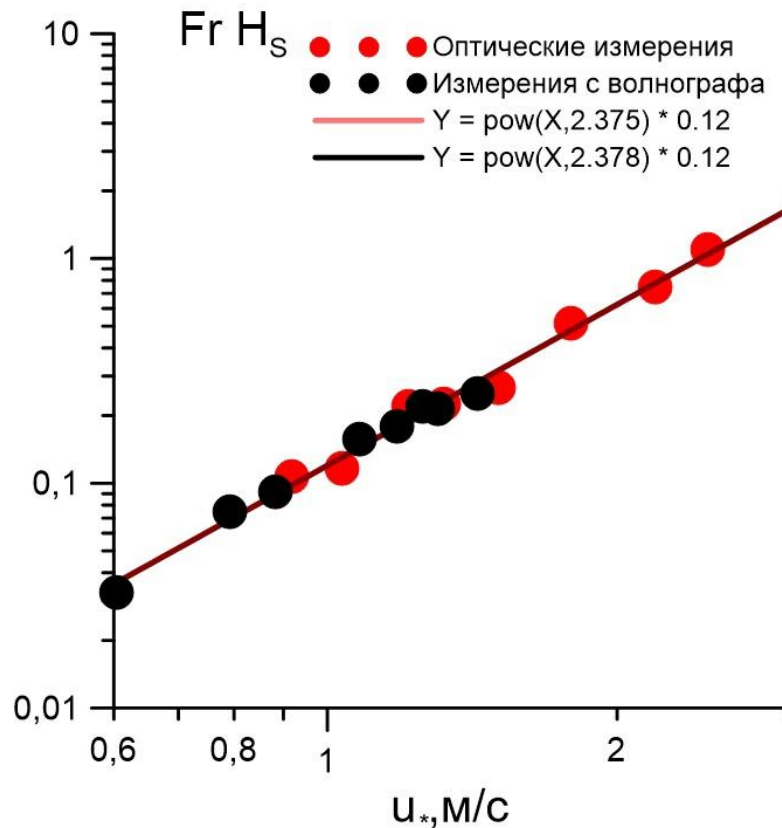


Рис. 4.13 Величина $Fr \times H_s$, полученная из измерений системой волнографов и путем обработки оптических изображений водной поверхности.

4.6 Выводы

В данной главе описан эксперимент, конечной целью которого является построение функции геофизической модели (ГМФ) для восстановления скорости ветра и поверхностного напряжения при сильном ветре по обратному радиолокационному рассеянию ортогонально поляризованного сигнала от поверхности воды. Основные качественные физические особенности исследовались на основе лабораторного эксперимента по изучению обратного рассеяния X-диапазона от водной поверхности под действием сильного ветра. Измерения показали, что УЭПР на ортогональной поляризации сохраняет чувствительность к скорости ветра и ветровому напряжению (или скорости трения) при сильном ветре свыше 20 м/с, в отличие от сигнала на соосной поляризации. На основе анализа доплеровских спектров и одновременных измерений параметров поверхностных волн была выдвинута гипотеза, что при сильном ветре отраженный сигнал на ортогональной поляризации формируется в основном за счет рассеяния на обрушениях.

С помощью доплеровского скаттерометра X-диапазона было исследовано рассеяние микроволнового излучения на обрушающихся волнах. Обнаружено, что основной вклад в рассеяние радиолокационного сигнала вносят обрушения гребней энергонесущих волн. Обнаружена монотонная зависимость мощности принимаемого сигнала на ортогональной поляризации при увеличении доли поверхности воды, покрытой обрушениями (барашками). Обнаружено, что после достижения пиковой мощности на максимальной площади доли покрытия барашком значение мощности падает ниже фона, что связано с выглаживанием водной поверхности на заднем склоне волн. В предположении, что в эксперименте при интенсивном обрушении волны на выглаженной поверхности рассеянный сигнал формируется только на структурах обрушений, предложены зависимости УЭПР от площади обрушений для трёх углов зондирования.

Глава 5. Модели рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона на поверхности воды при сильном ветре

5.1. Введение

В предыдущей главе было выдвинуто предположение о том, что ортогонально поляризованный сигнал формируется на обрушающихся гребнях волн и была измерена УЭПР обрушений. Поскольку водная поверхность покрыта не только обрушениями, необходимо провести оценку вклада обрушающихся волн в общую УЭПР водной поверхности и предложить ГМФ, отдельно учитывающую вклад в рассеяние от ветровых волн и от обрушений. Успех предложенного подхода в отношении лабораторных данных позволит применить предложенную методику на данные натурных измерений. Для выполнения этой задачи требуется провести численное моделирование рассеяния на ветровых волнах, используя экспериментально измеренный спектр волнения. Наиболее подходящей моделью, способной описывать поведение УЭПР на ортогональной поляризации, является модель «малых уклонов» [71], ввиду отсутствия в ней параметра, разделяющего шероховатости по их пространственному масштабу, как в двухмасштабной модели. При этом условие применимости модели состоит в том, что углы скольжения падающей и рассеянной волны должны превышать уклоны поверхности, как было показано автором модели [70] и продемонстрировано с помощью численного моделирования в работах [100, 101]. Подобный подход был использован в работе [51], однако с использованием только теоретических расчетов. При этом необходимо отметить, что в эксперименте была сгенерирована только так называемая “active whitecap”, образующаяся в результате обрушения волн, в то время как в натуральных условиях постоянно присутствует “static foam”, которая связана с более ранними процессами обрушений. В лабораторном эксперименте “static foam” практически отсутствует из-за того, что в эксперименте используется пресная вода и образовавшееся в процессе обрушения пенное покрытие быстро исчезает. Процессы возникновения пенных образований являются слабо изученными, и само пенное покрытие на морской поверхности имеет характерную ширину от нескольких сантиметров до метров, в зависимости от этапа развития. Сам характер пузырьков, образующих пену, сильно варьируется и его основными характеристиками являются характерный радиус пузырьков и их насыщенность морской водой, которая позволяет разделить пену на “сухую” и “влажную”.

5.2 Создание композитной модели рассеяния излучения на водной поверхности при экстремальных скоростях ветра

Ранее в главе 4.4 были измерены характеристики микроволнового сигнала, рассеянного на обрушающихся волнах, в частности, была определена УЭПР обрушения и экспериментально измерена функциональная зависимость доли обрушений на водной поверхности от скорости ветра и динамической скорости ветра. Однако помимо обрушений на водной поверхности присутствует ветровое волнение, вклад которого в рассеянный сигнал необходимо рассчитывать отдельно. Модель SSA-2, предложенная А. Г. Вороновичем [70-72], позволяет моделировать рассеяние сигнала ортогональной поляризации на взволнованной водной поверхности, используя информацию о спектре волнения. Общий вид уравнения для вычисления УЭПР имеет следующую форму:

$$\begin{aligned} \sigma_{\alpha\beta, \alpha'\beta'}(\vec{k}, \vec{k}_0) &= \frac{4q_k^2 q_0^2}{\pi(q_k + q_0)^2} \{ B_{\alpha\beta}^M(\vec{k}, \vec{k}_0) \bar{B}_{\alpha'\beta'}^M(\vec{k}, \vec{k}_0) \\ &\bullet \int_{r < r_{\max}} \exp \left[-i(\vec{k} - \vec{k}_0) \vec{r} - (q_k + q_0)^2 (C(0) - C(\vec{r})) \right] d\vec{r} \\ &+ \int_{r < r_{\max}} \exp \left[-i(\vec{k} - \vec{k}_0) \vec{r} - (q_k + q_0)^2 (C(0) - C(\vec{r})) \right] f_{\alpha\beta, \alpha'\beta'}(\vec{r}; \vec{k}, \vec{k}_0) d\vec{r} \} \end{aligned} \quad (5.1)$$

Здесь \vec{k}, \vec{k}_0 – горизонтальные волновые числа рассеянной и падающей волны, q, q_0 – вертикальные волновые числа рассеянной и падающей волны, B – матрицы размерностью 2×2 , описывающие 4 поляризации и зависящие от геометрии рассеяния и диэлектрических свойств среды, C – корреляционная функция поверхности. Вычисление приведенных выше интегралов представляет собой отдельную численную задачу, требующую больших вычислительных мощностей и высоких объемов оперативной памяти. В связи с этим развиваются модели, упрощающие численный счет в рамках SSA-2, в частности, такая модель для сигнала на ортогональной поляризации была предложена в работе [73].

Упрощение модели в данной работе основано на полиномиальной аппроксимации матрицы M , модифицирующей исходный спектр поверхности. Упрощенная модель имеет различные выражения для УЭПР для случаев ненадирного и надирного падения/рассеяния сигнала. Также авторами была получена аппроксимация для ненадирного случая и высокой частоты р/л сигнала и проверена ее работоспособность. Для моделирования рассеяния на водной поверхности в ветро-волновом канале была использована формула из указанной работы, предполагающая ненадирные углы падения и слабое изменение спектра кривизны в области берегового волнового числа

$$\sigma_{12} = 4\pi |G_\gamma|^2 \cotan^2(\theta_i) Q_H^4 \Gamma(\bar{Q}_H) mss_y \quad (5.2)$$

где Q_H - брегговское волновое число, $\Gamma(\bar{Q}_H)$ - компонента пространственного спектра в области брегговского волнового числа, mss_y - среднеквадратичный уклон поверхности в направлении, перпендикулярном падающей волне. Наличие в формуле поперечного уклона в явном виде демонстрирует важность наклона плоскости падения при рассеянии сигнала на ортогональной поляризации. Вся формула может быть интерпретирована как комбинация брегговского рассеяния (из-за наличия $\Gamma(\bar{Q}_H)$) и рассеяния на длинных волнах (из-за наличия mss_y).

Также традиционно и до сих пор для моделирования рассеяния широко используется двухмасштабная модель (two-scale model, TSM). В рамках этой модели считается, что волны с длиной, удовлетворяющей резонансному (брегговскому) рассеянию, расположены на склонах более длинных волн, что приводит к изменению локального угла взаимодействия излучения с брегговской решеткой. Для учета эффекта модуляции коротких волн крупномасштабным волнением, необходимо знать распределение уклонов длинных волн, при этом параметр, разделяющий волнение на крупно- и мелкомасштабное, находится в широком диапазоне волновых чисел, от $k/1.5$ до $k/40$. Итоговая формула для расчета УЭПР была предложена в работе [93]

$$\sigma_{VH}(\theta) = \int_{-\infty}^{\infty} d(\tan \psi) \int_{-\infty}^{\infty} d(\tan \psi) \sigma_{VH}^0(\theta_i) p(\tan \psi, \tan \delta) \quad (5.3)$$

где, $p(\tan \psi, \tan \delta)$ - плотность распределения вероятности уклонов длинных волн на поверхности воды в продольном и поперечном направлении, θ_i - локальный угол падения.

$$\sigma_{cross}^0(\theta) = 16\pi k^2 \cos^4(\theta_i) \left(\frac{\alpha \sin(\delta) \cos(\delta)}{\alpha_i^2} \right)^2 |g_{\parallel}^{(1)}(\theta_i) - g_{\perp}^{(1)}(\theta_i)|^2 \times \Gamma(2k\alpha, 2k\gamma \sin \delta) \quad (5.4)$$

$$\alpha_i = \sin \theta_i, \alpha = \sin(\theta + \psi), \gamma = \cos(\theta + \psi) \quad (5.5)$$

и коэффициенты g – коэффициенты рассеяния первого порядка. Таким образом, в случае использования этой модели необходимо знание не только спектра волнения, но и плотности распределения вероятности уклонов длинных волн. Для вычисления плотности распределения исходный сигнал с каждого из трех каналов волнографа был обработан фильтром низких частот. Для нахождения соответствия частоты волновому числу было использовано дисперсионное соотношение для глубокой воды. Для разделения крупно- и

мелкомасштабного волнения была выбрана величина волнового числа $k/4$. Как показало моделирование, результат вычислений достаточно слабо зависит от выбора разделяющего параметра. Для восстановления спектра поверхностного волнения был использован метод FDM, описанный в пункте 2.4. Измерения возвышений водной поверхности проводились шестиканальным волнографом с меньшей базой, нежели у трехканального. Это позволило расширить область измеряемых волновых чисел до 2.5 рад/см. Правильное восстановление спектра в этой области особенно важно при моделировании рассеяния методом SSA, поскольку волновое число падающей волны ограничивает сверху интеграл, по которому производится расчет среднеквадратичного уклона волн, отфильтрованного радаром, в направлении, поперечном падающему излучению. Бреговское волновое число для длины волны 3.2 см и угла падения 30 градусов составляет 1.9 рад/см, что говорит о возможности использования экспериментально измеренного спектра в лаборатории для моделирования рассеяния. На Рис. 5.1 приведен пример промоделированной зависимости УЭПР от скорости ветра для угла падения 30 градусов.

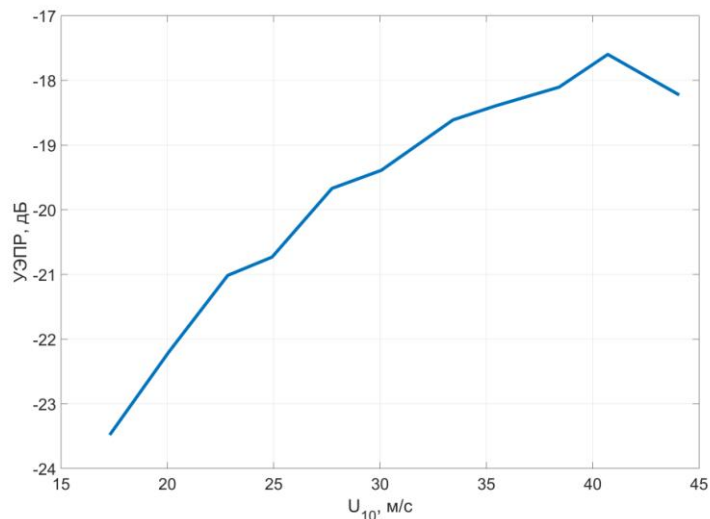


Рис. 5.1 УЭПР водной поверхности на ортогональной поляризации, рассчитанная в рамках модели SSA-2 с использованием экспериментально измеренных спектров ветрового волнения по формуле (5.2).

Для построения ГМФ примем во внимание, что рассеяние от поверхности определяется некогерентным сложением сигналов, рассеянных областями обрушения, и частью поверхности воды, свободной от обрушений, аналогично [102]:

$$\sigma_{HV} = \sigma_{BR}q + \sigma_{SSA}(1-q) \quad (5.6)$$

где первое слагаемое отвечает за вклад в рассеяние от обрушений, а второе – за рассеяние сигнала на ветровых волнах, вычисленное с помощью метода малых уклонов.

Для расчетов использовалась полученная в пункте 4.5 зависимость УЭПР водной поверхности от доли обрушений (формула (4.1)), зависимость площади обрушений от скорости ветра из пункта 3.4 (формула (3.7)) и УЭПР ветрового волнения, вычисленного напрямую из экспериментально измеренных спектров волнения (формула 5.5). На Рис. 5.2 приведены зависимости УЭПР на ортогональной поляризации, рассчитанной по формуле (5.6) и его ветровой части, описываемой вторым членом уравнения (5.6).

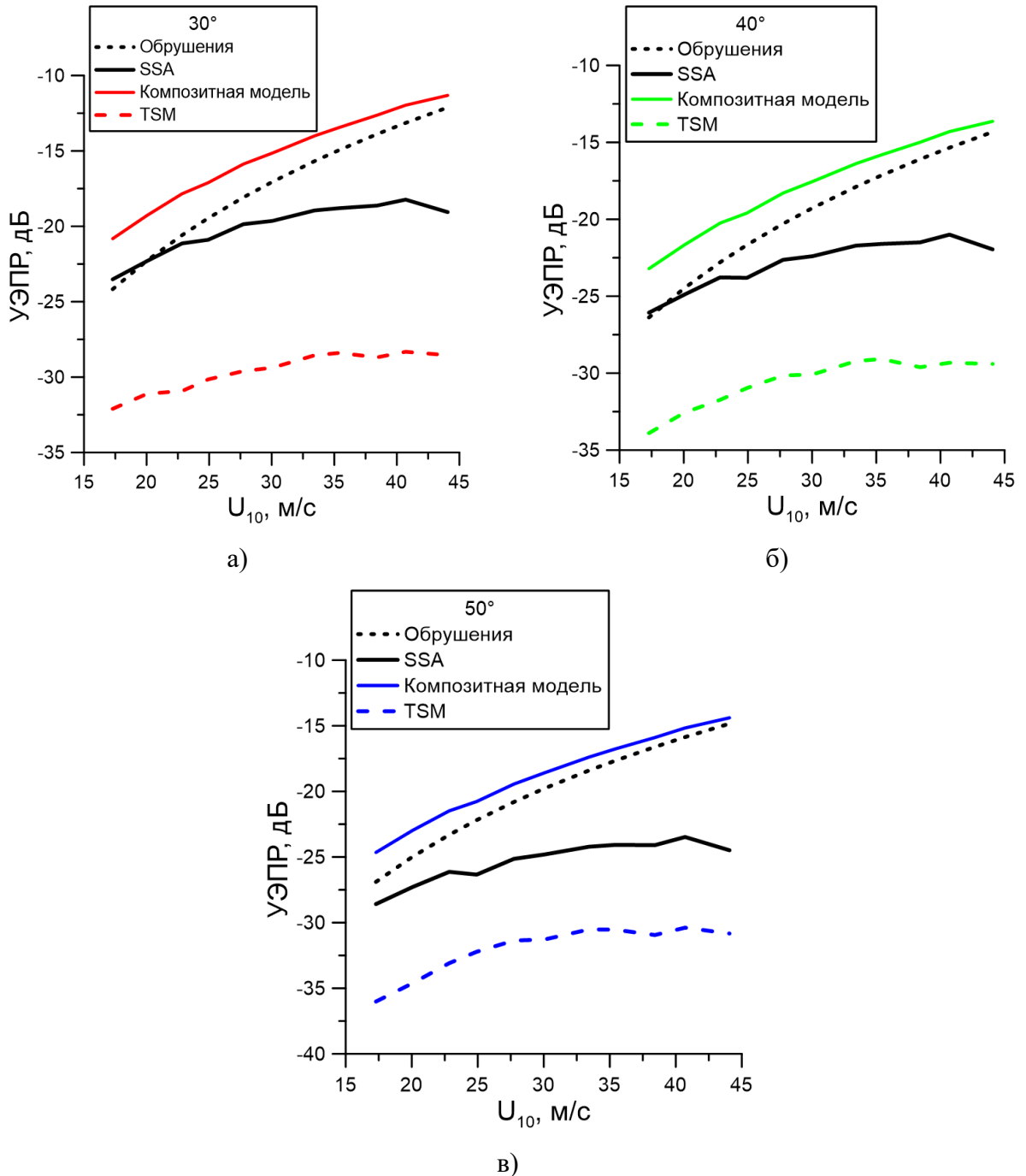


Рис. 5.2 Зависимость УЭПР на ортогональной поляризации, рассчитанная в рамках модели SSA-2 (формула (5.2)), оценке вклада обрушений (формула (4.1)), по предложенной ГМФ (формула (5.6)) и по двухмасштабной модели (формула (5.3)) для углов падения 30° , 40° , 50° .

Из рассчитанных зависимостей видно, что сигнал на ортогональной поляризации, рассеянный на ветровых волнах, демонстрирует тенденцию к насыщению аналогично сигналу на соосной поляризации. При этом непрерывный рост УЭПР при высоких скоростях ветра, наблюдаемый в экспериментальных данных, обеспечивается за счет рассеяния на обрушающихся гребнях волн, что следует из анализа предложенной ГМФ. Для наглядности на графиках также приведены расчеты УЭПР в рамках двухмасштабной модели, которая значительно недооценивает мощность рассеянного сигнала на ортогональной поляризации, по сравнению с методом малых наклонов. На Рис. 5.3 приведено сравнение экспериментально измеренных зависимостей УЭПР водной поверхности со спорадическим характером обрушений ветровых волн при различных скоростях ветра для трёх углов зондирования и рассчитанных по предложенной композитной модели.

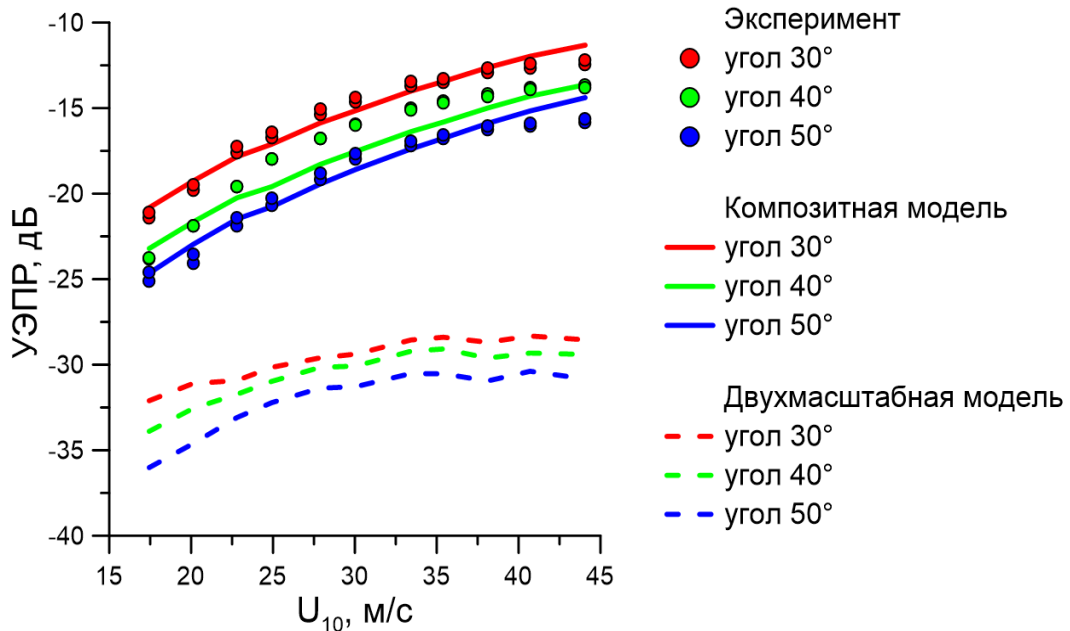


Рис. 5.3. Сравнение экспериментально измеренных УЭПР (цветные круги) с теоретическими расчетом по предложенной ГМФ.

Предложенная модель демонстрирует хорошее совпадение с экспериментальными измерениями. Функциональные отличия модели и экспериментальных данных вероятнее всего связаны с качественной эволюцией структур обрушения, которые отвечают за деполаризацию сигнала. В то же время, сравнение с результатами расчетов двухмасштабной модели дают возможность сделать вывод о правильности выбора модели SSA для моделирования рассеяния сигнала на ветровых волнах. Способность предложенной полуэмпирической модели описывать поведение УЭПР на ортогональной поляризации говорит о возможности использовать разработанную методику для конструирования ГМФ, применимых к данным натурных измерений. Основное отличие будет заключаться в необходимости

сти использования морского, а не лабораторного спектра волнения и пересчете доли обрушений на водной поверхности на натурные условия.

5.3. Примеры использования предложенной ГМФ на данных дистанционного зондирования

Для построения ГМФ примем во внимание, что рассеяние от поверхности определяется некогерентным сложением сигналов, рассеянных областями обрушения, и частью поверхности воды, свободной от обрушений:

$$\sigma_{HV} = \sigma_{BR}q + \sigma_{SSA}(1 - q) \quad (5.7)$$

В работе [95] приведены расчеты вклада в рассеяние шероховатой поверхности воды на ортогональной поляризации методом малых уклонов. Расчеты показали, что вклад поверхности воды, свободной от обрушений, практически не зависит от скорости ветра и сравнительно слабо зависит от угла визирования. Полученную в [92] зависимость можно аппроксимировать выражением:

$$\sigma_{SSA} = 10^{-2.65+0.02(30^\circ - \theta)} \quad (5.8)$$

Отметим, что в [95] расчеты проводились для С-диапазона микроволнового излучения, а наши эксперименты - для Х диапазона. Однако, как показано в [92], УЭПР поверхности воды на ортогональной поляризации слабо чувствителен к длине волны излучения.

Доля поверхности воды, покрытой обрушениями, зависит от скорости ветра и параметров волнения. Эта характеристика в натуральных условиях экспериментально исследовалась многими авторами, например, [103-110]. При этом следует различать область обрушения волны ("active whitecap") и пенный след, остающийся после обрушения волны ("maturing whitecap"). В работе [111] соответствующее разделение было произведено, и отдельно изучены свойства обоих типов пенных образований на поверхности воды. В наших экспериментах измеряются характеристики именно обрушающегося гребня волны, и именно они соотносятся с рассеянием на ортогональной поляризации. В связи с этим для определения параметра q были использованы данные об "active whitecap" из [111]. Связь рассеяния на ортогональной поляризации с комплексной структурой поверхности воды, вызванной присутствием обрушений волн, отмечалась также в работе [112].

На Рис. 5.4 показана зависимость доли площади поверхности воды, покрытой обрушениями волн, в зависимости от безразмерного параметра

$$\text{Re}_{bw} = \frac{u_*^2}{\omega_p \nu_w} \quad (5.9)$$

называемого ветро-волновое число Рейнольдса. Здесь u_* - динамическая скорость в приводном пограничном слое атмосферы, ω_p - частота спектрального пика ветровых волн, ν_w - кинематическая вязкость воды. Этот параметр был введен [113] для параметризации сильно нелинейных мелкомасштабных процессов на границе атмосферы и океана. Re_{bw} можно выразить и через скорость ветра на высоте 10 м:

$$\text{Re}_{bw} = \frac{U_{10}^3 C_D}{g \nu_w \Omega} \quad (5.10)$$

Здесь C_D - коэффициент аэродинамического сопротивления поверхности воды, g - ускорение свободного падения, $\Omega = U_{10}/c_p$ - параметр возраста волнения.

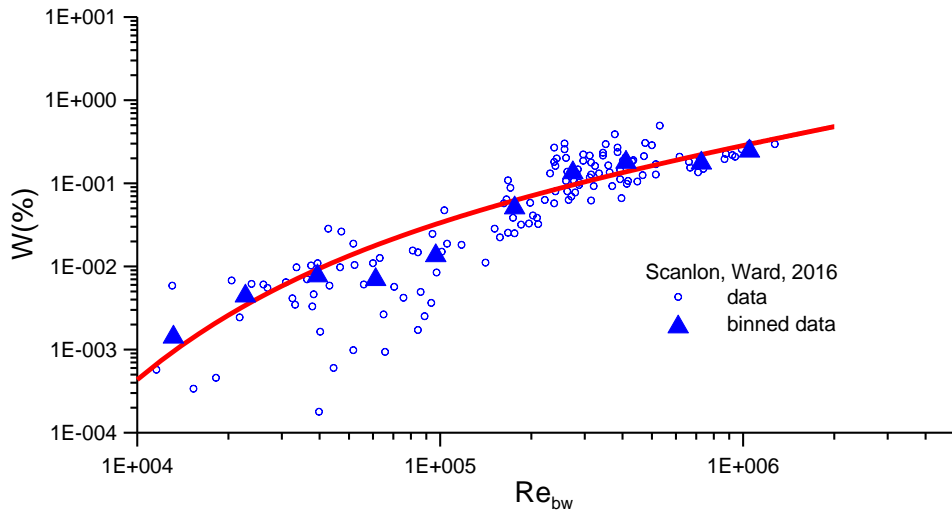


Рис. 5.4 Зависимость доли площади поверхности воды, покрытой обрушениями волн, от Re_{bw} .

Зависимость $q(\text{Re}_{bw})$ аппроксимирована формулой, которая следует из общих принципов статистической физики (подробности см. в п. 4.5):

$$q = 3.4 \cdot 10^{-7} \cdot \text{Re}_{bw}^{2/3} \exp\left(-\frac{1662.6}{\text{Re}_{bw}^{2/3}}\right) \quad (5.11)$$

С учетом (5.7), (5.8), (5.10), (5.11) получим зависимость УЭПР на ортогональной поляризации в зависимости от скорости ветра и параметров волнения:

$$\sigma_{HV} = (\alpha_\theta \cdot 3.4) \cdot 10^{-7} \cdot U_{10}^2 \left(\frac{C_D}{g \nu_w \Omega}\right)^{2/3} \exp\left(-\frac{1662.6}{U_{10}^2} \left(\frac{g \nu_w \Omega}{C_D}\right)^{2/3}\right) + 10^{-2.65+0.02(30^\circ-\theta)} q \quad (5.12)$$

Рис. 5.5 показывает хорошее согласие расчетов по формуле (5.12) и натуральных данных из работы [114], полученных путем совмещения измерений SFMR и PCA-изображений тропических циклонов со спутника Sentinel-1. Геофизическая модельная функция показывает заметную чувствительность к скорости приводного ветра даже в условиях урагана и может служить основой для разработки алгоритма восстановления скорости ветра в ураганах по данным рассеяния микроволнового излучения на ортогональной поляризации. Расхождение с экспериментальными данными в области высоких скоростей ветра может быть вызвано как существенным влиянием на результат выбираемой параметризации $u_*(U_{10})$, так и отличиями УЭПР обрушений в С и Х-диапазонах.

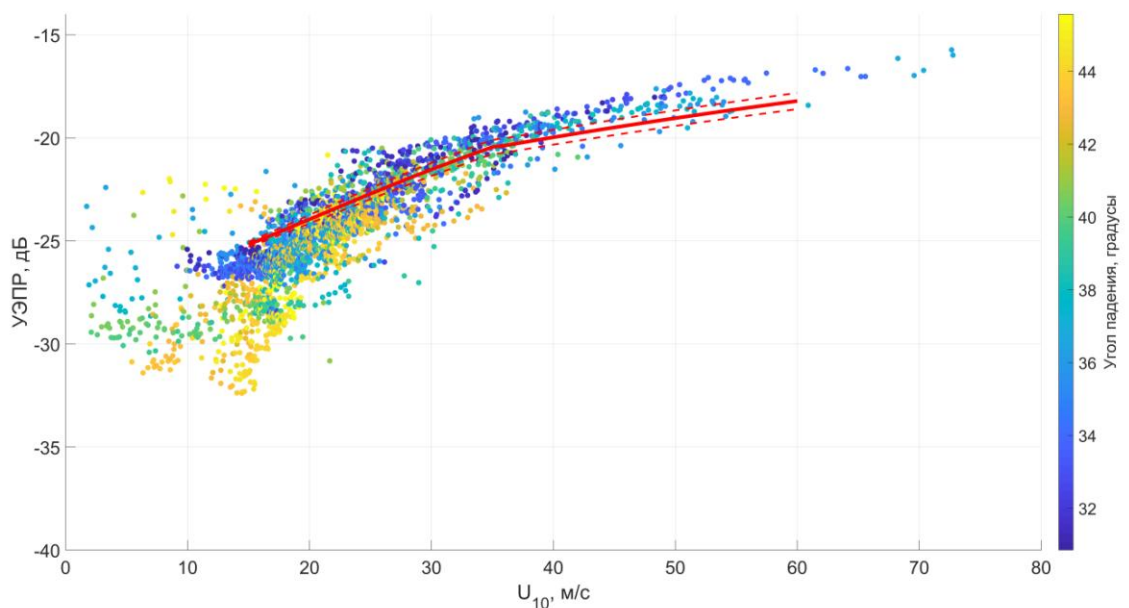


Рис. 5.5 Сопоставление УЭПР на ортогональной поляризации и скорости ветра, полученной по PCA-изображениям ураганов со спутника Sentinel-1 [114]. Красная линия - расчет по формуле (5.12).

5.4. Выводы

Используемая методика конструирования ГМФ подразумевает отдельный учет вклада в рассеянный сигнал от ветровых волн и от обрушений. Были проведены лабораторные эксперименты по измерению УЭПР на ортогональной поляризации в широком диапазоне скоростей ветра, вплоть до 45 м/с, параметры поверхностного волнения фиксировались шестиканальным волнографом, позволяющим восстанавливать пространственный спектр методом FDM вплоть до 2.5 рад/см. Используя измеренный спектр и упрощенную модель малых уклонов, была промоделирована УЭПР водной поверхности на ортогональной поляризации, обусловленная рассеянием на ветровых волнах, которая проде-

монстрировала насыщение при высоких скоростях ветра подобно УЭПР на соосной поляризации.

Была предложена композитная ГМФ, отдельно учитывающая вклад в рассеяние от ветровых волн и от обрушений. Анализ получившейся зависимости продемонстрировал, что чувствительность УЭПР на ортогональной поляризации к вариациям скорости ветра при скоростях более 30 м/с обеспечивается возрастающим вкладом обрушений в рассеяние. Сравнение предложенной ГМФ с данными лабораторных измерений продемонстрировало хорошее совпадение. Используя предложенный подход, было проведено сравнение с данными натурных измерений УЭПР на ортогональной поляризации в С-диапазоне, полученные путем коллокации данных радиометра SFMR и РСА-изображений ураганов со спутника Sentinel-1. Зависимость хорошо описывает экспериментальные данные, однако несколько отклоняясь от экспериментальных точек в области высоких скоростей ветра, что может быть связано как со существенным влиянием на результат выбора используемых параметризаций, так и разницей УЭПР обрушений в С и Х-диапазонах.

Заключение

В заключении кратко сформулированы основные результаты диссертации.

1. На основе лабораторного моделирования рассеяния СВЧ-радиоволн на поверхности воды под действием штормового ветра показано, что мощность рассеянного электромагнитного излучения в ортогональную поляризацию, сохраняет чувствительность не только к скорости ветра, но и к динамической скорости ветра при ураганных условиях.

2. Экспериментально показано, что рассеяние СВЧ-радиоволн в ортогональную поляризацию обусловлено неоднородностями на поверхности, движущимися со скоростями, превышающими примерно на 20% фазовые скорости энергонесущих ветровых волн, которые были идентифицированы как обрушающиеся гребни волн.

3. Предложена и реализована экспериментальная методика, позволяющая измерить УЭПР области обрушения. Экспериментально показано, что УЭПР в ортогональную поляризацию в пределах экспериментальной точности не зависит от скорости ветра.

4. Построена композитная модель рассеяния электромагнитных волн в ортогональную поляризацию на морской поверхности, частично покрытой обрушениями, основанная на применении модели «малых уклонов» второго порядка и экспериментальных данных об УЭПР "изолированной" области обрушения. Верификация на основе результатов лабораторных экспериментов подтвердила применимость предложенной композитной модели к описанию рассеяния СВЧ-радиоволн на поверхности воды, находящейся под действием штормового ветра.

5. Показано, что рост УЭПР в ортогональную поляризацию при возрастании скорости приводного ветра обусловлен ростом доли поверхности, покрытой обрушениями, в то время как вклад в УЭПР от ветрового волнения испытывает насыщение.

6. Показано, что компонента УЭПР, связанная с рассеянием на ветровом волнении как в соосную, так и в ортогональную поляризацию, испытывает насыщение при высоких скоростях ветра. Возрастание рассеянного в ортогональную поляризацию сигнала с ростом скорости ветра обусловлено рассеянием на обрушениях волн и связано с увеличением доли площади поверхности, покрытой обрушениями.

Список литературы

1. *Zhang B., Perrie W.* Cross-polarized synthetic aperture radar: a new potential technique for hurricanes // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2012 V. 93, № 4. P. 531–541.
2. *Hwang P.A., Zhang B., Perrie W.* Depolarized radar return for breaking wave measurement and hurricane wind retrieval // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37, L01604.
3. *Mouche A., Chapron B., Knaff J., Zhao Y., Zhang B., Combot C.* Copolarized and cross-polarized SAR measurements for high-resolution description of major hurricane wind structures: Application to Irma category 5 hurricane // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. V. 124, P. 3905–3922.
4. *Plant, W. J.* A relationship between wind stress and wave slope // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87, P. 1961–1967.
5. *Moon I., Kwon J.I., Lee J.-C., Shim J.-S., Kang S. K., Oh I. S., Kwon S. J.* Effect of the surface wind stress parameterization on the storm surge modeling // *Ocean Modelling*. 2009. V. 29, № 2. P. 115-127
6. *Sverdrup H.U.* Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the equatorial currents of the eastern Pacific // *Proc. Natl. Acad. Science*. 1947. V. 33, P. 318–326.
7. *Liu W. T., Xie X., Tang W.* Scatterometer’s unique capability in measuring ocean surface stress // *Oceanography from Space*. 2016, P. 93–111.
8. *Liu, W. T., Xie X.* Sea surface wind/stress vector // *Encyclopedia of Remote Sensing 2014* E. Njoku, Ed., Springer-Verlag.
9. *Liu, W. T.* Progress in scatterometer application // *J. Oceanogr.* 2002. V.58, P. 121–136.
10. *Jones, W. L., Schroeder L. C.* Radar backscatter from the ocean: Dependence on surface friction velocity // *Bound.-Layer Meteor.* 1978. V. 13, P. 133–149.
11. *Weismann, D. E., Davidson K. L., Brown R. A., Friehe C. A., Li F.* The relationship between the microwave radar cross section and both wind speed and stress: Model function studies using Frontal Air–Sea Interaction Experiment data // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, P. 10 087–10 108.
12. *Colton, M., Plant W. J., Keller W. C., Geernaert G. L.* Tower-based measurements of normalized radar cross section from Lake Ontario: Evidence of wind stress dependence // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, P. 8791–8813.
13. *Hersbach H., Stoffelen A., de Haan S.* An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5 // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112, C03006.

14. *Fairall, C.W. et al.* Bulk parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm // *J. Climate*. 2003. V.16, № 4. P. 571–591.
15. *W. Liu, Tang W.* Relating Wind and Stress under Tropical Cyclones with Scatterometer // *J. of Atm. and Oc. Tech.* 2016. V. 33, № 6. P. 1151-1158.
16. *Richter D. H., Bohac R., Stern D. P.* An assessment of the flux profile method for determining air-sea momentum and enthalpy fluxes from dropsonde data in tropical cyclones // *J. Atmos. Sci.* 2016. V.73, № 7. P. 2665-2682.
17. *Fore A., Yueh S., Tang W., Hayashi A.* SMAP Salinity and Wind Speed Data User's Guide Version 3.0 // Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology 2016.
18. *Uhlhorn E., Black G.* Verification of Remotely Sensed Sea Surface Winds in Hurricanes // *J. of Atm. and Oc. Tech.* 2003. V. 20, № 1. P. 99-116.
19. *Uhlhorn, E., Black G., F. James, et al.* Hurricane Surface Wind Measurements from an Operational Stepped Frequency Microwave Radiometer // *Monthly Weather Review*. 2007. V. 135, № 9. P. 3070-3085.
20. *Rüfenacht R. et al.* Middle-atmospheric zonal and meridional wind profiles from polar, tropical and midlatitudes with the ground-based microwave Doppler wind radiometer WIRA // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2014. V. 7, № 7. P. 4491-4505.
21. *Gaiser P. et al.* The WindSat spaceborne polarimetric microwave radiometer: sensor description and early orbit performance. // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2004. V. 42, № 11. P. 2347 - 2361.
22. *Verspeek J., Stoffelen A. & Verhoef A., Portabella M.* Improved ASCAT wind retrieval using NWP ocean calibration // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2012. V. 50, № 7. P. 2488-2494.
23. *Wu, C., James E. Graf, M. Freilich, et al.* The SeaWinds scatterometer instrument. // *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* 1994. V. 3, P. 1511-1515.
24. *Ricciardulli L., Wentz F.* Reprocessed QuikSCAT (V04) Wind Vectors with Ku-2011 Geophysical Model Function, Technical Report 043011 // *Remote Sensing Systems*. 2011, P. 8.
25. *Horstmann J., Thompson D.R., Monaldo F., Iris S., Graber H.C.* Can synthetic aperture radars be used to estimate hurricane force winds? // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32, L22801.
26. *Shen H., Perrie W., He Y.* A new hurricane wind retrieval algorithm for SAR images // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33, L21812.

27. *Reppucci A., Lehner S., Schulz-Stellenfleth J., Yang C.S.* Extreme wind conditions observed by satellite synthetic aperture radar in the North West Pacific // *Int. J. Remote Sens.* 2008. V. 29, P. 6129–6144.
28. *Yueh S., Stiles B.W., Liu W.T.* QuikSCAT wind retrievals for tropical cyclones // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003. V. 41, P. 2616–2628.
29. *Williams B.A., Long D.G.* Estimation of hurricane winds from SeaWinds at ultra-high resolution // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2008. V. 46, P. 2924–2935.
30. *Stiles B.W., Dunbar R.S.* A neural network technique for improving the accuracy of scatterometer winds in rainy conditions // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2010. V. 48, P. 3114–3122.
31. *W. Koch* Directional analysis of SAR images aiming at wind direction // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2004. V. 42, № 4. P. 702-710.
32. *Fichaux N., Ranchin T.* Combined extraction of high spatial resolution wind speed and wind direction from SAR images: A new approach using wavelet transform // *Canadian Journal of Remote Sensing.* 2002. V. 2, № 3.
33. *Fernandez D. et al.* Dual-polarized C- and Ku-band ocean backscatter response to hurricane-force winds // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111, C08013.
34. *Hersbach H.* Comparison of C-band scatterometer CMOD5.N equivalent neural winds with ECMWF // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2010. V. 27, P. 721–736.
35. *Donnelly W.J., et al.* Revised ocean backscatter models at C and Ku band under high-wind conditions // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, P. 11485–11497.
36. *Horstmann J.* Tropical cyclone winds from C-band cross-polarized synthetic aperture radar // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2015. V. 53, № 5. P. 2887–2898.
37. *Mouche A. et al.* Combined Co- and Cross-Polarized SAR Measurements Under Extreme Wind Conditions // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2017. V. 99, № 99. P. 6746–6755.
38. *Hwang P.A et al.* Crosspolarization geophysical model function for C-band radar backscattering from the ocean surface and wind speed retrieval // *J. Geophys. Res. Ocean.* 2015. V. 120, № 2. P. 893–909.
39. *Gao Y., Sun J., Zhang J. Guan, C.* Extreme Wind Speeds Retrieval Using Sentinel-1 IW Mode SAR Data // *Remote Sens.* 2021. V 13, № 10, P. 1867.
40. *Newell A.C., Zakharov V.E.* Rough sea foam // *Phys. Rev. Lett.* 1992. V. 69, P. 1149–1151.
41. *Monahan E., Woolf D.K.* Comments on variations of whitecap coverage with wind stress and water temperature // *J. Phys. Oceanogr.* 1989. V. 19, № 5. P. 706–709.

42. *Reul N., Chapron B.* A model of sea-foam thickness distribution for passive microwave remote sensing applications // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, № 10.
43. *Callaghan A., De Leeuw G., Cohen L.* Observations of oceanic whitecap coverage in the North Atlantic during gale force winds // *Nucl. Atmos. Aerosols* 2007, P. 1088–1092.
44. *Holthuijsen L.H., Powell M.D., Pietrzak J.D.* Wind and waves in extreme hurricanes // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117, C09003–C9011.
45. *Powell M.D., Vickery P.J., Reinhold T.A.* Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones // *Nature* 2003. V. 422, P. 279–283.
46. *El-Nimri S.F., Jones W.L., Uhlhorn E., Ruf C., Johnson J., Black P.* An improved C-band ocean surface emissivity model at hurricane-force windspeeds over a wide range of earth incidence angles // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2010. V. 7, № 4. P. 641–645.
47. *Haller M. C., Lyzenga D. R.* Comparison of radar and video observations of shallow water breaking waves // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003. V. 41, № 4. P. 832–844.
48. *Catalan P. A., Haller M. C., Holman R. A., Plant W. J.* Optical and microwave detection of wave breaking in the surf zone // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. V. 49, № 6. P. 1879–1893.
49. *Phillips O. M., Posner F. L., Hansen J. P.* High range resolution radar measurements of the speed distribution of breaking events in wind-generated ocean waves: surface impulse and wave energy dissipation rates // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31, P. 450–460.
50. *Plant W., Keller W. C., Asher W. E.* Is sea spray a factor in microwave backscatter from the ocean? // *IEEE MicroRad Proceedings.* 2006, P. 115–118.
51. *Fois, F., Hoogeboom P., Le Chevalier F., Stoffelen A.* Future ocean scatterometry: On the use of cross-polar scattering to observe very high winds // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2015. V. 53, № 9. P. 5009–5020.
52. *Cherny I. V., Raizer V. Y.* *Passive Microwave Remote Sensing of Oceans* // 1998.
53. *Guo J., Tsang L., Asher W. E., Ding K.-H., Chen C.-T.* Applications of dense media radiative transfer theory for passive microwave remote sensing of foam covered ocean // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2001. V. 39, № 5. P. 1019–1027.
54. *Chen D., Tsang L., Zhou L., Reising S. C., Asher W. E., Rose L. A., Ding K.-H., Chen C.-T.* Microwave emission and scattering of foam based on Monte Carlo simulations of dense media // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003. V. 41, № 4. P. 782–790.
55. *Raizer V.* Macroscopic foam-spray models for ocean microwave radiometry // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2007. V. 45, № 10, P. 3138–3144.
56. *Anguelova M. D., Gaiser P. W., Raizer V.* Foam emissivity models for microwave observations of oceans from space // *In Proc. IGARSS.* 2009. V. 2, P. 274–277.

57. *Haller M. C., Catalan P. A.* Detecting breaking ocean waves through microwave scattering // SPIE Newsroom 2010.
58. *Park J.-W. et al.* Efficient Thermal Noise Removal for Sentinel-1 TOPSAR Cross-Polarization Channel // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2017, P. 1-11.
59. *Yuguang L., Jr W.J.* Comparisons of Scatterometer Models for the AMI on ERS-1: The Possibility of Systematic Azimuth Angle Biases of Wind Speed and Direction // Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions. 1994. V. 32, № 3. P. 626 - 635.
60. *Nghiem S. V., Li F., Neumann K. G.* The dependence of ocean backscatter at K/sub u/-band on oceanic and atmospheric parameters // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1997. V. 35, № 3. P. 581-600.
61. *Austin S., Pierson W.* Mesoscale and synoptic-scale effects on the validation of NSCAT winds by means of data buoy reports // Journal of Geophysical Research. 1999. V. 1041, P. 11437-11448.
62. *Plant W. J.* Effects of wind variability on scatterometry at low wind speeds // IEEE Cat. No.99CH37008. 1999. V. 1, P. 134-137.
63. *Wentz, F.* A Two-Scale Scattering Model With Application to JONSWAP '75 Aircraft Microwave Scatterometer Experiment // National Technical Information Service. 1977. report number 2919.
64. *Brown G.* Backscattering from a Gaussian-distributed perfectly conducting rough surface // IEEE Transactions on Antennas and Propagation. 1978. V. 26, № 3. P. 472-482.
65. *Durden S. and Vesecky J.* A physical radar cross-section model for a wind-driven sea with swell // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 1985. V. 10, № 4. P. 445-451.
66. *Plant W.* A two-scale model of short wind-generated waves and scatterometry // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91, P. 10735-10749.
67. *Donelan A., Willard J.* Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry // Journal of Geophysical Research. 1987. V. 92, P. 4971-5029.
68. *Thompson D. R.* Calculation of radar backscatter modulations from internal waves // J. Geophys. Res. 1988. V. 93, P. 12371-12380.
69. *Jackson C. et al.* Sea surface mean square slope from Ku-band backscatter data // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97, P. 11411-11427.
70. *Воронович А. Г.* Приближение малых наклонов в теории рассеяния волн на неровных поверхностях // ЖЭТФ. 1985. Т. 89, № 1. С. 116-125

71. *Voronovich A., Zavorotny V.* Theoretical model for scattering of radar signals in Ku-and C-bands from a rough sea surface with breaking waves // *Waves in Random Media*. 2001. V. 11, P. 247-269.
72. *Voronovich A., Zavorotny V.* Full-Polarization Modeling of Monostatic and Bis-tatic Radar Scattering From a Rough Sea Surface // *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 2014. V. 62, P. 1362-1371.
73. *Guérin C. -A., Johnson J. T.* A Simplified Formulation for Rough Surface Cross-Polarized Backscattering Under the Second-Order Small-Slope Approximation // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2015. V. 53, № 11. P. 6308-6314.
74. *Wijesundara Shanka N., Johnson Joel T.* Physics-Based Forward Modeling of Ocean Surface Swell Effects on SMAP L1-C NRCS Observations // *Sensors*. 2022. V. 22.
75. *Fung A. K., Li Z. and Chen K. S.* Backscattering from a randomly rough dielectric surface // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1992. V. 30, № 2. P. 356-369.
76. *Troitskaya Yu. I., Rybushkina G. V.* Quasi-linear model of interaction of surface waves with strong and hurricane winds // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2008. V. 44, № 5. P. 621-645.
77. *Troitskaya, Yu. I., Sergeev, D. A., Ermakova, O. S., Balandina, G.N.* Statistical parameters of the air turbulent boundary layer over steep water waves measured by the DPIV technique // *J. Phys. Oceanogr.* 2011. V. 41, P. 1421–1454,
78. *Troitskaya, Yu. I., Sergeev, Kandaurov A., Kazakov V.* Air-sea interaction under hurricane wind conditions // *Recent Hurricane Research - Climate, Dynamics, and Societal Impacts*. 2011.
79. *Makin V. K., Kudryavtsev, V. N.* Coupled sea surface atmosphere model. Part 1. Wind over waves coupling // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, P. 7613–7623.
80. *Пэнкхерст Р., Холдер Д.* Техника эксперимента в аэродинамических трубах: пер. с англ. // *Иностранная литература*. М., 1955. 668 с.
81. *Donelan M.A., Drennan W.M., Magnusson A.K.* Nonstationary Analysis of the Directional Properties of Propagating Waves // *Journal of Physical Oceanography*. 1996. V. 26, P. 1901-1914.
82. *Кобак В. О.* Радиолокационные отражатели // М.: Советское радио, 1975. - 348 с.
83. *Miles, J. W.* On the generation of surface waves by shear flows. Part 2 // *J. Fluid Mech.* 1959. V. 6, P. 568–582.
84. *Phillips O.M.* The Dynamics of the Upper Ocean // Cambridge Univ. Press. 2-nd ed., 1977.

85. *Troitskaya Yu. I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A, Vdovin M.A., Kazakov V.I.* Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117, C00J21.
86. *Hinze J.O.* An Introduction to its Mechanism and Theory // New York: McGraw-Hill. 1956. 586 p.
87. *Clauser F.* The turbulent boundary layer // *Adv. Appl Mech.* 1956, P. 1–51.
88. *Poplavsky E., Rusakov N., Troitskaya Yu.* // On retrieval of the atmospheric boundary layer dynamic parameters based on collocated measurements of the SFMR and NOAA GPS dropwindsondes in hurricane // *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 2021, P. 7311-7314.
89. *Jarosz, E. Mitchell D.A., Wang D.W., Teague W.J.* Bottom-Up Determination of Air-Sea Momentum Exchange Under a Major Tropical Cyclone // *Science*. 2007. V. 315, P. 1707–1709.
90. *Bell M, Montgomery M., Kerry E.* Air-Sea Enthalpy and Momentum Exchange at Major Hurricane Wind Speeds Observed during CBLAST // *Journal of Atmospheric Sciences*. 2012. V. 69, P. 3197-3222.
91. *Филлипс О. М.* Динамика верхнего слоя океана // *Гидрометеоиздат*. 1980, 319 с.
92. *Monahan C., O'Muircheartaigh I. G.* Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface // *International Journal of Remote Sensing*. 1986. V. 7, P. 627-642.
93. *Valenzuela, G.R.* Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — A review // *Boundary-Layer Meteorol.* 1978. V. 13, P. 61–85.
94. *Lee P.H.Y., Barter J.D., Beach K.L., Caponi E., Hindman C.L., Lake B.M., Rungaldier H., Shelton J.C.* Power spectral lineshapes of microwave radiation backscattered from sea surfaces at small grazing angles // *IEE Proc. – Radar, Sonar, Navigation*. 1995. V. 142, № 5. P. 252–258.
95. *Fois F., Hoogeboom P., Chevalier F. L., Stoffelen A.* An analytical model for the description of the full-polarimetric sea surface Doppler signature // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2015. V. 120, P. 988–1015.
96. *Troitskaya Yu., Kandaurov A., Ermakova O., Kozlov D., Sergeev D., Zilitinkevich S.* Bag-breakup fragmentation as the dominant mechanism of sea-spray production in high winds // *Sci. Rep.* 2017. V. 7.
97. *Ermakov S., Dobrokhotov V., Sergievskaya I., Kapustin I.* Suppression of Wind Ripples and Microwave Backscattering Due to Turbulence Generated by Breaking Surface Waves // *Remote Sensing*. 2020. V. 12, P. 3618.

98. *Longuet-Higgins M. S., Smith N. D.* Measurement of breaking waves by a surface jump meter // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88, P. 9823–9831.
99. *Duncan J. H.* The breaking and non-breaking wave resistance of a two-dimensional hydrofoil // *J. Fluid. Mech.* 1983. V. 126, P. 507-520.
100. *Thorsos E. I., Broschat L.* An investigation of the small slope approximation for scattering from rough surfaces. Part I. Theory // *Journal of the Acoustical Society of America.* 1995. V. 97, P. 2082-2093.
101. *Broschat L., Thorsos E. I.* An investigation of the small slope approximation for scattering from rough surfaces. Part II. Numerical studies // *Journal of the Acoustical Society of America.* 1997. V. 101, P. 2615-2625.
102. *Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B.* A semiempirical model of the normalized radar cross section of the sea surface, 2, Radar modulation transfer function // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, P. 8055.
103. *Anguelova, M. D., Webster F.* Whitecap coverage from satellite measurements: A first step toward modeling the variability of oceanic whitecaps // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111, C03017.
104. *Bondur V. G., Sharkov E. A.* Statistical properties of whitecaps on a rough sea // *Oceanology.* 1982. V. 22, P. 274– 279.
105. *Callaghan A. H., de Leeuw G., Dowd C. D. O.* Relationship of oceanic whitecap coverage to wind speed and wind history // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35, L23609.
106. *Ding L., Farmer D. M.* Observations of breaking surface wave statistics // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24, P. 1368–1387.
107. *Salisbury D. J., Anguelova M. D., Brooks I. M.* On the variability of whitecap fraction using satellite-based observations // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2013. V. 118, P. 6201–6222.
108. *Sugihara Y., Tsumori H., Ohga T., Yoshioka H., Serizawa S.* Variation of whitecap coverage with wave-field conditions // *J. Mar. Syst.* 2007. V. 66, P. 47– 60.
109. *Zhao D., Toba Y.* Dependence of whitecap coverage on wind and wind-wave properties // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 57, P. 603– 616.
110. *Brumer S.E., Zappa C. J., Brooks I. M., Tamura H., Brown S. M., Blomquist B. W., Fairall C. W., Cifuentes-Lorenzen A.* Whitecap Coverage Dependence on Wind and Wave Statistics as Observed during SO GasEx and HiWinGS // *Journal of Physical Oceanography.* 2017. V. 47, P. 2211-2235.
111. *Scanlon B., Ward B.* The influence of environmental parameters on active and maturing oceanic whitecaps, // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. V. 121, P. 3325– 3336.

112. *Hwang P. A., Zhang B., Toporkov J. V., Perrie W.* Comparison of composite Bragg theory and quad-polarization radar backscatter from RADARSAT-2: With applications to wave breaking and high wind retrieval // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115, C08019.

113. *Toba Y., Koga M.* A parameter describing overall conditions of wave breaking, whitecapping, sea-spray production and wind stress // *Oceanic Whitecaps.* 1986. P. 37–47.

114. *Ermakova O., Rusakov N., Poplavsky E., Sergeev D., Troitskaya Yu.* Friction Velocity and Aerodynamic Drag Coefficient Retrieval from Sentinel-1 IW Cross-Polarization C-SAR Images under Hurricane Conditions // *Remote Sensing.* 2023. V. 15, № 8.

Список публикаций автора по теме диссертации

1. *Русаков Н.С., Байдаков Г.А., Троицкая Ю.И.* Композитная модель рассеяния радиоволн СВЧ-диапазона на водной поверхности при экстремальных скоростях ветра // Доклады Российской академии наук. Науки о земле, 2023, том 513, № 1, С. 139–145.

2. *Troitskaya Yu.I., Abramov V.I., Baidakov G.A., Ermakova O.S., Sergeev D.A., Ermoshkin A.V., Kandaurov A.A., Rusakov N.S., Poplavsky E.I.* An empirical radar backscatter model at co-polarized and cross-polarized x-band under high-wind conditions // *Proc. SPIE 11857, Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions.* 2021.

3. *Troitskaya Yu., Abramov V., Baidakov G., Ermakova O., Zuikova E., Sergeev D., Ermoshkin A., Kazakov V., Kandaurov A., Rusakov N., Poplavsky E., Vdovin M.* Cross-Polarization GMF For High Wind Speed and Surface Stress Retrieval // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2018. V. 123, № 8.

4. *Troitskaya Yu., Abramov V., Ermoshkin A., Zuikova E., Kazakov V., Sergeev D., Kandaurov A., Ermakova O., Baidakov G., Rusakov N., Poplavsky E., Vdovin M.* X-band radar cross-section at GALE force winds: Towards cross-polarization GMF for retrieval of hurricane wind speed and surface stress // *International Geoscience and Remote Sensing Symposium.* 2017, P. 1515-1518.

5. *Rusakov N., Baidakov G., Kandaurov A., Troitskaya Yu., Ermakova O.* Laboratory modelling of microwave signal scattering by breaking surface waves under strong wind conditions // *International Geoscience and Remote Sensing Symposium.* 2022, P. 6955-6958.

6. *Ermakova O., Rusakov N., Poplavsky E., Sergeev D., Troitskaya Yu.* Friction Velocity and Aerodynamic Drag Coefficient Retrieval from Sentinel-1 IW Cross-Polarization C-SAR Images under Hurricane Conditions // *Remote Sensing.* 2023. V. 15, № 8.

7. *Baydakov G.A., Rusakov N.S., Kandaurov A.A., Sergeev D.A., Troitskaya Yu.I.* Investigation of Wave Breaking by Radar Measurements in the Laboratory Modeling // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes—2022. Springer Proceedings*

in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. P. 461-468.

8. *Русаков Н.С., Поплавский Е.И., Байдаков Г.А., Троицкая Ю.И., Вдовин М.И., Ермакова О.С.* Экспериментальное исследование рассеяния микроволнового излучения на ветровых волнах // Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 2021. С. 275.

9. *Русаков Н.С., Байдаков Г.А., Кандауров А.А., Троицкая Ю.И.* Исследование рассеяния микроволнового излучения на обрушающихся волнах с использованием оптических методов // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 2022, С. 208.

10. *Русаков Н.С., Байдаков Г.А., Ермакова О.С., Троицкая Ю.И.* Построение полуэмпирической геофизической модельной функции для ортогональной поляризации СВЧ излучения при экстремальных скоростях ветра // Материалы 21-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 2023, С. 244.

11. *Байдаков Г.А., Русаков Н.С., Троицкая Ю.И.* Исследование вклада обрушений ветровых волн в рассеяние СВЧ сигнала на ортогональной поляризации в рамках лабораторного моделирования // Материалы 21-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 2023, С. 187.

12. *Байдаков Г.А., Русаков Н.С., Кандауров А.А., Сергеев Д.А., Троицкая Ю.И.* Исследование обрушения волн радиолокационными методами в рамках лабораторного моделирования // Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. Материалы 8-й Международной научной конференции-школы молодых ученых. 2022, С. 187-188.

13. *Байдаков Г.А., Русаков Н.С., Вдовин М.И., Сергеев Д.А., Троицкая Ю.И.* Дистанционная диагностика обрушающихся волн в рамках лабораторного моделирования // Сборник трудов VI Международной конференции "Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития" имени Л. Н. Карлина. 2022, С. 21-23.