

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение
«Федеральный исследовательский центр
Институт прикладной физики Российской академии наук»

На правах рукописи

ТИТЧЕНКО Юрий Андреевич

**ДИАГНОСТИКА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
УЛЬТРАЗВУКОВЫХ И МИКРОВОЛНОВЫХ ЛОКАТОРОВ С ДИАГРАММАМИ
НАПРАВЛЕННОСТИ СПЕЦИАЛЬНОЙ ФОРМЫ**

Специальность: 25.00.29 – физика атмосферы и гидросферы

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

кандидат физико-математических наук

Караев Владимир Юрьевич

г. Нижний Новгород - 2016

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КВАЗИЗЕРКАЛЬНОГО ОТРАЖЕНИЯ СИГНАЛОВ ОТ СТАТИСТИЧЕСКИ-ШЕРОХОВАТОЙ ПОВЕРХНОСТИ	
1.1 Введение	20
1.2 Поле волн, отраженное взволнованной водной поверхностью	21
1.3 Энергетические и спектральные характеристики сигналов отраженных морской поверхностью	24
1.4 Обработка доплеровских спектров отраженных сигналов и методы оценки характеристик отраженных сигналов	35
Основные результаты главы 1	45
ГЛАВА 2. АЛГОРИТМЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ	
2.1 Введение	47
2.2 Восстановление дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости с помощью одной приемо-передающей антенны	48
2.3 Измерение параметров волнения струнным волнографом	52
2.4 Численное моделирование струнного волнографа и акустического волнографа оснащенного одной приемо-передающей антенной	55
2.5 Восстановление параметров волнения с помощью системы состоящей из двух приемо-передающих антенн	57
2.6 Восстановление параметров волнения при использовании схемы с одной излучающей и тремя приемными антеннами	61
2.7 Диагностика параметров дождя на основе спектральный и энергетических характеристик отраженных волн при подводном наблюдении	65
2.8 Измерение высоты волнения с помощью импульсного гидролокатора	72
Основные результаты главы 2	74
ГЛАВА 3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА АЛГОРИТМОВ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ	
3.1 Введение	77

3.2	Натурный эксперимент с доплеровским акустическим волнографом с одной приемопередающей антенной.....	78
3.3	Влияния дождя на характеристики поверхностных волн.....	87
3.4	Акустический волнограф, оснащенный полным набором антенн	89
3.5	Натурный эксперимент с радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны.....	110
3.6	Экспериментальные измерения дисперсии высот морских волн импульсным гидролокатором	120
	Основные результаты главы 3	125
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	128
	ПРИЛОЖЕНИЕ 1. МОДЕЛЬ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ.....	131
	ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН	139
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	146
	СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ.....	156

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы

Исследование закономерностей рассеяния волн различной природы на взволнованной поверхности моря по-прежнему остается актуальной проблемой, решение которой является необходимым этапом при разработке и проектировании систем дистанционного зондирования морской поверхности. Кроме того, знание характеристик сигналов, отраженных морской поверхностью, необходимо для оценки точности измерения ключевых характеристик поверхности и расчета основных параметров радиовысотомеров, скаттерометров, доплеровских измерителей скорости полета летательных аппаратов, дождевых радиолокаторов, акустических доплеровских измерителей скорости течений, радио и акустических систем морской навигации и обнаружения объектов, а также других устройств, работающих с сигналом отраженным морской поверхностью.

Первые математические исследования рассеяния звуковых и электромагнитных волн на периодических шероховатых поверхностях при малой высоте неровностей, по сравнению с длиной падающей волны, были проведены Рэлеем [1] в конце 19 века и Мандельштамом [2] в первой половине 20 века. Уже к 40-м годам была разработана исчерпывающая теория расчёта характеристик рассеянных на статистически неровной поверхности волн методом возмущений [3, 4]. Первые экспериментальные работы 50-х годов по рассеянию метровых и декаметровых электромагнитных [5, 6] и акустических волн [7, 8] морской поверхностью показали возможность определения высоты и направления морских волн по интенсивности отраженного сигнала. Многочисленные экспериментальные и теоретические исследования позволили в конечном итоге установить достоверные связи между флуктуационными характеристиками рассеянных сигналов и параметрами морского волнения, а также разработать конкретные методы определения этих параметров [9].

Противоположный случай сколь угодно больших, по сравнению с длиной падающей волны, но пологих неровностей, рассмотрели Бреховских [10] и Исакович [11] с помощью метода касательной плоскости (метод Кирхгофа) в начале 50-х годов. Дальнейшая разработка теории шла по линии развития приближения малых возмущений [12, 13] и метода Кирхгофа [14, 15].

Результаты первых экспериментов по исследованию радиолокационного отражения СВЧ радиоволн морской поверхности [16, 17] не могли быть объяснены ни методом возмущений, ни методом Кирхгофа. Действительно, с одной стороны длина

радиоволн этого диапазона сравнима, а зачастую и намного меньше высот морских волн. Таким образом, не выполняются условия применимости метода возмущений. С другой стороны, процесс рассеяния не может быть описан методом касательной плоскости, так как характерные радиусы кривизны поверхности сравнимы с длиной волны излучения. Аналогичные трудности возникли и в задачах гидроакустики при исследовании рассеяния звука 1-100 кГц на поверхности моря [18]. Существенный прогресс в этом направлении был достигнут благодаря совместному применению обоих методов теории дифракции на поверхности с непрерывным широким спектром неровностей с помощью двухмасштабной модели [19, 20], и к началу 70-х годов разработка соответствующей теории была фактически завершена [21]. В настоящее время модели, базирующиеся на этих двух методах и их комбинациях, часто применяются для объяснения экспериментальных данных [22]. Основным недостатком двухмасштабной модели является отсутствие строгого критерия разбиения поверхностных волн на крупные и мелкие, что допускает некоторый произвол выбора параметров модели.

В 1983 году Вороновичем был предложен новый подход [23, 24] для расчета рассеяния на статистически неровной поверхности, называемый методом малых наклонов. Метод лишен недостатка двухмасштабной модели, требующей делить поверхностные волны на две части. Основным условием применимости этого приближения является малость наклонов поверхностных неровностей, что всегда выполняется для морской поверхности. Результаты расчетов [25] по методу малых наклонов не противоречат двухмасштабной модели и сходным образом описывают рассеяние в СВЧ [26] и ультразвуковом диапазонах. Основным недостатком метода малых наклонов является невозможность решать обратную задачу восстановления параметров поверхностного волнения по данным измерения характеристик рассеяния.

Запущенный в 1978 году первый океанографический спутник Seasat-A [27], имевший на борту обширный арсенал радиолокационных средств, стал серьезным стимулом для развития теорий рассеяния морской поверхностью. Это событие ознаменовало начало эры космической радиоокеанографии.

На сегодняшний день космическая радиолокация предоставляет основной объем информации о приповерхностном слое Мирового океана и успешно применяется для решения задач судоходства, сельскохозяйственной деятельности, обеспечения безопасности жизнедеятельности человека и составления прогнозов погоды. Сложность задачи рассеяния электромагнитных или акустических волн морской поверхностью привела к тому, что к настоящему моменту разработано более двух десятков

математических моделей рассеяния [22], способных качественно объяснить почти все наблюдаемые эффекты. В основном модели строятся для расчета прямой задачи зондирования, вычисления характеристик рассеяния и остаются в интегральном виде, что не подразумевает аналитического решения обратной задачи. Для решения обратной задачи построены эмпирические регрессионные модели для скаттерометров [28], радиовысотомеров [29, 30], радиолокаторов с синтезированной апертурой [31] и бистатических систем, основанных на спутниковых навигационных системах [32]. Разработанные алгоритмы позволяют восстанавливать, например, приповерхностного ветра. Современное развитие методов дистанционного зондирования морской поверхности направлено на увеличение количества измеряемых величин и повышение точности восстановления параметров волнения и скорости ветра. Например, измерение дисперсии наклонов поверхности позволит увеличить точность существующих регрессионных алгоритмов восстановления скорости ветра [33].

Несмотря на достигнутые успехи в развитии теоретических моделей и практическом применении методов дистанционного зондирования морской поверхности, остаются вопросы, требующие дальнейших исследований. Сложность проведения натуральных измерений с контролем условий формирования волнения не позволяет выполнить полноценное количественное сравнение моделей рассеяния, разработанных для морской поверхности, с экспериментальными данными. Кроме того, сравнение осложняется отсутствием единого мнения в вопросе выбора граничного волнового числа для спектра волнения.

Широкий спектр масштабов неровностей на реальной морской поверхности, многообразие волновых явлений и сложность проведения натуральных измерений не позволяет выполнить измерения всего спектра волн, влияющих на отраженный сигнал. Обычно контактные измерения энергонесущего волнения и мелкой ряби выполняются разными средствами измерений, что затрудняет процесс наземной валидации и верификации алгоритмов обработки. В связи с этим возможности существующих космических методов дистанционного зондирования ограничиваются возможностями средств наземной валидации и верификации алгоритмов обработки. В частности, в настоящее время предложены алгоритмы восстановления дисперсии наклонов поверхности по данным измерений спутника глобальной миссии изучения осадков GPM [34, 35]. Однако новая информация не может использоваться из-за отсутствия надежных средств наземной валидации, т.к. традиционно используемые для валидации морские буи не могут обеспечить измерение дисперсии наклонов.

Для измерения параметров волнения разработаны разнообразные виды волнографов (см., например, [36-40]). Наиболее точными являются струнные и лазерные волнографы. Однако их существенным недостатком является необходимость крепления приборов неподвижно, что резко ограничивает возможность их применения в открытом море в автономном режиме.

Достоверными источниками данных о поверхностном волнении являются морские буи, расположенные в разных акваториях Мирового океана [41]. Помимо спектра крупномасштабного волнения, буи измеряют следующие важные характеристики приповерхностного слоя: скорость и направление ветра, температуру воды и воздуха, интенсивность осадков. Сведения, поступающие от буюв, активно используются для калибровки алгоритмов обработки радиолокационных данных. В настоящее время в Мировом океане работает около 1500 волномерных буюв, используемых для оценки эффективности алгоритмов обработки.

Однако традиционные методы измерения волнения морскими буюми [41] не позволяют точно измерять параметры поверхности, влияющие на рассеяние радиолокационного сигнала в сантиметровом диапазоне длин волн. Дело в том, что стационарные морские буи имеют большие геометрические размеры (диаметр может достигать нескольких метров) и поэтому способны измерять спектр только длинных гравитационных волн. В зависимости от модели буюа существует максимальная частота волны, которая может быть измерена, например, 0,5 Гц (~ 6 м). Это значит, что буюй не измеряет поверхностные волны короче 6 м. Указанное выше ограничение не сказывается на точности измерения высоты значительного волнения и дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, которые определяются только крупномасштабным волнением, однако дисперсия наклонов и остальные моменты второго порядка, зависящие в основном от более коротких волн, не могут быть вычислены точно. Расхождение между наклонами, измеренными морским буюем, и наклонами, измеряемыми радиолокатором может достигать порядка. Также открытым остается вопрос о корректности сопоставления измерений в точке с усредненными по пространству измерениями (для скаттерометров разрешение составляет порядка 25 км). Кроме того, буи не могут работать во время сильных ветров (ограничение лежит в районе 18-20 м/с).

В результате возможности радиолокации опережают текущее состояние наземной измерительной аппаратуры и этот разрыв продолжает увеличиваться, так как активно ведется разработка новых спутниковых систем [42]. Однако без синхронного развития калибровочной аппаратуры возможности дистанционного зондирования водной

поверхности из космоса будут сильно ограничены. Таким образом, разработка новой измерительной аппаратуры для проведения подспутниковых измерений морского волнения является важной задачей и должна вестись параллельно с разработкой радиолокационной аппаратуры.

Прорывом в решении задач подспутниковых измерений и наземной калибровки может стать использование методов подводной акустики. Это позволит проводить измерения в любом месте Мирового океана без использования стационарных платформ, не возмущая саму измеряемую поверхность. Кроме того, подводная акустика может работать в любых условиях, например, в сильных штормах и во время осадков, в Северном ледовитом океане, а также в замерзающих внутренних водоемах.

Измерение дисперсии высот с помощью подводных акустических систем хорошо известно, например, [43-46]. Кроме того, с помощью этих систем может быть измерен частотно-угловой спектр высот крупных морских волн и дисперсия орбитальных скоростей. Однако из-за плохого пространственного разрешения, определяющегося глубиной установки подводной системы, шириной диаграммы направленности и используемыми алгоритмами обработки, эти системы не могут быть использованы для измерения дисперсии наклонов и других статистических моментов волнения второго порядка, необходимых для анализа обратного рассеяния радиолокационного сигнала СВЧ-диапазона.

Так как статистические характеристики отраженных сигналов для акустических и радиолокационных систем будут одинаковыми при использовании одинаковой длины волны [11, 21], то можно перейти к непосредственному измерению тех характеристик поверхности, которые влияют на рассеяние электромагнитных волн, с помощью подводных высокочастотных акустических систем. Такой подход впервые позволяет миновать стадию измерения спектра волнения в натуральных условиях и решает вопрос сравнения моделей рассеяния [47].

Однако при высокочастотном акустическом (ультразвуковом) зондировании большое значение приобретает вклад в отраженный сигнал рассеяние на пузырьках [37], что резко ограничивает область углов, в которых можно принять сигнал, отраженный морской поверхностью. Вклад рассеяния на пузырьках в отраженный сигнал становится значительным при средних углах зондирования в моностатической задаче, когда механизм обратного рассеяния становится резонансным, и растет с увеличением угла падения и частоты сигнала. Таким образом, нельзя просто перенести существующие радиолокационные схемы измерений и, например, «повторить» скаттерометр,

работающий при средних углах падения, а требуется разработка новых методов измерений.

При малых углах падения (в квазизеркальной области) вкладом пузырьков можно пренебречь по сравнению с зеркальным отражением от водной поверхности. Именно в этой области и предлагается проводить подспутниковые измерения характеристик рассеивающей поверхности подводными акустическими средствами. Эти измерители могут быть как моностатическими и выполнять измерения участков поверхности, расположенных над собой, так и бистатическими, производя измерения на некотором удалении, зависящем от расстояния между приемником и передатчиком и глубины погружения.

Предлагается использовать в алгоритмах обработки не только сечение обратного рассеяния, но и доплеровский спектр отраженного акустического сигнала. Доплеровский спектр содержит больше информации о волнении, чем традиционно используемое при дистанционном зондировании сечение обратного рассеяния. Это позволит, при выборе оптимальной схемы измерений, восстанавливать все основные статистические характеристики поверхности, влияющие на отраженный радиолокационный сигнал.

Высота волнения не оказывает непосредственного влияния на процесс обратного рассеяния (спектральные и энергетические характеристики отраженного сигнала), поэтому она не восстанавливается при использовании предлагаемой схемы измерения. В то же время, высота волнения является одним из важнейших параметров, характеризующих волнение, и желательно, уметь измерять этот параметр.

Задача измерения высоты значительного волнения успешно решается современными космическими радиоальтиметрами (радиовысотомерами) [48-50]. Известная теоретическая модель описывает форму отраженного импульса для таких радиолокаторов, [51, 52]. Разработанный алгоритм позволяет восстанавливать высоту значительного волнения по переднему фронту отраженного импульса. Сравнение с данными контактных измерений показало хорошую точность алгоритма – ошибка измерения высоты значительного волнения не превосходит 10% от измеренного значения или 0,5 м (что больше) [49].

В космическом радиовысотомере используется антенна с узкой диаграммой направленности. Диаметр пятна «засветки» радиовысотомера лежит в интервале примерно от 4 до 10 км в зависимости от интенсивности волнения.

Для измерения высоты волнения с самолета была разработана концепция радиолокатора с широкой диаграммой направленности антенны [53, 54]. Численное

моделирование подтвердило теоретические выводы, согласно которым модифицированный самолетный радиовысотомер сможет измерять не только высоту значительного волнения, но и дисперсию наклонов крупномасштабного (по сравнению с длиной волны радиолокатора) волнения.

В связи с этим применим к измерению высоты волнения акустическими методами подход, хорошо зарекомендовавший себя в радиолокации, основанный на анализе формы отраженного импульса.

Цель работы

Работа посвящена развитию теоретических и экспериментальных подходов в задаче измерения параметров поверхностного волнения по спектральным и энергетическим характеристикам отраженных электромагнитных и акустических волн. Достижение этой цели потребовало решения следующих задач:

- построение модифицированной модели квазизеркального рассеяния волн различной природы морской поверхностью, устанавливающей взаимосвязь характеристик отраженных волн с параметрами поверхностного волнения, параметрами антенной системы и схемой измерения;

- развитие методов решения обратной задачи – определения параметров поверхностного волнения по сечению обратного рассеяния и доплеровскому спектру отраженных волн;

- разработка программного обеспечения для компьютерного моделирования эксперимента. Выполнение оценки эффективности разработанных методов решения прямой и обратной задачи на модельных данных;

- экспериментальная проверка разработанной модели и методов измерения параметров поверхностного волнения.

Научная новизна диссертационной работы определяется новыми методами исследования и оригинальными результатами, полученными впервые:

1. Развита модифицированная модель квазизеркального рассеяния для случая бистатического радиолокационного и акустического зондирования, учитывающая разные диаграммы направленности приемной и передающей антенн. Получены формулы, устанавливающие в явном виде связь между сечением рассеяния, шириной и смещением доплеровского спектра волн, отраженных морской поверхностью, с одной стороны и вторыми моментами поверхностного волнения и параметрами антенн с другой;

2. Разработаны методы восстановления всех параметров поверхностного волнения, влияющих на сечение рассеяния, ширину и смещение доплеровского спектра отраженных электромагнитных и акустических волн.

3. Разработан алгоритм восстановления значительной высоты волнения по форме отраженного морской поверхностью импульса при использовании радиолокатора или гидролокатора с широкими диаграммами направленности антенн.

4. Спроектированы и изготовлены два действующих макета акустических волнографов, с помощью которых в натуральных условиях подтверждена работоспособность предлагаемых методов и алгоритмов решения обратной задачи дистанционного зондирования.

5. Показана возможность дистанционной диагностики параметров дождя акустическими методами, путем анализа спектральных и энергетических характеристик отраженных волн при подводном наблюдении.

На защиту выносятся следующие положения:

1. Все вторые статистические моменты поверхностного волнения могут быть восстановлены в бистатической и моностатической схемах измерений по спектральным и энергетическим характеристикам отраженного акустического или радиолокационного излучения при квазизеркальном отражении от морской поверхности.

2. Идентичность связей спектральных и энергетических характеристик волн, отраженных морской поверхностью, с параметрами волнения в случаях электромагнитного и акустического полей позволяет использовать подводные акустические волнографы в ходе подспутниковых экспериментов для калибровки космических радиолокаторов.

3. Подводный акустический волнограф может быть использован для измерения параметров поверхностного волнения во время осадков и для дистанционной диагностики дождя на основе данных об изменениях спектральных и энергетических характеристик отраженного излучения.

4. Развитая теоретическая модель квазизеркального отражения от морской поверхности при бистатическом зондировании позволяет создавать методы измерения параметров волнения акустическими локаторами на значительном расстоянии от места установки в горизонтальной плоскости.

Достоверность научных результатов

Все полученные результаты обладают высокой степенью достоверности и являются обоснованными. Подтверждением этого служат результаты качественного и количественного сравнения данных, полученных в натуральных экспериментах дистанционными методами, с данными контактных измерений, данными численного моделирования и аналитических расчетов. Физическая трактовка полученных результатов находится в согласии с общепризнанными представлениями о рассеянии волн на статистически шероховатых поверхностях. Основные положения диссертации опубликованы в ведущих рецензируемых российских и зарубежных журналах, препринтах, докладывались на международных и всероссийских конференциях и неоднократно обсуждались на семинарах в ИПФ РАН.

Научная и практическая значимость работы

Результаты работы составляют научно-методическую основу нового метода, который впервые позволит дистанционно измерять ключевые характеристики поверхностного волнения, влияющего на рассеяние волн морской поверхностью. Метод может быть использован для расширения числа измеряемых параметров морской поверхности в перспективных системах дистанционного зондирования как бистатических, так и моностатических. Метод основан на анализе спектральных и энергетических характеристик отраженного сигнала. Полученные в работе методики измерения параметров рассеивающей поверхности могут быть использованы для расширения числа измеряемых параметров морской поверхности в перспективных системах дистанционного зондирования как бистатических, так и моностатических. Это могут быть подводные, наземные и космические средства. Например, в бистатической задаче применения спутниковых навигационных систем (GPS, ГЛОНАСС) для дистанционного зондирования морской поверхности можно восстанавливать дисперсию наклонов поверхности в двух направлениях, используя две приемные антенны с различными диаграммами направленности. Разработанные в диссертационной работе методики позволят увеличить число измеряемых параметров при использовании бистатических радаров с синтезированной апертурой антенны [55, 56].

Используя предлагаемый метод измерения характеристик поверхности с помощью подводного акустического волнографа для калибровки спутниковых алгоритмов, можно будет включить новую информацию в финальный продукт спутниковых измерений и проводить измерение новых параметров в глобальном масштабе из космоса и, в конечном итоге, ассимилировать новые параметры в модели предсказания погоды и волнового климата. Например, измерение дисперсии наклонов

водной поверхности позволит повысить точность существующих алгоритмов определения поля приповерхностного ветра и усовершенствовать методы оценки интенсивности процесса теплообмена между океаном и атмосферой. Существуют алгоритмы восстановления дисперсии наклонов для дождевого радиолокатора, установленного на спутнике американо-японской глобальной миссии измерения осадков GPM, однако эти данные не могут быть использованы без наземной калибровки. Синхронное измерение параметров отраженного радиолокационного и акустического сигналов во время дождя поможет разделить вклады в отражение радиолокационного сигнала каплями дождя в атмосфере и поверхностью воды, модифицированной под действием упавших капель.

Апробация результатов работы и публикации

Диссертация выполнена в Институте прикладной физики РАН. Данная работа была выполнена в рамках проектов РФФИ (инициативных, региональных, международных, экспедиционных и молодежных), гранта Правительства Российской Федерации (11.G34.31.0048), программы президиума РАН «Радиофизика», программе «УМНИК» (№5119ГУ1/2014), Федеральной космической программы России на 2006-2015 годы, программы сотрудничества с Японским космическим агентством 2013-2015, а также при поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках соглашения о предоставлении субсидии от 26 августа 2014 года 14.607.21.0055 (уникальный идентификатор соглашения RFMEFI60714X0055).

Основные результаты и положения работы были доложены на:

- 1) Восьмой всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва;
- 2) Пятнадцатой научной конференции по радиофизике, Нижний Новгород;
- 3) Девятой всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва;
- 4) Пятой всероссийской научной конференции "Радиофизические методы в дистанционном зондировании сред" в рамках Вторых Армандовских чтений, Муром;
- 5) Научной школе «НЕЛИНЕЙНЫЕ ВОЛНЫ – 2012», Бор;
- 6) 50-й юбилейной Международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс», Новосибирск;
- 7) Конференции IGARSS 2014 and 35th Canadian Symposium on Remote Sensing Symposium, Квебек, Канада;
- 8) 17-й сессии молодых ученых, Арзамас;

9) Конференции Pan Ocean Remote Sensing conference (PORSEC-2012), Кочин, Индия;

10) Десятой открытой всероссийской конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, Москва;

11) Конференции 13th URSI Commission F Triennial Open Symposium on Radiowave Propagation and Remote Sensing, Оттава, Канада;

12) 18-й сессии молодых ученых, Арзамас;

13) Одиннадцатой открытой всероссийской конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, Москва;

14) Двенадцатой открытой всероссийской конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, Москва;

15) Конференции 40th COSPAR Scientific Assembly, Москва;

16) 19-й сессии молодых ученых, Арзамас;

17) Конференции PORSEC 2014 the 12th Biennial Conference, Бали, Индонезия;

18) Конференции Radio Science Conference (URSI AT-RASC), 2015, Гран Канария, Испания;

19) Тринадцатой открытой всероссийской конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, Москва;

20) Конференции The 5th Pacific Rim Underwater Acoustics Conference, Владивосток;

21) Конференции IEEE Radio and Antenna Days of the Indian Ocean, Маврикий;

22) Четвертых Всероссийских Армандовских, чтениях, Муром;

23) на семинарах ИПФ РАН.

Автор удостоился ряда наград за проводимые исследования:

1. Диплом третьей степени за работу, представленную на пятидесятую юбилейную Международную научную студенческую конференцию «Студент и научно-технический прогресс», 2012 г.

2. Грамота за второе место на Всероссийском конкурсе научно-исследовательских работ студентов и аспирантов в области физических наук 2012 г.

3. Диплом 3-й степени за представление доклада на 18-й Нижегородской сессии молодых ученых Министерство образования Нижегородской области 2013 г.

4. Лауреат стипендии правительства Нижегородской области им. Г. А. Разуваева, 2013.

5. Лауреат стипендии правительства Нижегородской области им. Г. А. Разуваева, 2014.

6. Лауреат стипендии правительства Нижегородской области им. Г. А. Разуваева, 2015.

7. Лауреат стипендии президента РФ молодым ученым и аспирантам на 2016-2018.

Результаты работы приведены в 4 статьях [57-60], опубликованных в научных журналах, входящих в перечень изданий, рекомендованных Президиумом Высшей аттестационной комиссии, в 1 патенте [61], в 2 препринтах ИПФ РАН [62, 63], в 5 трудах конференций [64-68] и в 18 тезисах конференций [69-86].

Личный вклад автора

Все результаты работы были получены непосредственно автором, включая построение модифицированной модели квазизеркального рассеяния волн взволнованной водной поверхностью, разработку методов восстановления параметров волнения, проведение лабораторных и натурных экспериментов на Горьковском водохранилище и Черном море, создание комплекса программ для обработки данных численного моделирования и натурных экспериментов. Кроме того автор принимал участие в разработке и тестовых испытаниях акустических волнографов, проводил обработку данных.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 3-х глав, заключения, приложений, списка литературы и списка публикаций автора. Объем диссертации составляет 159 страниц, включая 75 рисунков. Список цитируемой литературы содержит 115 наименований, включая работы автора.

Краткое содержание работы

Во Введении обоснована актуальность выбранной темы диссертации, сформулированы цели и задачи исследования, приведены основные положения, выносимые на защиту, указана научная новизна, обоснована научная и практическая значимость работы, определен личный вклад автора.

В **Главе 1** приведен вывод модифицированной модели рассеяния, описывающей спектральные и энергетические характеристики отраженных морской поверхностью волн для квазизеркального рассеяния в случае бистатического зондирования. Для вычислений отраженного поля в разделе 1.2 применяется метод касательной плоскости и

рассматривается случай неподвижных излучателя и приемника с разными диаграммами направленности антенн. Используемый подход позволил получить аналитические выражения для сечения рассеяния, ширины и смещения доплеровского спектра волн, рассеянных морской поверхностью в разделе 1.3. Характеристики рассеянных морской поверхностью волн полностью определяются параметрами приемной и излучающей антенн и параметрами поверхностного волнения. Благодаря этим особенностям однозначно решается обратная задача, и можно подобрать схемы измерений, позволяющие восстанавливать параметры поверхностного волнения. Формулы, полученные в данной главе, справедливы для акустических волн, однако они могут быть применены для электромагнитного излучения в случае совпадения поляризаций излучаемой и принимаемой волны без изменений. Для электромагнитных волн формулы будут отличаться только коэффициентом, не зависящим от формы поверхности, поэтому статистическая картина будет одинаковой в обоих случаях. В разделе 1.4 проводится сравнение различных вариантов предварительной обработки доплеровских спектров, полученных в результате численного эксперимента, и методов оценки ширины спектра на уровне -10 дБ от максимума. Значения ширины доплеровского спектра в дальнейшем используется для восстановления параметров поверхностного волнения.

В **Главе 2** рассматриваются задачи восстановления основных параметров поверхностного волнения по данным зондирования морской поверхности акустическими системами различной конфигурации. Для анализа используется сечение рассеяния и доплеровский спектр отраженного водной поверхностью сигнала. Для восстановления высоты значительного волнения анализируется форма импульса отраженного водной поверхностью.

Как показано в Главе 1, характеристики рассеянных морской поверхностью волн в области квазизеркального рассеяния полностью определяются параметрами приемной и излучающей антенн и параметрами поверхностного волнения. Эти особенности позволяют выбирать оптимальную схему измерения для решения обратной задачи и восстанавливать параметры рассеивающей поверхности. Разработанные алгоритмы тестируются на данных численного моделирования и приводятся оценки точности их работы.

В разделе 2.2 рассматривается задача применения подводного акустического волнографа, оснащенного одной приемо-передающей антенной, для измерения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости при вертикальном зондировании. В разделе 2.3 приводятся различные варианты обработки данных одноканального струнного

волнографа. С помощью численного моделирования, в разделе 2.4 исследуется возможность контроля эффективности восстановления параметров волнения с помощью струнного волнографа.

В разделе 2.5 обсуждается зондирование водной поверхности моностатической антенной системой, состоящей из двух приемо-передающих антенн, при углах зондирования близких к вертикали. Антенны имеют ножевой вид диаграммы направленности (ДН) и ориентированы перпендикулярно друг другу. Такая конфигурация антенной системы позволяет восстанавливать все основные статистические характеристики рассеивающей поверхности и эффективный коэффициент отражения.

В разделе 2.6 решается задача измерения параметров волнения при использовании схемы акустического волнографа с одной излучающей и тремя приемными антеннами при вертикальном зондировании. Излучающая антенна имеет широкую симметричную ДН, так же как и одна из приемных антенн. Две другие приемные антенны имеют ножевой вид ДН и ориентированы перпендикулярно друг другу. Такая конфигурация позволяет восстанавливать все основные параметры поверхностного волнения, влияющие на отраженный сигнал в общем виде численными методами. Однако будут получены аналитические выражения для случая, когда одна из ножевых антенн ориентирована вдоль или поперек распространения волнения. Отметим, что использование только одной излучающей антенны позволяет избежать проблемы совместимости при одновременной работе нескольких приемо-передающих антенн в едином антенном блоке. Результаты численного моделирования эксперимента с данной конфигурацией антенной системы подтверждают работоспособность предложенного метода.

В разделе 2.7 выполнено теоретическое исследование влияния дождя на сечение обратного рассеяния и ДС отраженных морской поверхностью акустических волн в условиях ветрового волнения. Предложен алгоритм диагностики дождя по данным акустического волнографа.

Сечение рассеяния и параметры ДС в квазизеркальной области отражения не зависят от высоты волн, однако этот параметр чрезвычайно важен для прикладных задач. Поэтому, в разделе 2.8, рассмотрен принцип измерения высоты морских волн с применением подводного импульсного гидролокатора оснащенного одной приемо-передающей антенной с широкой симметричной ДН. Для анализа в этом случае используется длина переднего фронта отраженного импульса. Данный подход измерения высоты защищен патентом [61].

Разработанные в данной Главе методы и алгоритмы получены для акустических волн, однако они могут быть распространены и на электромагнитные волны для случая одинаковых излучаемой и приемной поляризаций без существенных изменений.

Глава 3 посвящена экспериментальной проверке методов решения прямой и обратной задач дистанционного зондирования поверхностного волнения, предложенных в первой и второй главе. В разделе 3.2 приводятся результаты применения в натуральных условиях первого акустического волнографа, изготовленного в ИПФ РАН в 2011 году. Гидролокатор первого акустического волнографа оснащен одной приемо-передающей антенной, что позволяет проводить измерения ширины доплеровского спектра (ДС), сечения рассеяния и восстанавливать дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости. Для контроля эффективности восстановления параметров поверхностного волнения в экспериментах использовался струнный волнограф или велась запись условий формирования волнения (скорость ветра, длина ветрового разгона). Метод обработки данных сначала был протестирован с помощью численного моделирования измерений струнного и акустического волнографов в Главе 2 и показал свою работоспособность. Обработка данных натуральных экспериментов также подтвердила применимость разработанного метода.

В разделе 3.3 приведены результаты исследования влияния дождя на характеристики отраженного акустического сигнала. В результате лабораторных экспериментов в условиях искусственного дождя получена оценка изменчивости ДС и дисперсии вертикальной скорости при слабом волнении.

В 2013 году в ИПФ РАН был изготовлен следующий вариант акустического волнографа, реализующий схему с одной излучающей широкой симметричной антенной и тремя приемными антеннами с разными ДН. Так же в новый прибор был интегрирован дополнительный блок акустического высотомера, позволяющий записывать форму отраженного водной поверхностью импульса.

В разделе 3.4 выполнено сравнение параметров поверхностного волнения, восстановленных по данным нового акустического волнографа, с данными струнного волнографа.

В ходе эксперимента на платформе были проведены измерения доплеровским радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны и выполнено сравнение с модельными оценками, полученными на основе данных струнного волнографа. Результаты эксперимента и сравнение приведено в разделе 3.5. Показано, что характеристики отраженного сигнала слабо коррелируют со скоростью

приповерхностного ветра, а определяются параметрами волнения. В ходе эксперимента по изучению обратного рассеяния радиолокационного сигнала при малых углах падения исследовалась зависимость характеристик отраженного сигнала от азимутального угла поворота антенны. Скорость и направление ветра регистрировались с помощью метеостанции, а параметры волнения измерялись одноканальным струнным волнографом. Сравнение экспериментальных данных с оценками по теоретической модели показало хорошее совпадение, что подтверждает работоспособность предложенной в первой главе модели характеристик волн, отраженных морской поверхностью. Показано что для анализа характеристик отраженных волн необходимо учитывать параметры поверхностного волнения, а не параметры ветра как это обычно делается.

На Горьковском водохранилище было проведено первое натурное испытание акустического высотомера, результаты которого приводятся в разделе 3.6. Проведенные эксперименты показали возможность измерения высоты значительного волнения импульсным высотомером с широкой ДН антенны.

В **Заключении** сформулированы основные результаты работы.

Благодарности

Автор выражает благодарность своему научному руководителю В.Ю. Караеву за постановку задачи, чуткое руководство, плодотворное обсуждение, а также за бесценный вклад в обучение автора основам научной деятельности. Особую благодарность автор выражает Э.М. Зуйковой и Е.М. Мешкову за существенный вклад в экспериментальную часть работы и обучение автора. Отдельная благодарность выражается Л.Я. Любавину за плодотворные дискуссии. Автор признателен Ю.И. Троицкой за внимательное отношение к работе и поддержку исследований.

ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КВАЗИЗЕРКАЛЬНОГО ОТРАЖЕНИЯ СИГНАЛОВ ОТ СТАТИСТИЧЕСКИ-ШЕРОХОВАТОЙ ПОВЕРХНОСТИ

1.1 Введение

В основе предлагаемого подхода лежит метод, предложенный Исаковичем в 1952 году [11], для расчета поля волн, отраженных крупномасштабной, по сравнению с длиной излученной волны, статистически шероховатой поверхностью для бистатистического случая. Метод получил исчерпывающее описание в работах Баса и Фукса, например, [21] и Рытова [87], где были уточнены границы применимости и метод использовался для расчета поля, отраженного морской поверхностью. Но в модели отсутствовали параметры излучателей и приемников. Далее метод касательной плоскости применялся для вычисления обратного рассеяния Зубковичем [51] и Гарнакерьяном [9] с учетом диаграммы направленности (ДН) приемо-передающей антенны. Однако описание поверхности в этих работах является слишком приближенным. В работах Каневского, Караева, Мешкова [88, 89] метод касательной плоскости получил дальнейшее развитие и впервые были получены выражения для спектральных и энергетических характеристик отраженного сигнала с учетом скорости движения носителя и ширины диаграммы направленности антенны в случае обратного рассеяния на анизотропной статистически шероховатой поверхности, описываемой шестью статистическими моментами крупномасштабного волнения второго порядка и эффективным коэффициентом отражения, зависящим от мелкомасштабных шероховатостей.

В данной работе, с сохранением подходов, выражения из работ Каневского и Караева были обобщены на бистатистический случай и случай использования различных асимметричных ДН излучающей и приемной антенн.

В данной главе приведен вывод модифицированной модели рассеяния, описывающей спектральные и энергетические характеристики отраженных морской поверхностью волн для квазизеркального рассеяния в случае бистатистического зондирования. Для вычислений отраженного поля в разделе 1.2 применяется метод касательной плоскости и рассматривается случай неподвижных излучателя и приемника с разными диаграммами направленности антенн. Используемый подход позволил получить аналитические выражения для сечения рассеяния, ширины и смещения доплеровского спектра волн, рассеянных морской поверхностью в разделе 1.3. Характеристики рассеянных морской поверхностью волн полностью определяются параметрами приемной

и излучающей антенн и параметрами поверхностного волнения. Благодаря этим особенностям однозначно решается обратная задача, и можно подобрать схемы измерений, позволяющие восстанавливать параметры поверхностного волнения. Формулы, полученные в данной главе, справедливы для акустических волн, однако они могут быть применены для электромагнитного излучения в случае совпадения поляризаций излучаемой и принимаемой волны без изменений. Для электромагнитных волн формулы будут отличаться только коэффициентом, не зависящим от формы поверхности, поэтому статистическая картина будет одинаковой в обоих случаях. В разделе 1.4 проводится сравнение различных вариантов предварительной обработки доплеровских спектров, полученных в результате численного эксперимента, и методов оценки ширины спектра на уровне -10 дБ от максимума. Ширина доплеровского спектра в дальнейшем используется для восстановления параметров поверхностного волнения.

1.2 Поле волн, отраженное взволнованной водной поверхностью

Реальная поверхность моря обладает широким спектром масштабов неровностей от коротких капиллярных волн до длинных гравитационных волн, поэтому для расчета характеристик рассеянного поля часто используется двухмасштабная модель морской поверхности. В рамках этой модели морская поверхность Σ представляется в виде крупномасштабной, по сравнению с длиной волны излучения, поверхности ζ , покрытой мелкой рябью ξ и удовлетворяющей ряду условий, рассмотренных ниже. Поле, рассеянное крупномасштабной поверхностью, может быть рассчитано методом касательной плоскости, а влияние на рассеянное поле мелкомасштабной поверхности учитывается по теории возмущений.

Экспериментальные измерения показали, что при рассеянии волн морской поверхностью можно выделить четыре области [90]. При углах отражения от невозмущенной морской поверхности близких к зеркальному рассеяние носит квазизеркальный характер и хорошо описывается методом касательной плоскости. В области средних углов отражения доминирует резонансное рассеяние, описываемое методом возмущений. В переходной области углов отражения для описания рассеяния необходимо использовать оба метода одновременно. При скользящих углах падения и отражения большое значение начинают играть затенения и для описания рассеяния необходимо использовать другие подходы, особенно для горизонтальной поляризации.

В диссертации ограничимся квазизеркальной областью, в которой рассеяние хорошо описывается методом Кирхгофа [21]. Рассмотрим квазизеркальное отражение

скалярных волн морской поверхностью при бистатическом зондировании. На рис. 1.1 приведена постановка задачи.

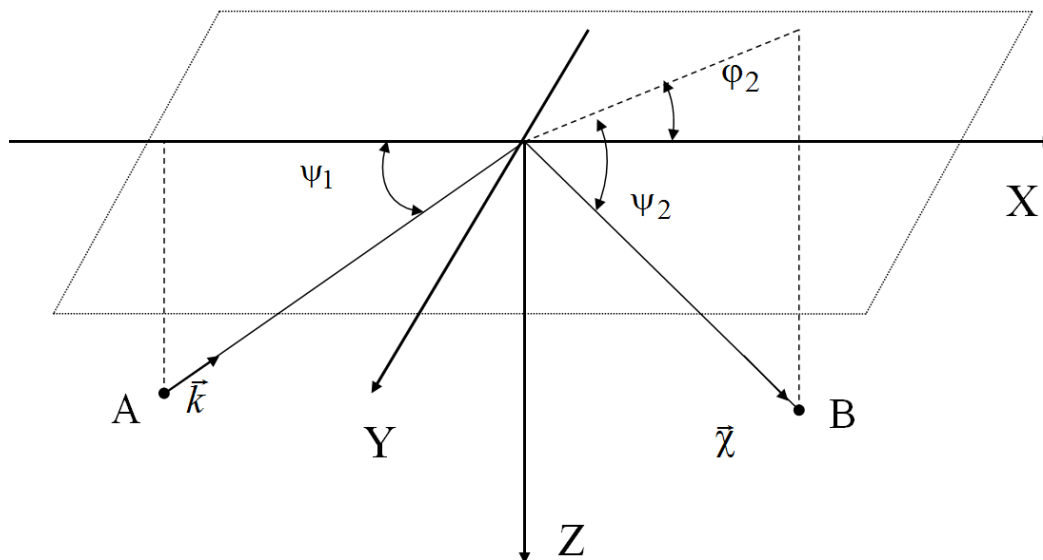


Рис. 1.1. Постановка задачи

Пусть в некоторый момент времени t задана реализация статистически шероховатой поверхности $z = \zeta(\mathbf{r})$, где ζ - статистическая стационарная дифференцируемая функция координат, значения которой колеблются вокруг $z = 0$ (среднее равно нулю), а $\mathbf{r} = (x, y, 0)$ - координаты на плоскости $z = 0$. Пусть из точки излучения A на рассеивающую поверхность падает поле, являющееся в каждой точке рассеивающей поверхности S , ограниченной диаграммами направленности антенн, плоской волной с волновым вектором \mathbf{k} . Волновой вектор отраженной волны χ направлен в точку приема B , расположенную во зоне Фраунгофера. Азимутальные углы падающей ϕ_1 и отраженной ϕ_2 волн будем отсчитывать от оси X . Без потери общности считаем, что азимутальный угол падающей волны ϕ_1 равен 180° . На рис. 1.1 ψ_1 и ψ_2 - углы скольжения падающей и отраженной волны соответственно. Потенциал рассеянной волны в этом случае записывается при помощи формулы Грина [11].

Предполагаем, что отражение волны в каждой точке крупномасштабной поверхности ζ происходит так же, как и от бесконечной касательной плоскости, если на касательной плоскости можно выделить площадку с линейными размерами, большими по сравнению с длиной волны λ , но не отступающую заметно на краях от неровной отражающей поверхности. Это условие имеет следующий вид:

$$\sin \psi_i \gg 1/\sqrt[3]{ka} \quad (k = 2\pi/\lambda), \quad (1.1)$$

где a - радиус кривизны поверхности в точке $(x, y, 0)$. Таким образом, для того, чтобы отражение от неровной поверхности можно было рассматривать в приближении касательной плоскости (метода Кирхгофа), необходимо, чтобы локальные радиусы кривизны поверхности превышали длину падающей волны.

Будем предполагать, что ни для падающей, ни для отраженной волны нет затенений каких-либо элементов поверхности. Очевидно, сколь бы плавной рассеивающая поверхность ни была, это условие исключает слишком малые углы скольжения, как для падающей волны, так и для отраженной. При рассмотрении будем ограничиваться случаем, когда источник излучения и точка приема находятся в волновой зоне по отношению к рассеивающему участку поверхности $kR_i \gg 1$, где R_i - расстояние от наблюдаемой точки на поверхности $\zeta(\mathbf{r})$ до точки излучения при $i=1$, либо точки приема при $i=2$. Учитывая, кроме того, что $R_i \gg \sigma_\zeta \sin \psi_i$, где σ_ζ - среднеквадратическая высота неровной поверхности $\zeta(\mathbf{r})$, а источник является точечным, то формула Грина для поля, рассеянного в направлении χ , преобразуется к виду [9, 11, 21, 51]:

$$U(t) = \frac{U_0 q^2 V_{eff}}{4\pi i R_{01} R_{02} q_z} \int G_1(x, y) G_2(x, y) e^{ik(R_1+R_2)} dx dy, \quad (1.2)$$

где V_{eff} - эффективный коэффициент отражения, соответствующий стационарной точке, отвечающей зеркальному лучу, приходящему в точку приема [87]. Кроме физических параметров сред на границе раздела Σ , он зависит от интенсивности мелкомасштабного волнения ξ ; U_0 - амплитуда падающего поля; $\mathbf{q} = -k\nabla(R_{01} + R_{02})$ - вектор рассеяния; G_i - нормированные гауссовы ДН антенн, задающие распределение амплитуды падающего и отраженного поля на поверхности $\zeta(\mathbf{r})$ в зоне Фраунгофера [51]:

$$G_i(x, y) = \exp \left\{ -1,38 \frac{\sin^2 \psi_i}{R_{0i}^2 \delta_{xi}^2 \cos^2 \phi_i} \left[(x - x_0) \cos \theta_i + (y - y_0) \sin \theta_i \right]^2 \right\} \times \\ \times \exp \left\{ -1,38 \frac{\left[-(x - x_0) \sin \theta_i + (y - y_0) \cos \theta_i \right]^2}{R_{0i}^2 \delta_{yi}^2 \cos^2 \phi_i} \right\}, \quad (1.3)$$

где δ_{xi} и δ_{yi} - ширины ДН по уровню половинной мощности, для приемной ($i=2$) и излучающей ($i=1$) антенн в двух взаимно перпендикулярных плоскостях, θ_i - углы поворота антенн вокруг осей ДН. Такая запись ДН справедлива при условии, что линейные размеры облучаемых площадок L значительно меньше R_{0i} - расстояний от излучателя и приемника до центра рассеивающих площадок $(x_0, y_0, 0)$. Мы рассматриваем случай совпадающих центров облучаемых площадок для приемной и излучающей антенн.

Расстояния R_1 и R_2 удобно выразить через координаты на плоскости $z=0$ и значение высоты поверхности в этой точке $\zeta(\mathbf{r})$. Разложим эти расстояния в ряд Тейлора в окрестности точки $(x_0, y_0, 0)$ поверхности S , спроецированной на плоскость $z=0$, для $R_i^2 \gg kL^3 \cos \psi_i$:

$$R_i(x, y) = \sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (\zeta - H_i)^2} \approx R_{0i} + R'_{ix} \Delta x + R'_{iy} \Delta y + R'_{iz} \Delta z + \\ + \left(R''_{ixx} \Delta x^2 + R''_{iyy} \Delta y^2 + R''_{izz} \Delta z^2 + 2R''_{ixy} \Delta x \Delta y + 2R''_{ixz} \Delta x \Delta z + 2R''_{izy} \Delta z \Delta y \right) / 2, \quad (1.4)$$

здесь (x_i, y_i, H_i) - точки излучения ($i=1$) и приема ($i=2$), R_{0i} - расстояние от излучателя и приемника до точки $(x_0, y_0, 0)$, $\Delta x = x - x_0$, $\Delta y = y - y_0$, $\Delta z = \zeta$, а производные в этой формуле выражаются следующим образом:

$$R'_{ix} = -\cos \psi_i \cos \phi_i, \quad R'_{iy} = -\cos \psi_i \sin \phi_i, \quad R'_{iz} = \sin \psi_i, \quad R''_{ixx} = \left(1 - \cos^2 \psi_i \cos^2 \phi_i \right) / R_{0i}, \\ R''_{iyy} = \left(1 - \cos^2 \psi_i \sin^2 \phi_i \right) / R_{0i}, \quad R''_{izz} = \cos^2 \psi_i / R_{0i}, \quad R''_{ixy} = -\cos^2 \psi_i \cos \phi_i \sin \phi_i / R_{0i}, \\ R''_{ixz} = \frac{\zeta'_x}{R_{0i}} + \frac{\sin \psi_i \cos \psi_i \cos \phi_i}{R_{0i}}, \quad R''_{iyz} = \frac{\zeta'_y}{R_{0i}} + \frac{\sin \psi_i \cos \psi_i \sin \phi_i}{R_{0i}}. \quad (1.5)$$

1.3 Энергетические и спектральные характеристики сигналов отраженных морской поверхностью

Корреляционная функция отраженного акустического сигнала находится по формуле $K(\tau) = \left\langle U(t+\tau)U^*(t) \right\rangle$, где индекс «*» означает комплексно-сопряженную величину, угловые скобки – статистическое усреднение по рассеивающей поверхности:

$$K(\tau) = \frac{U_0^2 V_{eff}^2 q^4}{16\pi^2 R_{01}^2 R_{02}^2 q_z^2} \int \int \int \int G_1(x, y) G_2(x, y) G_1(x', y') G_2(x', y') \times$$

$$\times \left\langle e^{ik[R_1(x,y)+R_2(x,y)-R_1(x',y')-R_2(x',y')]} \right\rangle dx dy dx' dy'. \quad (1.6)$$

Произведя замену переменных $x' = x + \rho_x$, $y' = y + \rho_y$ и учитывая, что

$$q_z = \kappa R'_z = \kappa(R'_{1z} + R'_{2z}), \quad R'_x = R'_{1x} + R'_{2x}, \quad R'_y = R'_{1y} + R'_{2y}, \quad R''_{xx} = \frac{R''_{1xx} + R''_{2xx}}{2}, \quad R''_{yy} = \frac{R''_{1yy} + R''_{2yy}}{2}$$

можно записать:

$$\left\langle e^{ik[R_1(x,y)+R_2(x,y)-R_1(x',y')-R_2(x',y')]} \right\rangle = e^{-ik[R'_x \rho_x + R'_y \rho_y + 2\rho_x R''_{xx} + 2\rho_y R''_{yy}]} \times \left\langle e^{iq_z(\zeta - \zeta')} \right\rangle. \quad (1.7)$$

Из определения [91] характеристической функции двумерной случайной величины имеем: $\varphi(q_z, -q_z) = \iint e^{iq_z(\zeta - \zeta')} W(\zeta, \zeta') d\zeta d\zeta' = \left\langle e^{iq_z(\zeta - \zeta')} \right\rangle$, где $W(\zeta, \zeta')$ - плотность вероятности распределения двумерной случайной величины (ζ, ζ') . Согласно [92] для нормального распределения $\zeta(\vec{r})$, характеристическую функцию можно выразить через моменты величины ζ :

$$\left\langle e^{iq_z(\zeta - \zeta')} \right\rangle = e^{-\frac{q_z^2}{2} [\sigma_{xx}^2 \rho_x^2 - 2K_{xy} \rho_x \rho_y + \sigma_{yy}^2 \rho_y^2 - 2K_{xt} \rho_x \tau + \sigma_{tt}^2 \tau^2 - 2K_{yt} \rho_y \tau]}, \quad (1.8)$$

Статистические моменты второго порядка крупномасштабного волнения вычисляются по спектру волнения:

$$\sigma_{xx}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_{zp}} \kappa_x^2 S(\kappa, \phi) d\kappa d\phi, \quad \sigma_{yy}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_{zp}} \kappa_y^2 S(\kappa, \phi) d\kappa d\phi, \quad \sigma_{tt}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_{zp}} \omega^2 S(\kappa, \phi) d\kappa d\phi,$$

$$K_{xt} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_{zp}} \kappa_x \omega S(\kappa, \phi) d\kappa d\phi, \quad K_{yt} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_{zp}} \kappa_y \omega S(\kappa, \phi) d\kappa d\phi, \quad K_{xy} = -\int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_{zp}} \kappa_x \kappa_y S(\kappa, \phi) d\kappa d\phi, \quad (1.9)$$

где $S(\kappa, \phi)$ - пространственно-угловой спектр волнения, ϕ - азимутальный угол, κ - модуль волнового вектора. Значение граничного волнового числа κ_{zp} зависит от скорости ветра, длины волны излучения и определяется условием (1.1), которое для крупномасштабной поверхности $\zeta(\vec{r})$ может быть записано в виде $\sin \psi_i \gg 1/\sqrt[3]{ka_c}$, где характерный для поверхности радиус кривизны вычисляется следующим образом

$1/a_c^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\kappa_{zp}} \kappa^4 \omega S(\kappa, \phi) d\kappa d\phi$. В настоящее время нет единого мнения по поводу выбора

граничного волнового числа k_{zp} . В данной работе для расчетов будет использоваться выражение (П.1.9) приведенное в Приложении 1.

Из работы Зубковича [51] следует, что для поверхности с пологими шероховатостями выражение $\left\langle e^{iq_z(\zeta-\zeta')} \right\rangle$ становится малым уже при отклонениях ρ_x, ρ_y равным нескольким длинам излучаемой волны. Диаграмма направленности приводит к ослаблению поля при удалении от центра, поэтому в формуле (1.6) пределы интегрирования можно распространить от $-\infty$ до $+\infty$. Таким образом, выражение (1.6) преобразуется к виду:

$$K(\tau) = \frac{U_0^2 V_{eff}^2 q^4}{16\pi R_{01}^2 R_{02}^2 q_z^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G_1^2(x, y) G_2^2(x, y) \times \\ \times e^{-ik[R'_x \rho_x + R'_y \rho_y + 2\rho_x x R''_{xx} + 2\rho_y y R''_{yy}]} \times e^{-\frac{q_z^2}{2} [\sigma_{xx}^2 \rho_x^2 - 2K_{xy} \rho_x \rho_y + \sigma_{yy}^2 \rho_y^2 - 2K_{xt} \rho_x \tau + \sigma_{tt}^2 \tau^2 - 2K_{yt} \rho_y \tau]} dx dy d\rho_x d\rho_y. \quad (1.10)$$

При интегрировании воспользуемся табличным интегралом [93]:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \exp(-p^2 x^2 \pm qx) dx = \exp\left(\frac{q^2}{4p^2}\right) \frac{\sqrt{\pi}}{p} \quad [p > 0]. \quad (1.11)$$

В результате выполнения последовательного четырехкратного интегрирования (1.10), используя формулу (1.11), получим выражение для корреляционной функции отраженного сигнала:

$$K(\tau) = A_0 \times \exp(B_0), \quad (1.12)$$

где

$$A = \left(8R_{01}^2 R_{02}^2 q_z^4 \sqrt{-a_y a_2 a_4} / \left(U_0^2 V_{eff}^2 q^4 \right) \right)^{-1}, \\ B_0 = \frac{\left(q_z^2 K_{xt} \tau - ikR'_x \right)^2}{2q_z^2 \sigma_{xx}^2} - \frac{q_z^2}{2} \sigma_{tt}^2 \tau^2 + \\ \frac{\left(K_{xy} \left(-ikR'_x + q_z^2 K_{xt} \tau \right) + q_z^2 K_{yt} \sigma_{xx}^2 \tau - ik\sigma_{xx}^2 R'_y \right)^2}{2q_z^2 a_1 \sigma_{xx}^2} \left(\frac{2(kR''_{yy})^2 \sigma_{xx}^2}{(a_y q_z a_2)} + 1 \right) + \frac{(b_1 + \tau b_2)^2}{4a_4}, \\ a_x = -2,76 \left(\frac{\sin^2 \psi_1}{R_{01}^2 \delta_{x1}^2} \cos^2 \theta_1 + \frac{\sin^2 \theta_1}{R_{01}^2 \delta_{y1}^2} + \frac{\sin^2 \psi_2 \cos^2 \theta_2}{R_{02}^2 \delta_{x2}^2 \cos^2 \phi_2} + \frac{\sin^2 \theta_2}{R_{02}^2 \delta_{y2}^2 \cos^2 \phi_2} \right), \\ a_y = -2,76 \left(\frac{\sin^2 \psi_1}{R_{01}^2 \delta_{x1}^2} \sin^2 \theta_1 + \frac{\cos^2 \theta_1}{R_{01}^2 \delta_{y1}^2} + \frac{\sin^2 \psi_2 \sin^2 \theta_2}{R_{02}^2 \delta_{x2}^2 \cos^2 \phi_2} + \frac{\cos^2 \theta_2}{R_{02}^2 \delta_{y2}^2 \cos^2 \phi_2} \right),$$

$$\begin{aligned}
a_{xy} &= -5,52 \cos \theta_1 \sin \theta_1 \left(\frac{\sin^2 \psi_1}{R_{01}^2 \delta_{x1}^2} - \frac{1}{R_{01}^2 \delta_{y1}^2} \right) - \\
&\quad -5,52 \frac{\cos \theta_2 \sin \theta_2 \sin^2 \psi_2}{R_{02}^2 \delta_{x2}^2 \cos^2 \phi_2} + 5,52 \frac{\cos \theta_2 \sin \theta_2}{R_{02}^2 \delta_{y2}^2 \cos^2 \phi_2}, \\
b_1 &= -\frac{2R_{xx}'' K_{xy} k^2 (K_{xy} R'_x + \sigma_{xx}^2 R'_y)}{q_z^2 a_1 \sigma_{xx}^2} \left(\frac{2(kR_{yy}'')^2 \sigma_{xx}^2}{a_y q_z a_2} + 1 \right) - \\
&\quad -\frac{2k^2 R_{xx}'' R'_x}{q_z^2 \sigma_{xx}^2} + \frac{\sigma_{xx}^2 a_{xy} k^2 R_{yy}'' (K_{xy} R'_x + \sigma_{xx}^2 R'_y)}{-a_y a_2 q_z^2 \sigma_{xx}^2}, \\
b_2 &= \frac{-2R_{xx}'' ik K_{xy} (K_{xy} K_{xt} + \sigma_{xx}^2 K_{yt})}{a_1 \sigma_{xx}^2} \left(\frac{2(kR_{yy}'')^2 \sigma_{xx}^2}{a_y q_z a_2} + 1 \right) - \\
&\quad -\frac{2ikR_{xx}'' K_{xt}}{\sigma_{xx}^2} + \frac{\sigma_{xx}^2 a_{xy} ik R_{yy}'' (K_{xy} K_{xt} + \sigma_{xx}^2 K_{yt})}{-a_y a_2 \sigma_{xx}^2}, \\
a_4 &= \frac{-a_x}{a_1} a_3 + \frac{1}{a_y a_2} \left(\frac{a_{xy} \sqrt{a_1}}{2} - \frac{2k^2 K_{xy} R_{xx}'' R_{yy}''}{\sqrt{a_1} q_z^2} \right)^2, \quad a_3 = \sigma_{yy}^2 \left(-\frac{2k^2 (R_{xx}'')^2}{q_z^2 a_x} + \sigma_{xx}^2 \right) - K_{xy}^2, \\
a_2 &= \sigma_{xx}^2 \left(-\frac{4k^2 (R_{yy}'')^2}{2q_z^2 a_y} + \sigma_{yy}^2 \right) - K_{xy}^2, \quad a_1 = \sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2. \tag{1.13}
\end{aligned}$$

Для перехода к удельному сечению обратного рассеяния выполним нормировку на эффективную площадь засветки водной поверхности:

$$S_0 = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-a_x x^2 - a_y y^2 - a_{xy} xy} dx dy = \frac{\sqrt{\pi}}{\sqrt{a_x}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-a_y y^2 + \frac{(-a_{xy} y)^2}{4a_x}} dy = \pi / \sqrt{a_x \left(a_y - \frac{a_{xy}^2}{4a_x} \right)}. \tag{1.14}$$

Нормированное сечение рассеяния вычисляется из корреляционной функции сигнала следующим образом [51]:

$$\sigma_0 = 4(R_{01} R_{02})^2 K(\tau=0) / S_0 U_0^2. \tag{1.15}$$

Нормированный по максимуму спектр мощности или доплеровский спектр (ДС) отраженного сигнала вычисляется как Фурье преобразование от корреляционной функции:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} K(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau = \int e^{-i\omega\tau} e^{-i\tau k\omega_t} e^{-\tau^2 k^2 \omega_s} d\tau = e^{-(\omega+k\omega_t)^2/4k^2\omega_s}, \quad (1.16)$$

где $k\omega_t$ - смещение доплеровского спектра в радианах, ω_s - величина характеризующая ширину спектра. Будем анализировать ширину доплеровского спектра на уровне -10 дБ (далее просто ширина ДС):

$$\Delta f_{10} = 4\sqrt{\omega_s \ln 10}/\lambda, \quad (1.17)$$

$$\text{где } \omega_s = \frac{1}{k^2} \left(\frac{q_z^2}{2} \sigma_{tt}^2 - \frac{q_z^2 (K_{xt})^2}{2\sigma_{xx}^2} - \frac{q_z^2 (K_{xy}K_{xt} + K_{yt}\sigma_{xx}^2)^2}{2a_1\sigma_{xx}^2} \left(\frac{2(kR''_{yy})^2 \sigma_{xx}^2}{a_y q_z^2 a_2} + 1 \right) - \frac{(b_2)^2}{4a_4} \right).$$

Смещение центральной частоты доплеровского спектра в Гц:

$$f_{cm} = -k\omega_t/2\pi, \quad (1.18)$$

$$\text{где } \omega_t = \frac{R'_x K_{xt}}{\sigma_{xx}^2} + \frac{(K_{xt}K_{xy} + K_{yt}\sigma_{xx}^2)(R'_x K_{xy} + \sigma_{xx}^2 R'_y)}{a_1\sigma_{xx}^2} \left(\frac{2(kR''_{yy})^2 \sigma_{xx}^2}{(a_y q_z^2 a_2)} + 1 \right) - \frac{b_1 b_2}{2a_4 i k}.$$

В результате в нашем распоряжении имеются теоретические зависимости спектральных и энергетических характеристик отраженного акустического сигнала от статистических характеристик волнения с учетом диаграмм направленности приемной и излучающей антенн.

Выполним расчёты характеристик отраженного сигнала для длины волны излучения $\lambda = 0,008$ м и полностью развитого ветрового волнения. В данной работе при вычислениях используется спектр волнения и зависимости для граничного волнового числа и, полученные в [94] и приведенные в Приложении 1.

Рассмотрим зависимости характеристик отраженного сигнала от угла скольжения отраженной волны. При расчетах волнение распространяется вдоль оси X , а ДН излучающей и приемной антенн предполагаются узкими $1^\circ \times 1^\circ$. На рис. 1.2 показаны зависимости характеристик рассеяния от угла скольжения отраженной волны ψ_2 при угле

скольжения падающей волны $\psi_1 = 30^\circ$ для различных азимутальных углов отраженной волны ϕ_2 . Скорость ветра взята равной 10 м/с.

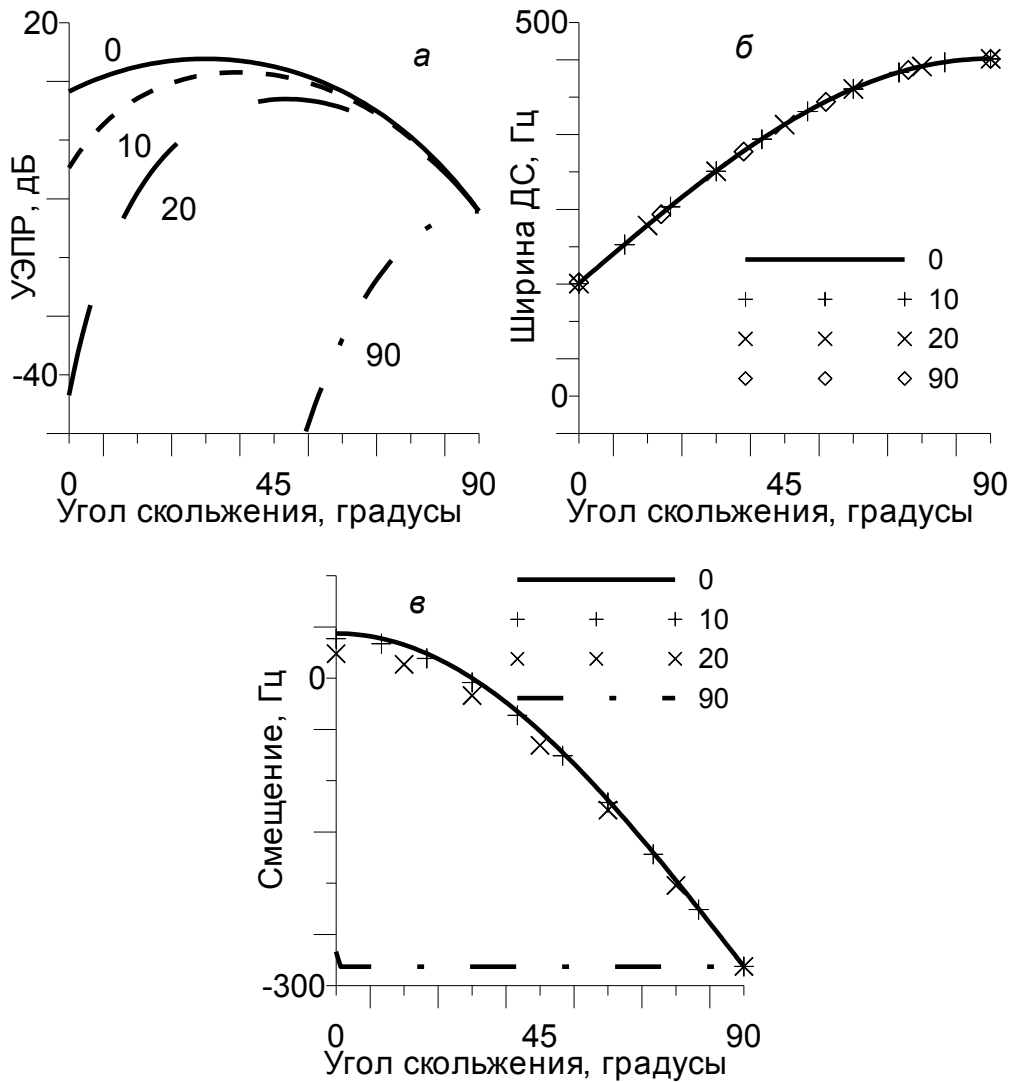


Рис. 1.2. Угловые характеристики отражения (а - σ_0 , б - Δf_{10} , в - $f_{см}$) при угле скольжения падающей волны $\psi_1 = 30^\circ$, для узких ДН ($1^\circ \times 1^\circ$) излучающей и приемной антенн при скорости ветра 10 м/с для различных азимутальных углов отраженной волны ϕ_2 равных $0^\circ, 10^\circ, 20^\circ, 90^\circ$

Нечувствительность ширины ДС отраженного сигнала к выбору угла ϕ_2 на рис. 1.2б объясняется тем, что расширение доплеровского спектра в основном определяется дисперсией вертикальной составляющей орбитальной скорости отражающих участков поверхности [59], не зависящей от азимутального угла наблюдения. На рис. 1.3 показаны зависимости характеристик рассеяния от угла скольжения отраженной волны ψ_2 при

азимутальном угле наблюдения $\phi_2 = 0$ для различных углов скольжения излученной волны ψ_1 . Скорость ветра взята равной 10 м/с.

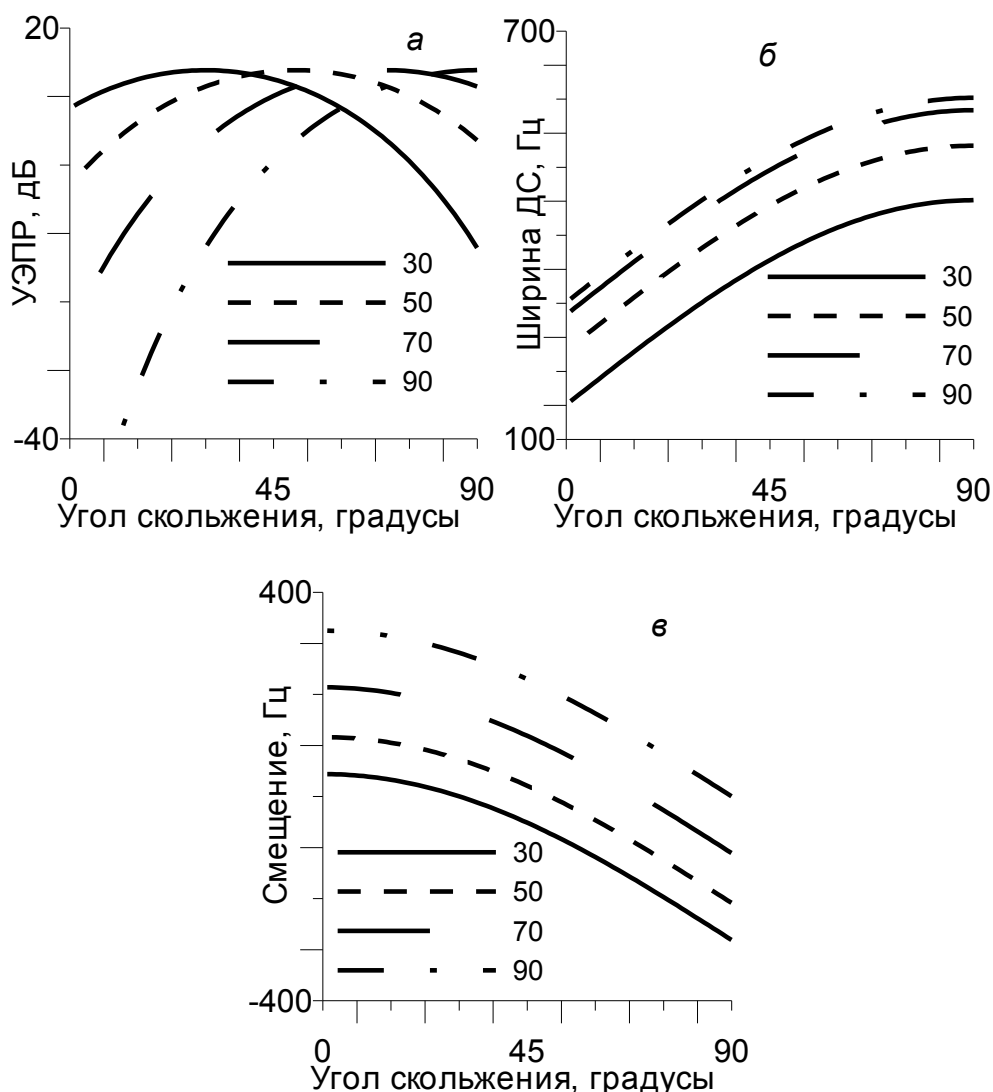


Рис. 1.3. Угловые характеристики отражения (а - σ_0 , б - Δf_{10} , в - $f_{см}$) при азимутальном угле отраженной волны $\phi_2 = 0$, для узких ДН ($1^\circ \times 1^\circ$) излучающей и приемной антенн при скорости ветра 10 м/с для различных углов скольжения падающей волны ψ_1 равных 30° , 50° , 70° , 90°

Зависимости на рис. 1.2а и 1.3а качественно согласуются с результатами, полученными в работах [11, 21, 95]. Однако следует уточнить, что зависимости справедливы для углов близких к углу зеркального отражения. При отклонении от этого угла более чем на 10-15 градусов [21, 90] они отражают вклад только зеркального отражения, уже не являющегося основным для морской поверхности. В этом случае

доминирующим становится Брегговское рассеяние, и необходимо это учитывать при сравнении с экспериментальными данными.

Рассмотрим моностатический случай зондирования антенной с ДН $30^\circ \times 1^\circ$. На рис. 1.4 показаны характеристики рассеяния от угла поворота антенны вокруг оси диаграммы. Углы поворота антенны 0° и 180° соответствуют ориентации широкой стороны ДН вдоль направления распространения волнения. Скорость ветра взята равной 10 м/с, случай полностью развитого ветрового волнения.

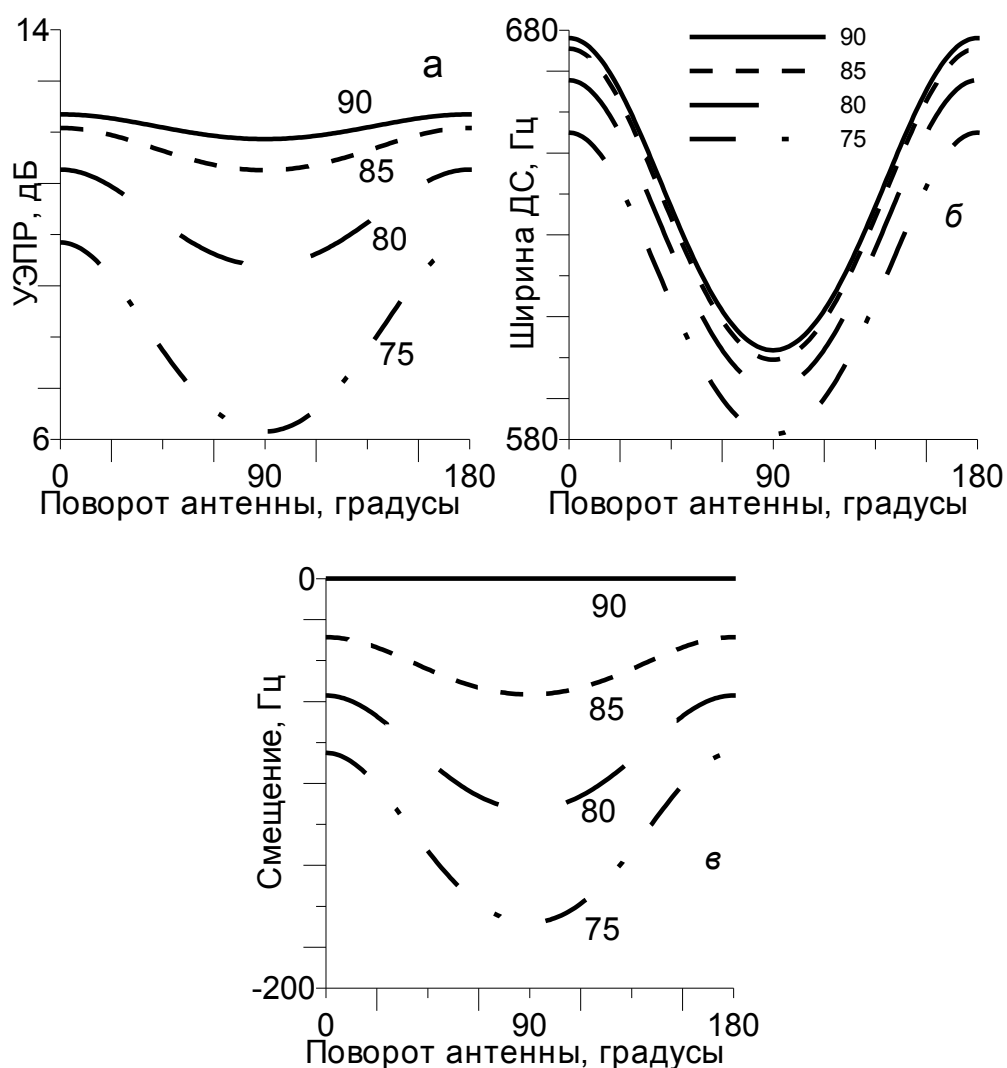


Рис. 1.4. Характеристики отражения (а - σ_0 , б - Δf_{10} , в - $f_{см}$) от угла поворота антенны вокруг оси диаграммы в моностатическом случае, для антенны с ДН $30^\circ \times 1^\circ$ при скорости ветра 10 м/с для одинаковых углов скольжения падающей и отраженной волны ψ_1 равных $90^\circ, 85^\circ, 80^\circ, 75^\circ$

Заметим, что при вертикальном зондировании для угла скольжения падающей и отраженной волны ψ_1 равного 90° , зависимости характеристик рассеяния от угла поворота антенны вокруг оси диаграммы будут эквивалентны зависимостям от азимутального угла распространения волнения. Азимутальные зависимости характеристик отраженного сигнала в моностатическом случае при различных углах скольжения падающей и отраженной волны ψ_1 показаны на рис. 1.5. Скорость ветра равна 10 м/с. Диаграмма направленности приемо-передающей антенны $30^\circ \times 1^\circ$. Азимутальные углы распространения волнения 0° и 180° соответствуют распространению волнения вдоль длинного диаметра ДН.

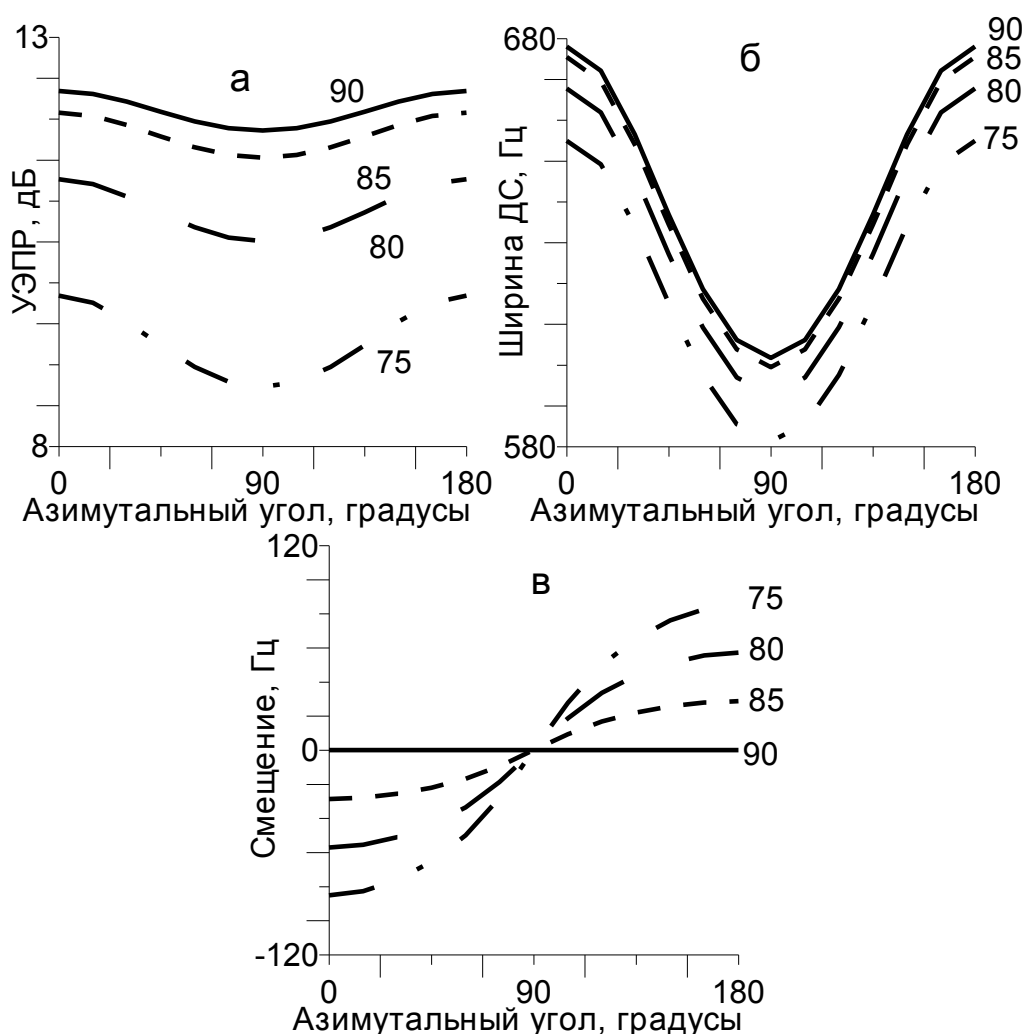


Рис. 1.5. Характеристики отражения (а - σ_0 , б - Δf_{10} , в - $f_{см}$) от азимутального угла распространения волнения в моностатическом случае, для антенны с ДН $30^\circ \times 1^\circ$ при скорости ветра 10 м/с для одинаковых углов скольжения падающей и отраженной волны ψ_1 равных 90° , 85° , 80° , 75°

Случай разных ДН излучающей и приемной антенн будет эквивалентен системе с некой эффективной ДН одинаковой для приемной и излучающей антенны. Этот факт позволяет не рассматривать все варианты соотношения между диаграммами приемной и излучающей антенн при анализе свойств отраженного сигнала. Приводимые далее зависимости построены для одинаково меняющихся приемной и излучающей антенн в бистатическом случае.

Зависимости характеристик рассеяния от ширины ДН приемной и излучающей антенн при различных скоростях ветра при бистатическом зондировании показаны на рис. 1.6. Углы скольжения падающей и отраженной волны равны 30° . Азимутальный угол наблюдения ϕ_2 равен 0° . Развитое ветровое волнение распространяется вдоль оси X.

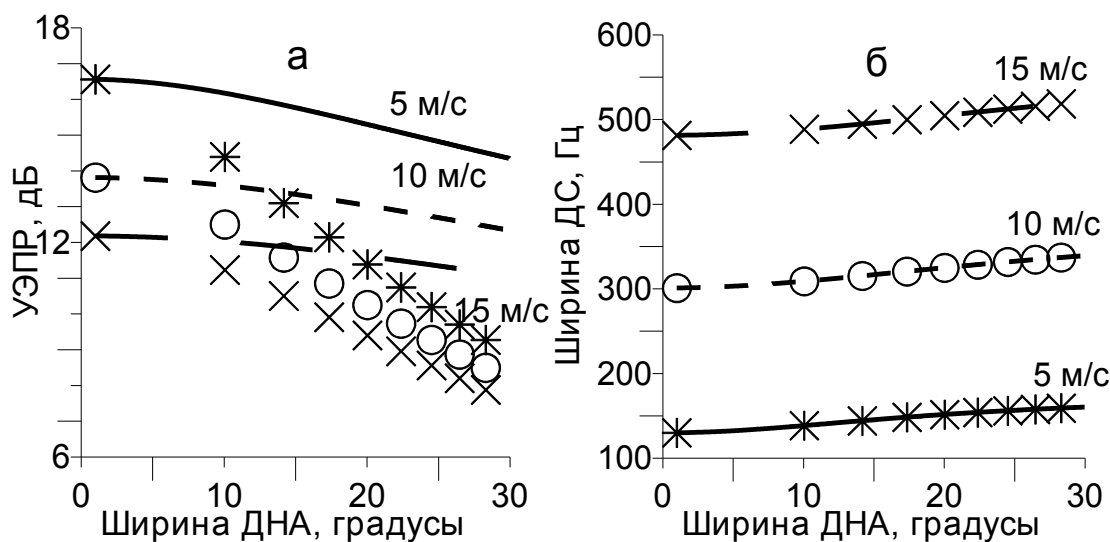


Рис. 1.6. Характеристики отраженного сигнала (а - σ_0 , б - Δf_{10}) от ширины ДН излучающей и приемной антенн в бистатическом случае при углах скольжения падающей и отраженной волны ψ_1 и ψ_2 равных 30° при скоростях ветра 5, 10 и 15 м/с. Сплошной и пунктирными линиями обозначены зависимости от ширины ДН $\delta_{x1} = \delta_{x2}$, при $\delta_{y1} = \delta_{y2} = 1^\circ$. Символами обозначены зависимости от ширины ДН $\delta_{x1} = \delta_{x2} = \delta_{y1} = \delta_{y2}$ для скорости ветра 15 м/с (наклонные крестики), 10 м/с (кружочки) и 5 м/с (звездочки).

Из рис. 1.6 видно, что ширина ДС не чувствительна к изменению диаграммы направленности вдоль оси, перпендикулярной направлению распространения волнения. Сечение обратного рассеяния наоборот быстро спадает. Это связано с тем, что поперек направления распространения волн отсутствует корреляция между наклонами и вертикальной составляющей орбитальной скорости. Это приводит к тому, что увеличение ширины ДН в этом направлении не увеличивает разброс наблюдаемых скоростей. В

результате ширина ДС не меняется, а площадь засветки увеличивается, что приводит к уменьшению удельного сечения рассеяния σ_0 .

Приведем еще пример, иллюстрирующий важность учета диаграмм направленности антенн. Для измерения параметров волнения на удалении от излучателя необходимо реализовать бистатическую схему зондирования. При расчетах будем изменять азимутальное направление распространения волнения, распространяющегося между излучателем и приемником. Зависимости характеристик рассеяния от азимутального угла распространения волнения для различных эффективных ДН антенны при бистатическом зондировании показаны на рис. 1.7. Углы скольжения падающей и отраженной волны равны 30° . Азимутальный угол наблюдения ϕ_2 равен 0° . Развитое ветровое волнение распространяется вдоль оси X при скорости ветра 10 м/с.

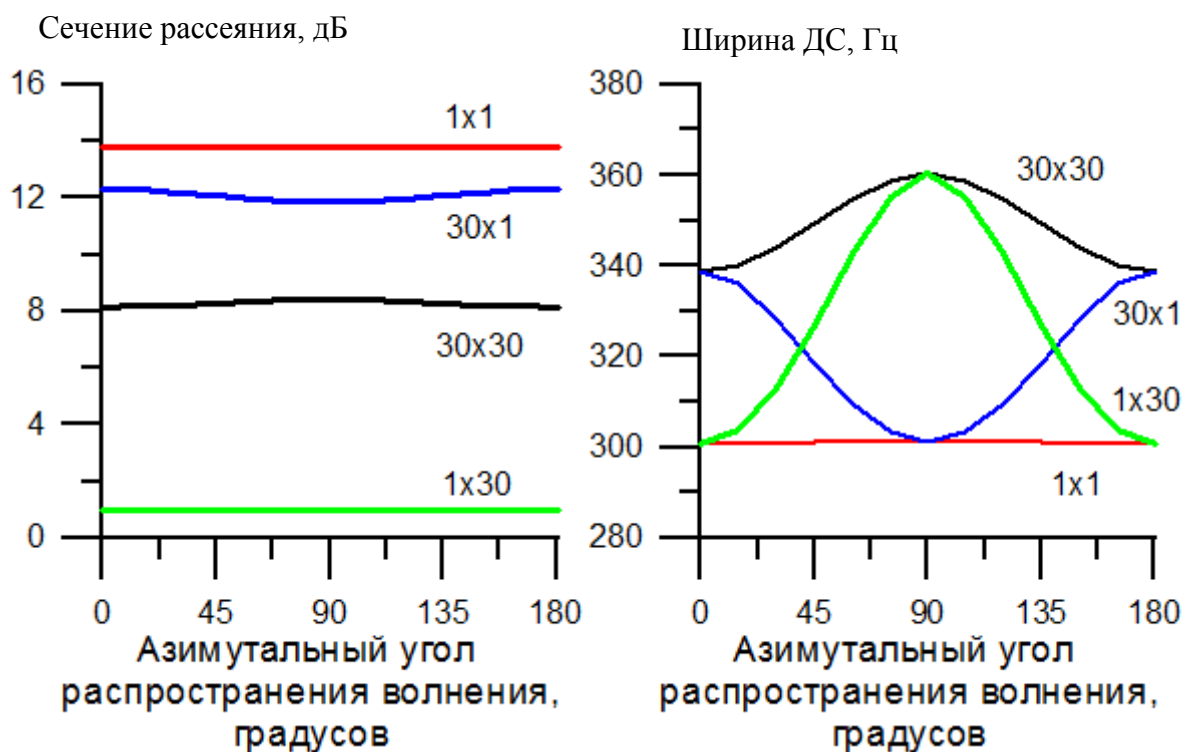


Рис. 1.7. Характеристики отраженного сигнала (а - σ_0 , б - Δf_{10}) от азимутального угла распространения волнения для различных эффективных ДН антенны. Красный – $1^\circ \times 1^\circ$, синий – $30^\circ \times 1^\circ$, черный – $30^\circ \times 30^\circ$, зеленый – $1^\circ \times 30^\circ$,

Если возьмем узкую ДН антенн, то ширина доплеровского спектра и сечение обратного рассеяния окажутся нечувствительными к направлению распространения волнения (красная линия). Совершенно другая ситуация наблюдается для широких и ножевых ДН антенн. В этом случае наблюдаются азимутальные зависимости ширины

доплеровского спектра, следовательно при такой схеме наблюдения можно измерить направление распространения волнения.

Зависимости ширины доплеровского спектра от скорости ветра в моностатической схеме измерений при вертикальном зондировании локатором с приемопередающей антенной ДН 30x1 градус, вытянутой вдоль направления распространения волнения, для разных значений ветрового разгона приведена на рис. 1.8.

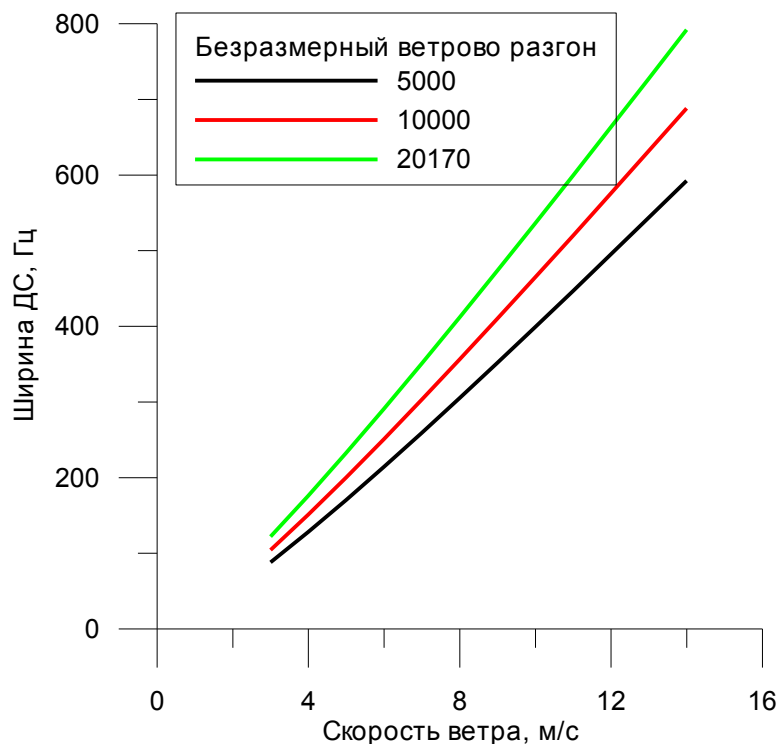


Рис. 1.8. Зависимости ширины доплеровского спектра от скорости ветра, построенные по модели для различных ветровых разгонов

1.4 Обработка доплеровских спектров отраженных сигналов и методы оценки характеристик отраженных сигналов

Пример доплеровского спектра (ДС) отраженного сигнала, измеренного в натурном эксперименте при вертикальном зондировании в моностатической задаче в случае неподвижных антенн, приведен на рис. 1.9. Эксперимент проводился на Горьковском водохранилище и подробно описан в разделе 3.2.

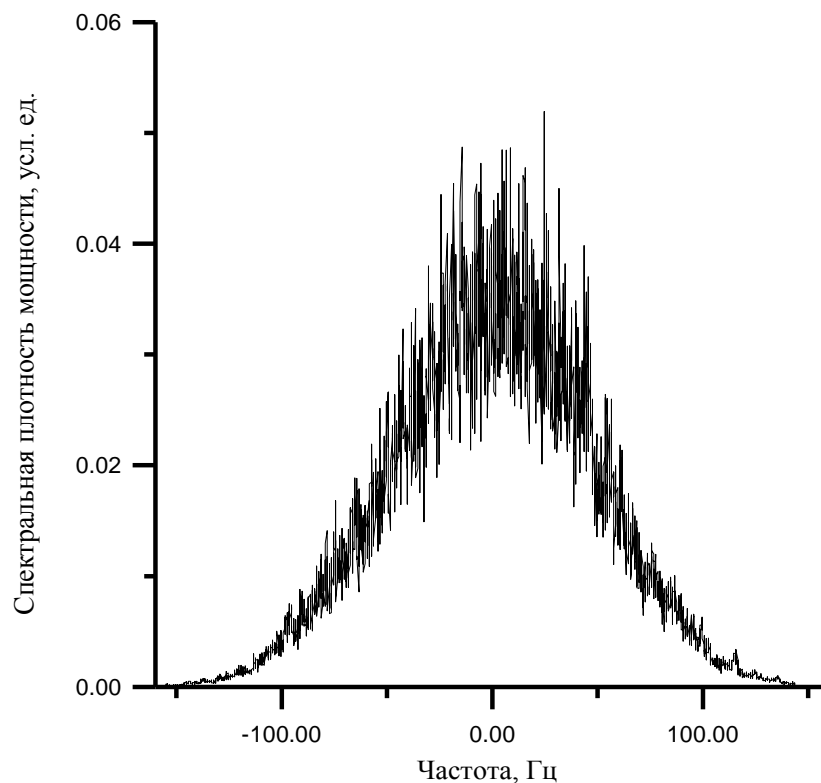


Рис. 1.9. Пример ДС отраженного сигнала.

Из рисунка видно, что задача определения ширины доплеровского спектра на уровне -10дБ от максимума не является тривиальной. Рассмотрим способы ее решения и приведем результаты тестирования алгоритмов.

Прежде, чем переходить к обработке экспериментальных данных, необходимо проверить работоспособность алгоритмов обработки на тестовых массивах, когда известна восстанавливаемая величина. Сформировать исходный массив можно с помощью численного моделирования.

Моделирование доплеровского спектра отраженного водной поверхностью акустического сигнала проводилось двумя способами.

По модели спектра волнения, описанной в Приложении 1, находим статистические характеристики поверхностного волнения, затем используем найденные значения в формулах для вычисления ДС отраженного сигнала. Ширина полученного спектра вычисляется по формуле (1.17). Преимущество такого подхода состоит в скорости моделирования, но спектр получается гладким, поэтому на нем сложно отладить алгоритмы обработки реальных спектров, которые являются сильно изрезанными.

Вводя аддитивную шумовую помеху можно имитировать случайную погрешность измерения ДС, но встает вопрос о выборе функции распределения шума, от вида которой многое зависит.

Во втором способе с помощью специально разработанного комплекса программ выполняется численное моделирование морской поверхности по спектру волнения [94, 96] и имитируется эксперимент как показано в Приложении 2. Объем вычислений при этом способе численного моделирования существенно возрастает, т.к. происходит численная имитация схемы эксперимента. По каждой реализации поверхности вычисляется ДС, поэтому для получения достоверных результатов необходимо накопление реализаций отраженного сигнала и вычисление среднего доплеровского спектра, как это происходит в эксперименте.

Сравнение результата численного моделирования ДС отраженного сигнала с ДС, вычисленным по теоретической модели (1.16), описанной в разделах 1.2-1.3, приведено на рис. 1.10.

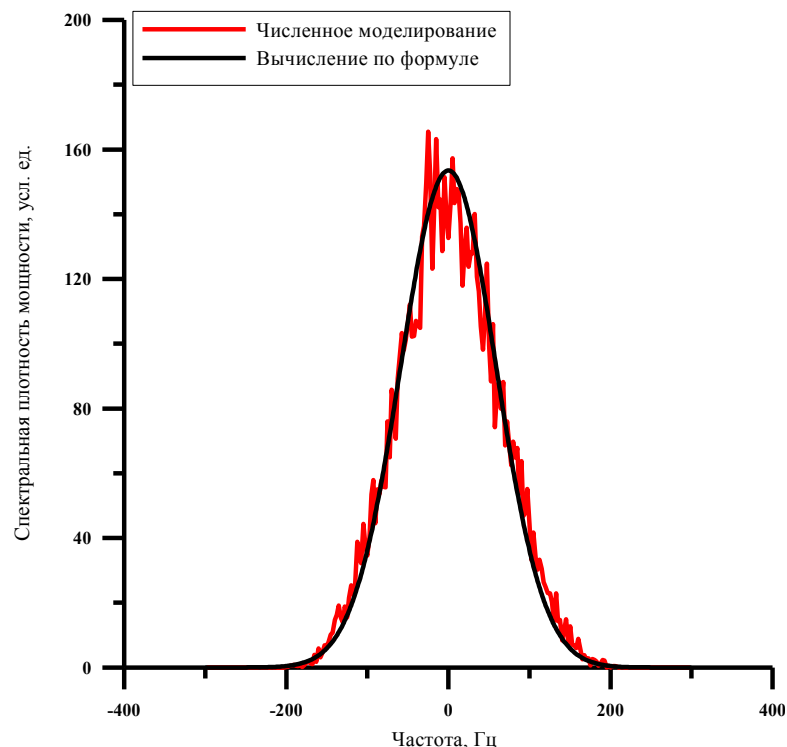


Рис. 1.10. Сравнение модельного спектра (гладкая черная кривая) с результатом численного моделирования (изрезанная красная кривая).

Моделирование проводилось для скорости ветра U_{10} равной 5 м/с, безразмерной длины ветрового разгона (см. Приложение 1) 5000, ДН $30^\circ \times 30^\circ$ и глубине погружения гидролокатора 10 м. Усреднение результатов численного моделирования эксперимента

выполнено по 80 реализациям ДС спектра. В связи с тем, что конкретная реализация является случайной, то для получения статистически достоверных оценок необходимо выполнить большой объем вычислений (число реализаций).

Среднее значение относительных погрешностей численного моделирования ДС относительно теоретической модели (1.16), назовем относительной погрешностью моделирования. Относительная погрешность численного моделирования ДС (изменчивость спектра) для скорости ветра 5 м/с и ветрового разгона 5000 в зависимости от числа усредняемых реализаций (спектров) показана на рис. 1.11.

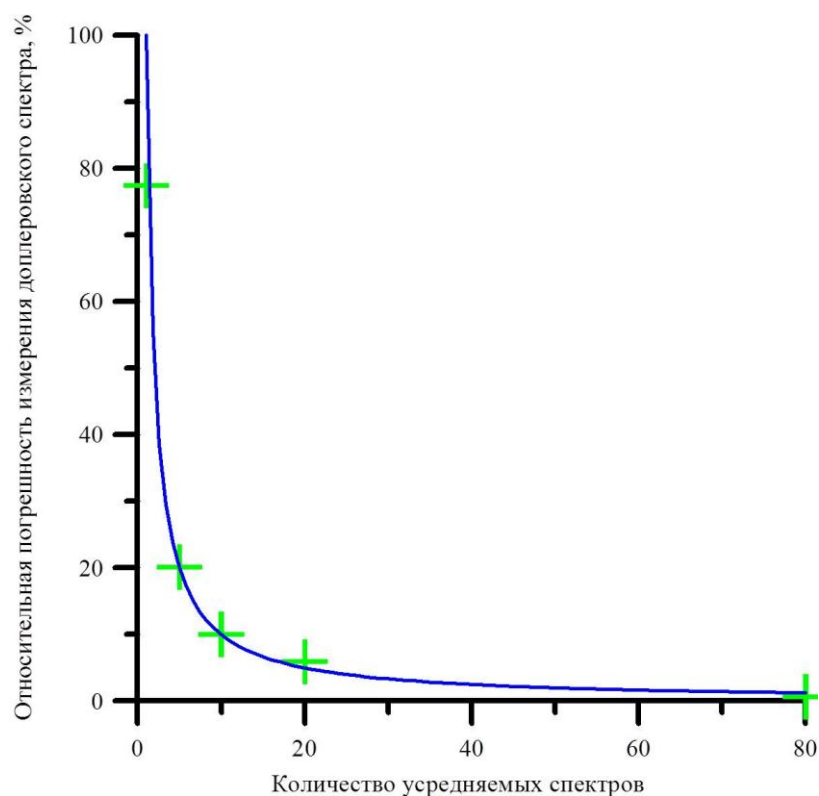


Рис. 1.11. Относительная погрешность измерения доплеровского спектра в процентах в зависимости от количества усредняемых спектров: крестики – полученные оценки, кривая - аппроксимация.

Для уменьшения изрезанности доплеровского спектра необходимо проводить сглаживание различными методами.

В разработанном комплексе компьютерных программ сглаживание выполняется следующими способами: 1) сглаживание заданной гауссовой функцией; 2) сжатие с коэффициентом 10 и 3) скользящим средним с прямоугольным окном равным 10% от ширины ДС.

В первом случае используется гаусс, ширина которого заведомо меньше ширины зашумленного доплеровского спектра. С математической точки зрения выполняется свертка заданной гауссовой функции с доплеровским спектром следующим образом:

$$S_{св.}(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} S_{исх.}(\omega) \cdot e^{-\beta(\omega_i - \omega)^2} d\omega_i, \quad (1.19)$$

где $S_{св.}(\omega)$ - функция, полученная после свертки, $S_{исх.}(\omega)$ - исходный доплеровский спектр,

$\beta = \frac{\ln 10}{(2\pi\Delta f_{10}(гаус))^2}$, где $\Delta f_{10}(гаус)$ - ширина заданной гауссовой функции, с которой

производится свертка, на уровне -10 дБ от максимума.

В результате новая функция будет иметь вид:

$$S_{св.}(\omega) \sim e^{-\frac{\omega^2 \ln 10}{(2\pi\Delta f_{10}(св.))^2}}, \quad (1.20)$$

где $\Delta f_{10}(св.)$ - ширина полученной после свертки функции на уровне -10 дБ от максимума.

Полученная функция является более гладкой и для нее легко вычисляется ширина доплеровского спектра по следующей формуле:

$$\Delta f_{10}(исх.) = \sqrt{\Delta f_{10}^2(св.) - \Delta f_{10}^2(гаус)}, \quad (1.21)$$

где $\Delta f_{10}(исх.)$ - ширина исходного доплеровского спектра на уровне -10 дБ от максимума.

Пример сглаживания доплеровского спектра заданной гауссовой функцией показан на рис. 1.12. График приведен нормированным к площади спектра, полученного при моделировании. Ширина гауссовой функции задавалась равной 6% от ширины доплеровского спектра, полученного при численном моделировании.

Формула для сглаживания спектра скользящим средним выглядит следующим образом:

$$S_{ск.ср.}(\omega) = \frac{1}{\Delta\omega} \int_{\omega - \Delta\omega}^{\omega + \Delta\omega} S_{исх.}(\omega_i) d\omega_i, \quad (1.22)$$

где $\Delta\omega$ - ширина окна усреднения.

Формула для сжатия спектра записывается следующим образом:

$$S_{ск.ср.}(\omega_n) = \frac{1}{\Delta\omega} \int_{\omega_n - \Delta\omega}^{\omega_n + \Delta\omega} S_{исх.}(\omega_i) d\omega_i, \quad где \quad \omega_n = \Delta\omega + 2\Delta\omega \cdot i, \quad (1.23)$$

где $i \in [0, N]$ - целое число, N - количество точек после сжатия, $\Delta\omega = M \cdot \delta$, где M - коэффициент сжатия, δ - разность между последовательными частотами в исходном спектре.

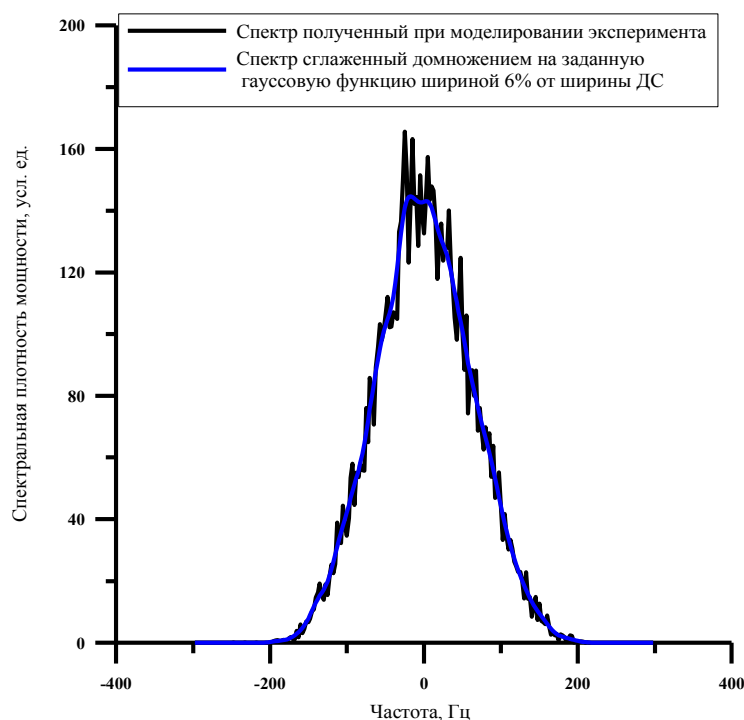


Рис. 1.12. Пример работы способа сглаживания доплеровского спектра заданной гауссовой функцией

Сглаживание скользящим средним проводилось с размером окна 10% от ширины ДС, сжатие данных проводилось с коэффициентом 10. Пример работы алгоритмов сглаживания спектра, полученного в результате численного моделирования, показан на рис. 1.13.

На рис. 1.14 приведено сравнение различных вариантов сглаживания одного и того же исходного доплеровского спектра, полученного в результате численного моделирования. Из рисунка видно, что наиболее гладким и близким по форме к гауссовой функции является спектр, сглаженный заданной гауссовой функцией, но это не означает что ширина спектра на уровне -10 дБ определяется в этом случае точнее.

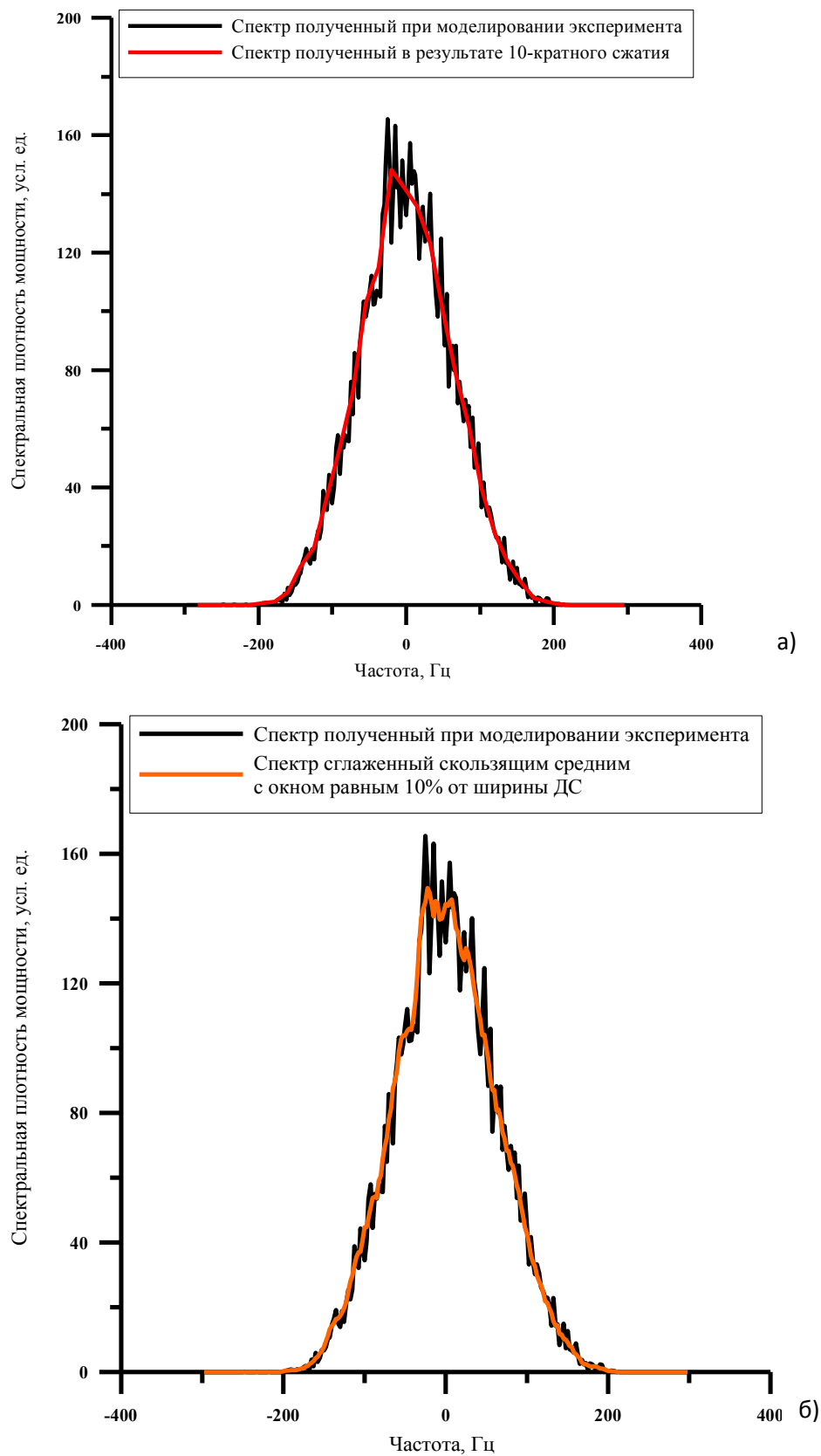


Рис. 1.13. Пример работы алгоритмов сглаживания спектра: а) сжатие данных с коэффициентом 10 и б) скользящим средним с шириной окна 10%.

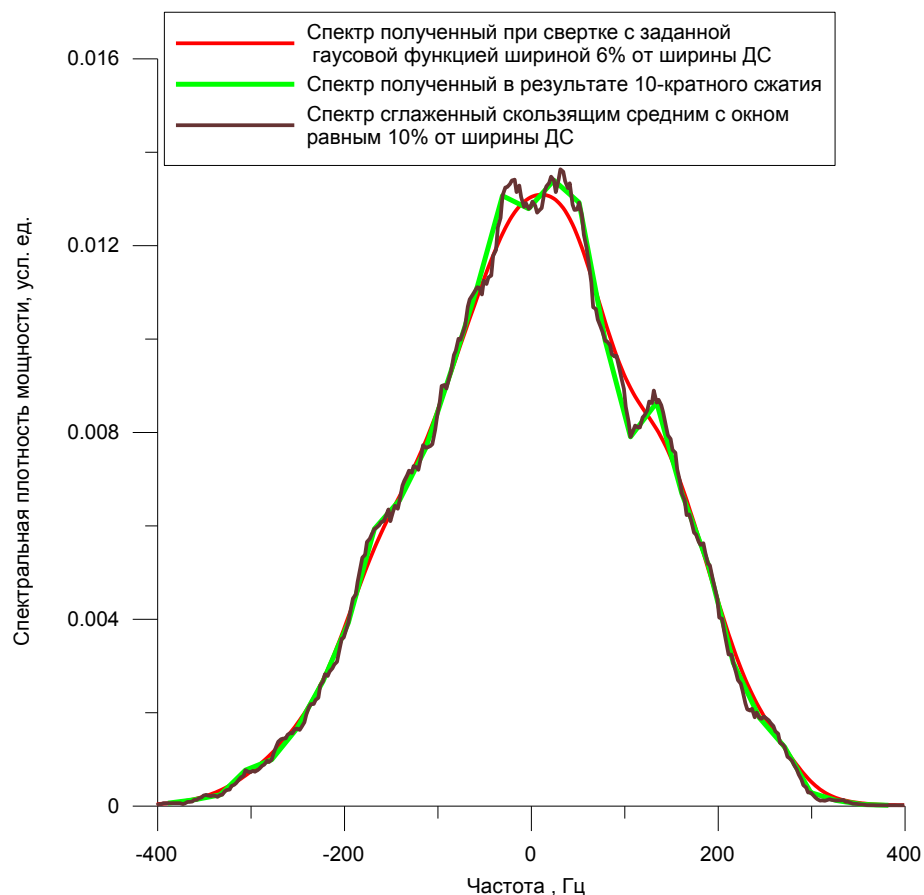


Рис. 1.14. Сравнение различных вариантов сглаживания одного и того же исходного доплеровского спектра, полученного в результате численного моделирования.

Доплеровский спектр отраженного сигнала описывается гауссовой функцией и его ширина на уровне -10 дБ может быть найдена тремя способами:

- 1) выражена из первого и второго статистических моментов;
- 2) получена из первого и четвертого статистических моментов;
- 3) определена из тангенса наклона прямой, полученной линеаризацией доплеровского спектра.

Для используемой схемы эксперимента форма доплеровского спектра является гауссовой, и в общем виде ее можно представить следующим образом:

$$S(\omega) = A_0 \exp\left(-\frac{\omega^2}{4k^2 \omega_s}\right), \quad (1.24)$$

где $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ - волновое число падающего излучения, где λ - длина волны излучения, A_0 - амплитуда спектра, зависит от многих параметров, но не используется в дальнейшей обработке, $\omega_s = \frac{\pi^2 \Delta f_{10}^2}{4k^2 \cdot \ln 10}$ - коэффициент, зависящий от параметров волнения и ДН.

После логарифмирования (1.24), получим следующее выражение:

$$\ln(S(\omega)) = \ln(A_0) - \frac{\omega^2}{4k^2 \omega_s}, \quad (1.25)$$

которое линейно относительно новой переменной $x = \omega^2$. Проведя линейную регрессию, найдем значение ω_s и вычислим ширину доплеровского спектра на уровне -10дБ:

$$\Delta f_{10} = \frac{2k\sqrt{\omega_s \ln 10}}{\pi}. \quad (1.26)$$

Два других способа вычисления ширины доплеровского спектра связаны с вычислением начальных моментов для функции $S(\omega)$.

Из формулы (1.16) видно, что легко вычисляются первый, второй и четвертый моменты, поэтому ширину доплеровского спектра можно выразить из первого $M(\omega)$ и второго $M(\omega^2)$ моментов:

$$\Delta f_{10} = 2\sqrt{2\ln 10(M(\omega^2) - M^2(\omega))}, \quad (1.27)$$

или из первого и четвертого $M(\omega^4)$:

$$\Delta f_{10} = 2\sqrt{2\ln 10\sqrt{\left(12M^2(\omega)\right)^2 - \frac{M^4(\omega) - M(\omega^4)}{3}}}. \quad (1.28)$$

Рассмотрим выполнение процедуры обработки. С помощью численного моделирования вычисляется N спектров и находится средний спектр (см. рис.1.10). После этого используются три способа «сглаживания» данных, результаты приведены на рис. 1.12 и 1.13.

Введем понятие интенсивность зашумления спектра как дисперсию отношения исследуемого спектра к теоретическому для каждой частоты:

$$\sigma_n = \frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{S_{uc.}(\omega_i)}{S_{теор.}(\omega_i)} - \overline{\left(\frac{S_{uc.}(\omega_i)}{S_{теор.}(\omega_i)} \right)} \right)^2}{(N-1)}, \quad (1.29)$$

где $S_{uc.}$ - исследуемый спектр, шум которого мы определяем, $S_{теор.}$ - теоретический спектр, полученный для тех же условий, что и исследуемый, ω_i - циклическая частота спектра, при $i \in [1, N]$.

Для спектра, полученного при усреднении 10 спектров для скорости ветра 5 м/с и безразмерной длины ветрового разгона 5000, интенсивность зашумления будет равна 0.12. Коэффициент зашумления зависит от многих параметров, в частности, от размера площадки, спектра волнения.

Найдем ширины доплеровских спектров для этого случая. К среднему и к трем сглаженным доплеровским спектрам применяются три алгоритма обработки и результаты определения ширины доплеровского спектра приведены в Таблице 1.1.

Таблица 1.1. Сравнение точности алгоритмов определения ширины доплеровского спектра, который был получен при численном моделировании 10 импульсов при ветре 5 м/с и разгоне 5000

	средний спектр, Гц	Сглаживание Гауссом, ширина 6%, Гц	Сжатие данных в 10 раз, Гц	Скольльзящее среднее, прямоугольное окно 10%, Гц	Модельная ширина ДС, Гц
1 и 2 моменты	283	287	284	284	270
1 и 4 моменты	269	274	270	270	
Линейная регрессия	280	278	280	251	

Для спектра, полученного при усреднении 80 спектров для скорости ветра 5 м/с и безразмерной длины ветрового разгона 5000, интенсивность зашумления будет равна 0.22. Вычислим ширины доплеровских спектров. К среднему и к трем сглаженным доплеровским спектрам применяются три алгоритма обработки и результаты определения ширины доплеровского спектра приведены в Таблице 1.2.

Таблица 1.2. Сравнение точности алгоритмов определения ширины доплеровского спектра, который был получен при численном моделировании 80 импульсов при ветре 5 м/с и разгоне 5000

	средний спектр, Гц	Сглаживание Гауссом, ширина 6%, Гц	Сжатие данных в 10 раз, Гц	Скользящее среднее, прямоугольное окно 10%, Гц	Модельная ширина ДС, Гц
1 и 2 моменты	267	268	267	269	264
1 и 4 моменты	262	264	263	264	
Линейная регрессия	252	252	252	236	

В зависимости от уровня шумов и количества усредняемых реализаций эффективность рассмотренных подходов изменяется, и невозможно предсказать, какой алгоритм окажется точнее в каждом конкретном случае. Поэтому критерием эффективности алгоритмов будет условие близости ширин доплеровских спектров, восстановленных всеми рассмотренными алгоритмами. Если различие велико, то считаем, что восстановить ширину доплеровского спектра не удастся.

Для контроля эффективности восстановления параметров волнения необходимо сравнение с результатами независимых измерений. В качестве такого прибора может выступить, например, струнный волнограф.

Основные результаты главы 1

В Главе 1 была рассмотрена задача бистатического зондирования взволнованной водной поверхности с учетом различных диаграмм направленности приемной и излучающей антенн в приближении метода Кирхгофа.

Развита модифицированная модель квазизеркального рассеяния в общем случае бистатического зондирования с учетом параметров антенн. Модель построена для анизотропной поверхности, описываемой вторыми моментами поверхности и эффективным коэффициентом рассеяния. Модель применима к отражению акустических или электромагнитных волн с одинаковой излучаемой и принимаемой поляризациями. Включение в модель диаграммы направленности антенн впервые позволяет подобрать

схему измерений и корректно решать обратную задачу: число измеряемых параметров отраженного сигнала должно быть равно числу неизвестных параметров волнения.

Получены формулы для сечения рассеяния, ширины и смещения доплеровского спектра сигнала, рассеянного анизотропной морской поверхностью в случае бистатического зондирования с учетом диаграмм направленности излучающей и приемной антенн. Преимущество модифицированной модели рассеяния обусловлено тем, что она впервые позволяет подбирать схемы измерений, для которых могут быть получены аналитические выражения для восстановления всех вторых моментов поверхностного волнения на основе измеренных энергетическим и спектральными характеристиками волн, отраженных морской поверхностью.

Проведено сравнение различных вариантов предварительной обработки доплеровского спектра и методов оценки его ширины на уровне -10 дБ от максимума. По результатам измерений ширины ДС и сечения рассеяния могут быть восстановлены все основные статистические моменты второго порядка крупномасштабной поверхности, влияющие на характеристики отраженного сигнала. Кроме того, восстанавливается эффективный коэффициент отражения. По нему можно определить скорость приповерхностного ветра с большей точностью, чем по сечению обратного рассеяния, т.к. убирается влияние крупномасштабного волнения на мощность отраженного сигнала, обусловленное модуляцией отраженного сигнала наклонами крупномасштабного волнения.

Разработанная модель рассеяния закладывает основу для расширения числа измеряемых параметров морской поверхности в перспективных системах дистанционного зондирования как бистатических, так и моностатических. Это могут быть подводные, наземные и космические средства. Например, в бистатической задаче применения спутниковых навигационных систем для дистанционного зондирования морской поверхности, можно восстанавливать дисперсию наклонов поверхности в двух направлениях используя две приемные антенны с различными диаграммами направленности. В настоящее время применение в таких системах антенн с симметричной диаграммой направленности позволяет оценить дисперсию наклонов только вдоль направления зондирования.

ГЛАВА 2. АЛГОРИТМЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

2.1 Введение

В данной главе рассматриваются задачи восстановления основных параметров поверхностного волнения по данным зондирования морской поверхности акустическими системами различной конфигурации. Для анализа используется сечение рассеяния и доплеровский спектр отраженного водной поверхностью сигнала. Для восстановления высоты значительного волнения анализируется форма импульса, отраженного водной поверхностью.

Как показано в Главе 1, характеристики рассеянных морской поверхностью волн в области квазизеркального рассеяния полностью определяются параметрами приемной и излучающей антенн и параметрами поверхностного волнения. Эти особенности позволяют выбирать оптимальную схему измерения для решения обратной задачи и восстановления параметров рассеивающей поверхности. Разработанные алгоритмы тестируются на данных численного моделирования и приводятся оценки точности их работы.

В разделе 2.2 рассматривается задача применения подводного акустического волнографа, оснащенного одной приемо-передающей антенной, для измерения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости при вертикальном зондировании. В разделе 2.3 приводятся различные варианты обработки данных одноканального струнного волнографа. С помощью численного моделирования, в разделе 2.4 исследуется возможность контроля эффективности восстановления акустическим волнографом параметров волнения с помощью струнного волнографа.

В разделе 2.5 обсуждается зондирование водной поверхности моностатической антенной системой, состоящей из двух приемо-передающих антенн, при углах зондирования близких к вертикали. Антенны имеют ножевую диаграмму направленности (ДН) и ориентированы перпендикулярно друг другу. Такая конфигурация антенной системы позволяет восстанавливать все основные статистические характеристики рассеивающей поверхности и эффективный коэффициент отражения.

В разделе 2.6 решается задача измерения параметров волнения при использовании схемы акустического волнографа с одной излучающей и тремя приемными антеннами при вертикальном зондировании. Излучающая антенна имеет широкую симметричную ДН,

так же как и одна из приемных антенн. Две другие приемные антенны имеют ножевую ДН и ориентированы перпендикулярно друг другу. Такая конфигурация позволяет восстанавливать все основные параметры поверхностного волнения, влияющие на отраженный сигнал, численными методами. Однако в разделе будут получены аналитические выражения для случая, когда одна из ножевых антенн ориентирована вдоль или поперек распространения волнения. Отметим, что использование только одной излучающей антенны позволяет избежать проблемы совместимости при одновременной работе нескольких приемо-передающих антенн в едином антенном блоке. Результаты численного моделирования эксперимента с данной конфигурацией антенной системы подтверждают работоспособность предложенного метода.

В разделе 2.7 выполнено теоретическое исследование влияния дождя на сечение обратного рассеяния и ДС отраженных морской поверхностью акустических волн в условиях ветрового волнения. Предложен алгоритм диагностики дождя по данным акустического волнографа.

Сечение рассеяния и параметры ДС в квазизеркальной области отражения не зависят от высоты волн, однако этот параметр чрезвычайно важен для прикладных задач. Поэтому, в разделе 2.8, рассмотрен принцип измерения высоты морских волн с применением подводного импульсного гидролокатора оснащенного одной приемо-передающей антенной с широкой симметричной ДН. Для анализа в этом случае используется длина переднего фронта отраженного импульса. Данный подход измерения высоты волнения защищен патентом [61].

Разработанные в данной Главе методы и алгоритмы получены для акустических волн, однако они могут быть распространены и на электромагнитные волны для случая одинаковых поляризаций излучаемой и приемной волн без существенных изменений.

2.2 Восстановление дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости с помощью одной приемо-передающей антенны

Рассмотрим моностатический случай дистанционного зондирования морской поверхности. В области квазизеркального отражения (угол падения менее 10 – 15 градусов [21, 90]) рассеяние происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. Движение «отражающих» участков поверхности приводит к появлению доплеровского сдвига и расширению доплеровского спектра отраженного водной поверхностью сигнала. В результате параметры доплеровского спектра для неподвижного локатора полностью определяются

крупномасштабным волнением, что позволяет восстановить их при последующей обработке.

Рассмотрим постановку задачи. Для определения статистических характеристик взволнованной водной поверхности предлагается использовать доплеровский гидролокатор с одной приемо-передающей антенной с широкой симметричной диаграммой направленности. Предположим, что раскрыв диаграммы направленности антенны (ДН) не превосходит 30° .

Схема измерений показана на рис. 2.1.

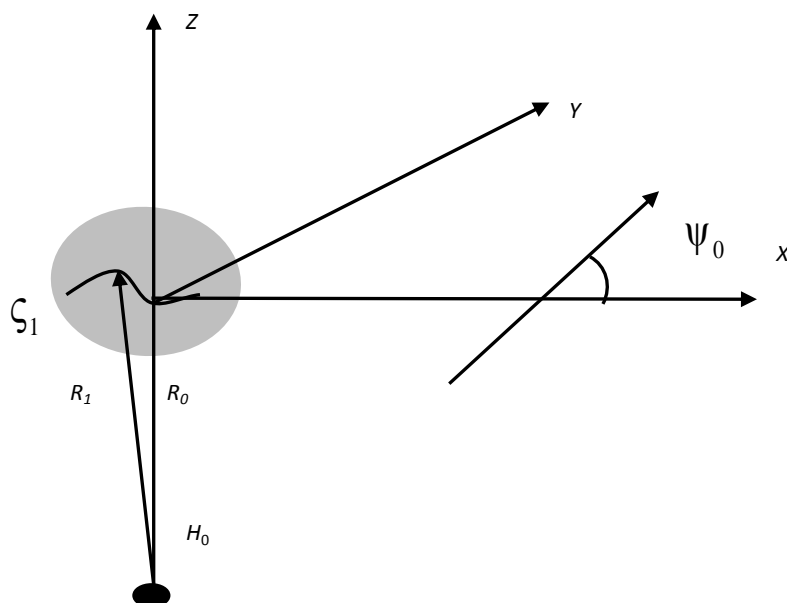


Рис. 2.1. Схема измерений

Акустический излучатель и приемник расположены под водой на глубине H_0 , и диаграмма направлена вверх под углом падения $\theta_0 = 0^\circ$. В ходе натурального эксперимента сложно с высокой точностью контролировать малые углы падения, поэтому рациональнее организовать измерения вертикально вверх, т.к. при отклонении от вертикали в доплеровском спектре отраженного сигнала появится смещение. Направление распространения волнения ψ_0 отсчитывается от оси X . Длина волны гидролокатора - λ .

ДН предполагается гауссовой и имеет ширину δ в обеих плоскостях по уровню половинной мощности. Дальность до центра рассеивающей площадки R_0 . Текущая точка на рассеивающей площадке имеет координаты (x_1, y_1, z_1) , где $\zeta_1(\vec{r}, t)$ – случайная функция, описывающая крупномасштабное волнение, R_1 – соответствующая наклонная дальность до точки отражения. Доплеровский гидролокатор измеряет интенсивность обратного рассеяния и доплеровский спектр отраженного акустического сигнала. Интенсивность

обратного рассеяния в данном разделе не используется, основное внимание уделено анализу доплеровского спектра. Выражение для ширины доплеровского спектра Δf_{10} на уровне -10 дБ по отношению к максимуму (1.17) в данной постановке задачи приобретет следующий вид:

$$\Delta f_{10} = \frac{4\sqrt{2\ln 10}}{\lambda} \left[\sigma_u^2 - \frac{K_{xt}^2}{\sigma_{xx}^2 + \delta_y^{*2} / 11,04} - \frac{K_{yt}^2}{\sigma_{yy}^2 + \delta_x^{*2} / 11,04} \right]^{0,5}, \quad (2.1)$$

где σ_u^2 – дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости и $\sigma_u^2 = \left\langle \frac{\partial \zeta}{\partial t}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right\rangle$;

σ_{yy}^2 , σ_{xx}^2 – дисперсия наклонов вдоль и поперек направления движения волнения

соответственно и $\sigma_{xx}^2 = \left\langle \frac{\partial \zeta}{\partial x}, \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right\rangle$, $\sigma_{yy}^2 = \left\langle \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right\rangle$; K_{xt} , K_{yt} – ненормированные

коэффициенты корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости при $\tau = 0$, которые определены следующим образом:

$K_{xt} = \left\langle \frac{\partial \zeta}{\partial x}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right\rangle$, $K_{yt} = \left\langle \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right\rangle$. Угловые скобки в формулах обозначают процедуру

статистического усреднения по ансамблю.

Аналогичная формула была получена при решении задачи отражения электромагнитных волн морской поверхностью при малых углах падения (см., например, [89]).

Для используемой схемы измерений ($\theta_0 = 0^\circ$) форма доплеровского спектра отраженного сигнала является гауссовой (1.16) и ее можно представить следующим образом в данной схеме измерений:

$$S(\omega) = A_0 \exp \left(-\frac{\omega^2}{4k^2 \omega_s^2} \right), \quad (2.2)$$

где $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ – волновое число падающего излучения. Амплитуда спектра A_0 зависит от

многих параметров, но не используется в дальнейшей обработке; $\omega_s = \frac{\pi^2 \Delta f_{10}^2}{4k^2 \cdot \ln 10}$ –

коэффициент, зависящий от параметров волнения и ДН.

На рис. 2.2 показан вклад параметров волнения в ширину доплеровского спектра в зависимости от скорости ветра для случая полностью развитого ветрового волнения.

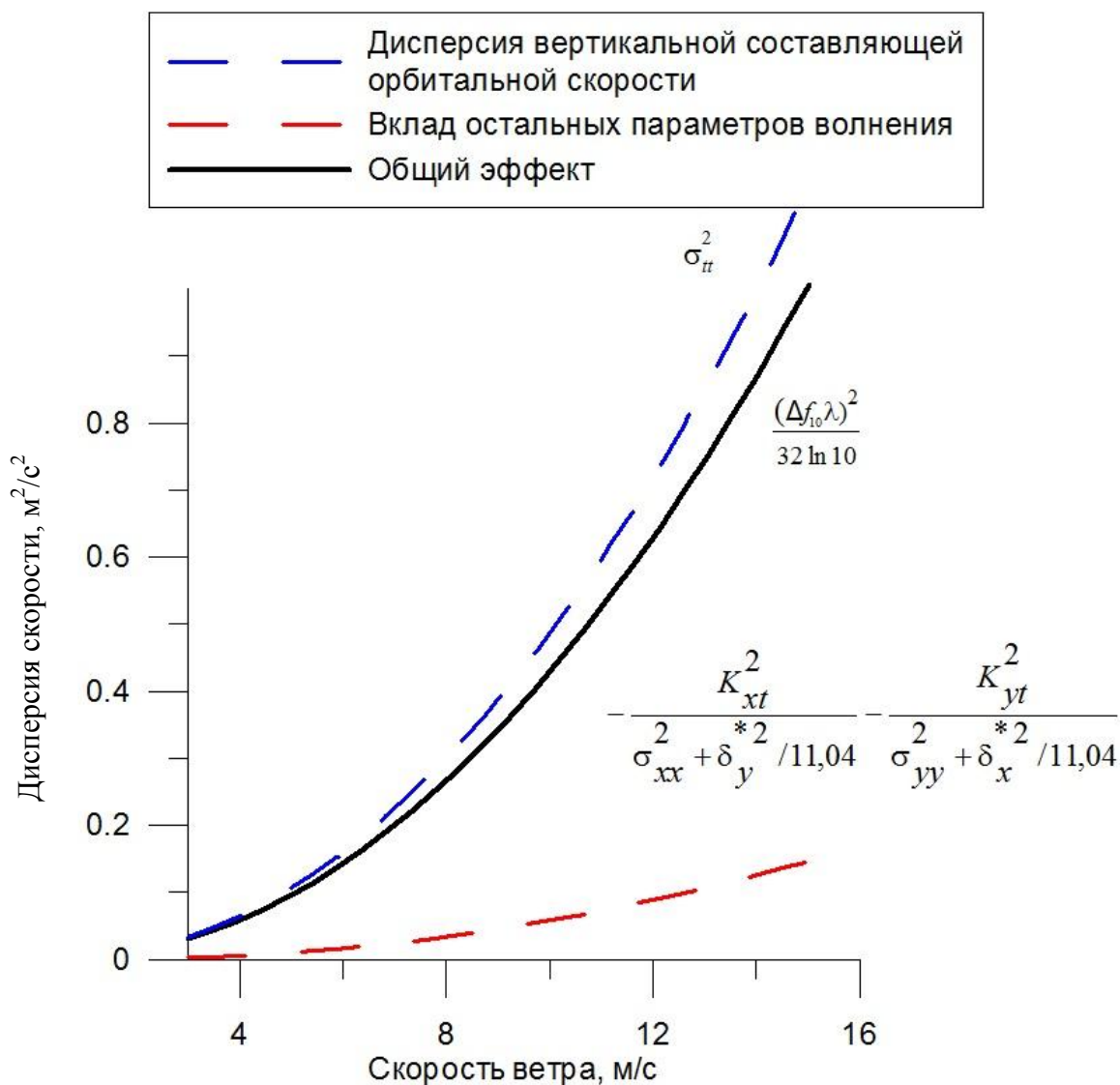


Рис. 2.2. Вклад различных характеристик волнения в ширину доплеровского спектра

Из рисунка видно, что уширение доплеровского спектра определяется в основном дисперсией вертикальной составляющей орбитальной скорости взволнованной водной поверхности σ_u^2 , и этот параметр можно оценить, пренебрегая остальными характеристиками волнения, по следующей формуле:

$$\sigma_u^2 = \frac{(\Delta f_{10} \lambda)^2}{32 \ln 10}. \quad (2.3)$$

Оценим возможную погрешность применения такой упрощенной формулы для восстановления вертикальной составляющей орбитальной скорости.

По модели спектра волнения, приведенной в Приложении 1, вычислим дисперсию вертикальной скорости и все остальные статистические характеристики поверхности, необходимые для расчета ширины ДС по формуле (1.17), для различных типов волнения. Далее вычислим дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости по

формуле (2.3). Сравнение дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, вычисленной по спектру волнения, с оценочными величинами (2.3) для различных типов волнения представлено на рис. 2.3.

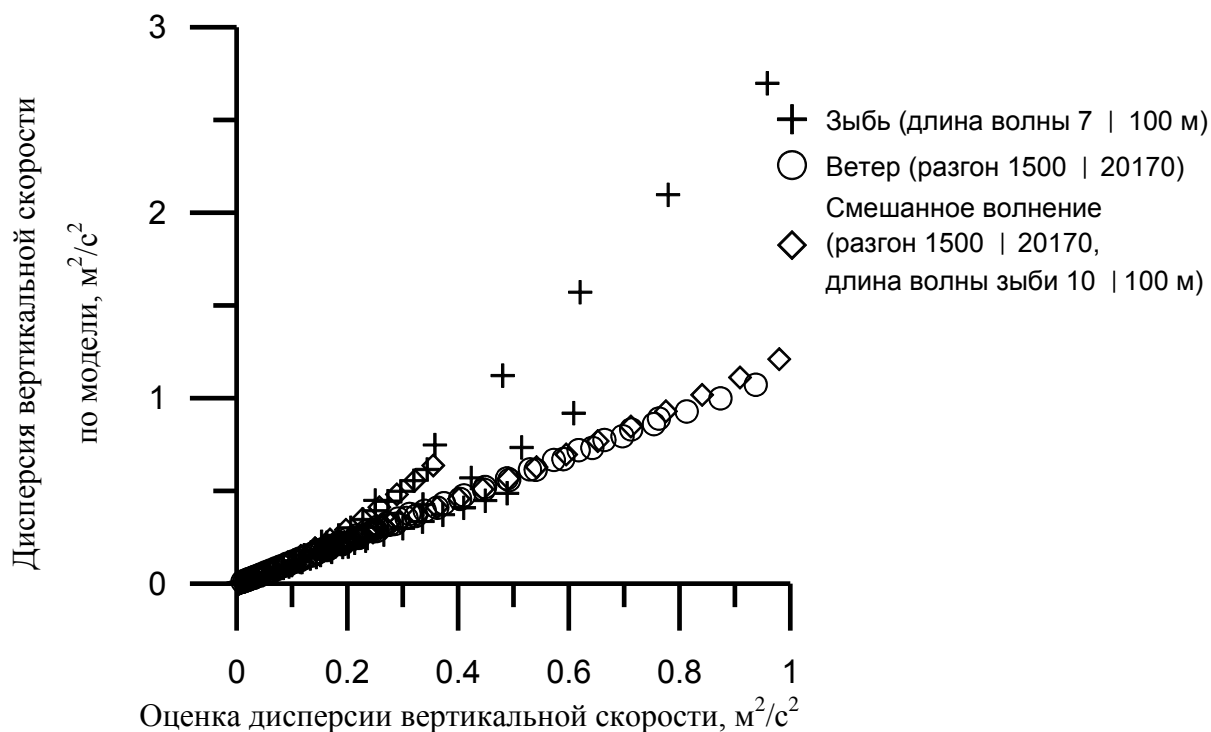


Рис. 2.3. Сравнение дисперсий вертикальной составляющей орбитальной скорости, полученных по спектру волнения с оценочными значениями, вычисленными по формуле (2.3) для различных типов волнения

Из рисунка видно, что в общем случае оценка дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости по формуле (2.3) может привести к ошибке, если отсутствует информация о типе волнения. Зная тип волнения, можно пересчитать полученную оценку в дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости.

Из рис. 2.3 видно, что при значении дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, полученной по упрощенной оценочной формуле, меньше $0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$ существует ее линейная связь с дисперсией вертикальной составляющей вертикальной скорости, вычисленной по модели спектра волнения. Зависимость для пересчета можно аппроксимировать прямой и для перехода к полной дисперсии надо использовать следующую формулу:

$$\sigma_{\text{н}}^2(\text{уточненная}) = 1,1\sigma_{\text{н}}^2(\text{оценочная}). \quad (2.4)$$

2.3 Измерение параметров волнения струнным волнографом

Первым научным прибором, измеряющим высоту волнения, стал струнный волнограф. Принцип измерения основан на зависимости легко измеряемого параметра, например сопротивления, от длины надводной части. При прохождении волны меняется уровень воды в точке измерения, приводя к изменению сопротивления струны.

При измерении регистрируют временную зависимость высоты волнения в точке. При последующей обработке по временной зависимости можно определить различные статистические характеристики морской поверхности и вычислить частотный спектр волнового процесса. Используя известные дисперсионные соотношения для поверхностных волн, можно перейти от частотного спектра к пространственному. Однако если дисперсионное соотношение не выполняется в каком-либо частотном диапазоне, то полученный таким способом пространственный спектр будет искажен. Ошибка возникает для гравитационно-капиллярных и капиллярных волн.

В качестве примера волнения рассмотрим одномерное волнение, т.е. высота поверхности Z является функцией от двух переменных:

$$Z = \sum_i f(\omega_i t - \kappa_i x), \quad (2.5)$$

где ω_i и κ_i – частоты и волновые числа поверхностных волн. Волна движется вдоль оси X , и волнение является стационарным, т. е. не рассматриваются эффекты развития и затухания волнения.

Наклон поверхности вдоль оси X и вертикальная составляющая орбитальной скорости вычисляются следующим образом:

$$\theta_x = \frac{\partial Z}{\partial x} = - \sum_i \kappa_i \cdot f'_{\kappa x}(\omega_i t - \kappa_i x), \quad (2.6)$$

$$v_z = \frac{\partial Z}{\partial t} = \sum_i \omega_i \cdot f'_{\omega t}(\omega_i t - \kappa_i x). \quad (2.7)$$

Для реализации процесса можно вычислить автокорреляционную функцию

$$C_{ZZ}(\tau) = \langle (Z(t) - \langle Z \rangle)(Z(t + \tau) - \langle Z \rangle) \rangle. \quad (2.8)$$

По определению спектральная плотность мощности стационарного, в широком смысле, случайного процесса является преобразованием Фурье от ковариационной функции. Спектральная плотность мощности стационарного в широком смысле случайного процесса всегда является вещественной функцией, причем для вещественного процесса она является четной функцией частоты. Учитывая это, спектральную плотность мощности, отличную от нуля только при $f \geq 0$, можно выразить следующим образом:

$$S(\omega) = 2 \int_{-\infty}^{\infty} C_{ZZ}(\tau) \cos \omega \tau d\tau = 4 \int_0^{\infty} C_{ZZ}(\tau) \cos \omega \tau d\tau. \quad (2.9)$$

Спектральную плотность мощности можно также определить из самого процесса. Для вычисления спектра процесса, заданного на отрезке времени $[0, T]$, необходимо сначала применить к этому процессу преобразование Фурье:

$$H(\omega) = \int_0^T Z(t) \exp\{-j\omega t\} dt. \quad (2.10)$$

Затем вычисляется спектральная плотность энергии, заданная в диапазоне частот $[-\infty, +\infty]$:

$$S_0(\omega) = |H(\omega)|^2 = \left[\operatorname{Re}\{H(\omega)\}^2 + \operatorname{Im}\{H(\omega)\}^2 \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (2.11)$$

Односторонний физический спектр

$$S_0^+(\omega) = 2S_0(\omega). \quad (2.12)$$

Для нахождения спектральной плотности мощности процесса (спектра процесса) необходимо воспользоваться следующим преобразованием:

$$S(\omega) = S_0^+ / T. \quad (2.13)$$

В случае двумерного волнения появляется азимутальная зависимость (по углу ϕ) спектра высот волнения.

Связь частоты и волнового числа задается дисперсионным соотношением, которое для поверхностных волн на глубокой воде имеет следующий вид [97, 98]:

$$\omega = \sqrt{g\kappa + \sigma\kappa^3 / \rho}, \quad (2.14)$$

где g – ускорение свободного падения; σ – коэффициент поверхностного натяжения; ρ – плотность воды.

В приближении метода Кирхгофа спектральные характеристики отраженного радиолокационного сигнала зависят только от крупномасштабного волнения. Статистические моменты второго порядка крупномасштабного волнения вычисляются по спектру волнения:

$$\begin{aligned} \sigma_z^2 &= \int_0^{2\pi} \int_0^{\omega(\kappa_{zp})} S(\omega, \phi) d\omega d\phi, \quad \sigma_{xx}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\omega(\kappa_{zp})} \kappa_x^2 S(\omega, \phi) d\omega d\phi, \\ \sigma_{yy}^2 &= \int_0^{2\pi} \int_0^{\omega(\kappa_{zp})} \kappa_y^2 S(\omega, \phi) d\omega d\phi, \quad \sigma_{tt}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\omega(\kappa_{zp})} \omega^2 S(\omega, \phi) d\omega d\phi, \end{aligned} \quad (2.15)$$

$$K_{xt} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\omega(\kappa_{zp})} \kappa_x \omega S(\omega, \phi) d\omega d\phi, \quad K_{yt} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\omega(\kappa_{zp})} \kappa_y \omega S(\omega, \phi) d\omega d\phi.$$

где $S(\kappa, \phi)$ – пространственно-угловой спектр волнения, ϕ – азимутальный угол, κ_{zp} – граничное волновое число, которое зависит от длины волны излучения и скорости ветра. Для вычисления граничного волнового числа используется зависимость, полученная в [94].

2.4 Численное моделирование струнного волнографа и акустического волнографа оснащенного одной прямо-передающей антенной

Прежде чем переходить к обработке экспериментальных данных, необходимо проверить работоспособность алгоритмов обработки на тестовых массивах, когда известна восстанавливаемая величина.

Сформируем исходный массив с помощью численного моделирования. С помощью специально разработанного комплекса программ выполняется численное моделирование морской поверхности, как показано в Приложении 2.

При моделировании измерений акустического волнографа отраженный сигнал собирается со всей площадки с учетом ДН. Для каждой реализации поверхности вычисляется доплеровский спектр, поэтому для получения достоверных результатов необходимо накопление реализаций отраженного сигнала и вычисление среднего доплеровского спектра, как это происходит в эксперименте.

При моделировании струнного волнографа на этой поверхности выбирается точка и для нее записывается временная зависимость высоты волнения, как это происходит в ходе натурального эксперимента.

Моделирование волнения проводилось для условий, наблюдаемых в эксперименте: скорость ветра U_{10} на высоте 10 м равна 5 м/с, безразмерная длина ветрового разгона (см. Приложение 1) равна 5000.

В случае симметричной антенны с раскрытием 30° и глубины погружения гидролокатора 10 м рассеивающая площадка будет представлять собой круг диаметром 5,3 м. На рис. 2.4 крестиками нанесены значения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, вычисленные по площадке диаметром 5,3 м за 40 с записи с шагом в 1 с при скорости ветра 5 м/с и разгоне 5000. Пунктиром показано значение дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, вычисленное по модели спектра волнения для скорости ветра 5 м/с, разгон 5000.

При заданных условиях максимум спектра возвышений равен 9,16 м, а период 2,42 с.

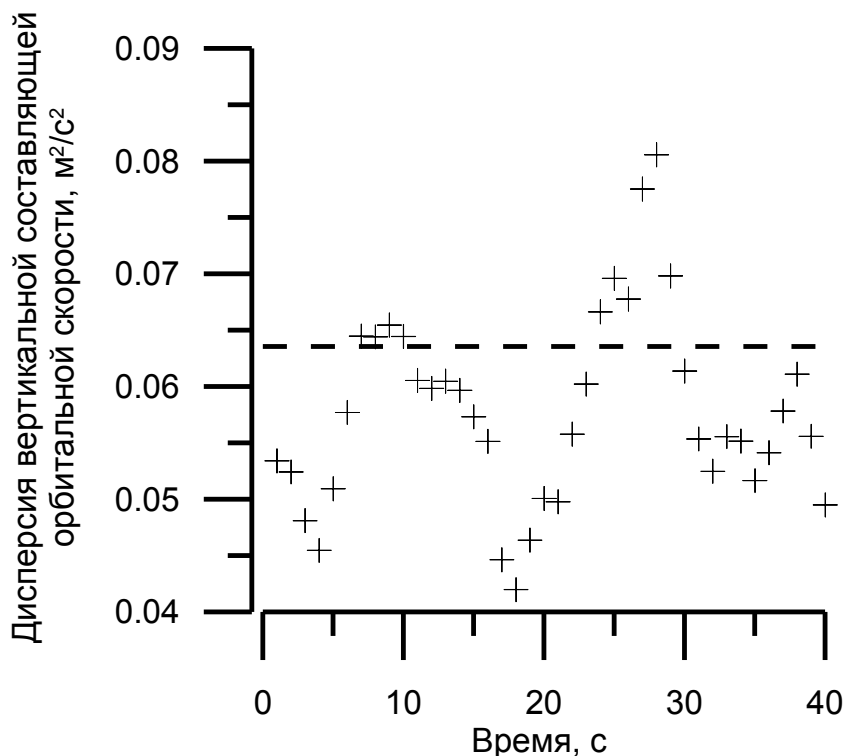


Рис. 2.4. Значения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости (плюсы) от времени при моделировании площадки 5,3×5,3 м, при длине поверхностной волны 9,16 м и периоде 2,42 с

Из рисунка видно, что при глубине погружения прибора 10 м текущая оценка дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости сильно меняется и для получения статистически достоверной оценки требуется увеличивать время накопления данных.

На рис. 2.5 видна изменчивость оценок дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, полученных при моделировании измерений акустического и струнного волнографов при времени накопления 40 с.

При моделировании измерений акустического волнографа получим ДС, а оценочные значения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости вычисляются по формуле (2.3).

При моделировании измерений струнного волнографа мы получим спектр высот и дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости вычисляется по соответствующей формуле (2.15).

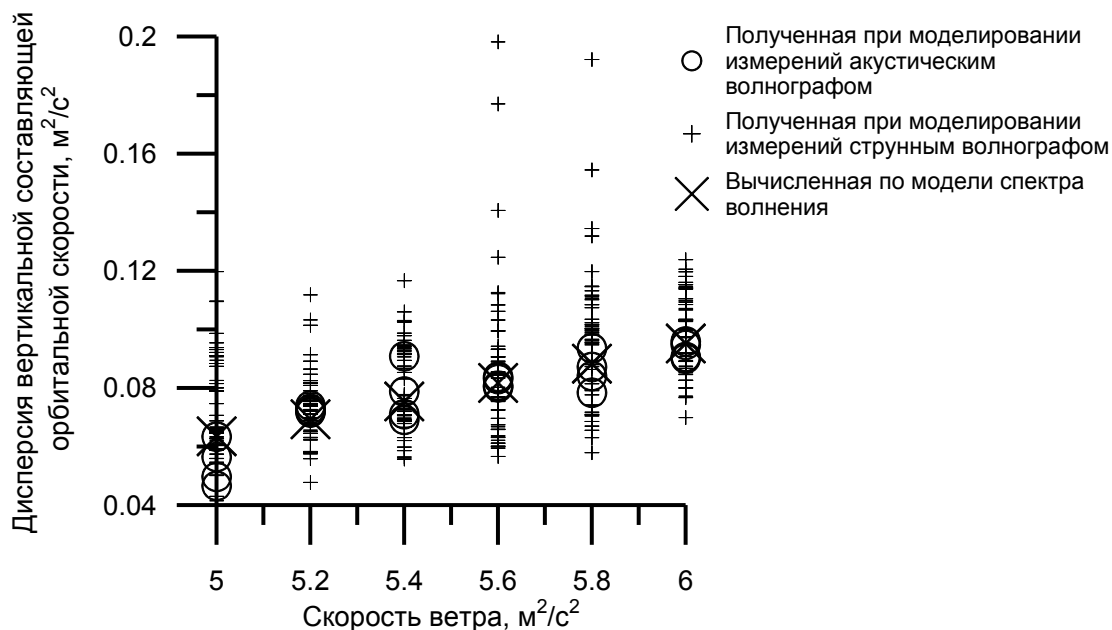


Рис. 2.5. Сравнение значений дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, полученных при моделировании измерений акустического и струнного волнографа и вычисленной по модели спектра волнения, в зависимости от скорости ветра

Из рисунка видно, что разброс значений дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости при моделировании измерений струнного волнографа значительно превышает разброс значений при моделировании акустического волнографа при одинаковом времени накопления, составляющем 40 с. Это связано с тем, что акустический волнограф собирает информацию со всей площади засветки за счет диаграммы направленности, а струнный волнограф проводит измерения в одной точке и поэтому требует большего времени накопления данных.

При длительном накоплении результаты численных экспериментов со струнным волнографом и акустическим волнографом будут совпадать со значениями, использованными для моделирования волнения (по модели спектра волнения).

2.5 Восстановление параметров волнения с помощью системы состоящей из двух приемо-передающих антенн

Задача восстановления статистических моментов по ширине доплеровского спектра, сечению обратного рассеяния и смещению ДС может быть решена в общем случае численно (см. формулы (1.15-1.18)) при условии проведения одновременных измерений одного и того же участка поверхности тремя приемными антеннами с различными ДН. В результате мы получим достаточное число уравнений, чтобы вычислить значения всех основных статистических характеристик поверхности и эффективного коэффициента отражения.

Несложно также получить аналитическое решение для частного случая схемы измерений, когда удастся уменьшить число неизвестных параметров за счет ориентации приемной и излучающей антенн относительно направления распространения волнения.

Рассмотрим случай моностатического зондирования морской поверхности двумя приемо-передающими антеннами с ножевыми ДН, ориентированными перпендикулярно друг другу. Такая система является составной частью подводного доплеровского акустического волнографа разработанного в ИПФ РАН [57]. Угол скольжения падающей и отраженной волны равен ψ . Зададим ориентацию антенн вдоль и поперек направления распространения волнения, тогда $K_{xy} = 0$. Выбор ориентации антенн вдоль направления распространения волнения является решаемой задачей при организации натуральных измерений. Следовательно, данная схема измерений может быть реализована на практике за счет выбора ориентации антенны и далее считаем, что коэффициент корреляции $K_{xy} = 0$. Заметим, что в этом случае один из коэффициентов корреляции наклонов и орбитальных скоростей K_{xt} или K_{yt} будет равен нулю в зависимости от направления волнения, однако мы не будем заранее делать этого упрощения. В результате выражения (1.15-1.18) примут следующий вид:

$$\sigma_0 = \frac{V_{eff}^2}{2 \sin^4 \psi \sqrt{\left(\frac{\delta_x^2}{11,04} + \sigma_{xx}^2\right) \left(\frac{\delta_y^2}{11,04 \sin^2 \psi} + \sigma_{yy}^2\right)}} e^{-\frac{ctg^2 \psi}{2} \left(\frac{11,04}{\delta_x^2 + 11,04 \sigma_{xx}^2}\right)},$$

$$\Delta f_{10} = \frac{4\sqrt{2 \ln 10}}{\lambda} \sqrt{\sin^2 \psi \left(\sigma_{tt}^2 - \frac{11,04 (K_{xt})^2}{\delta_x^2 + 11,04 \sigma_{xx}^2} - \frac{11,04 \sin^2 \psi (K_{yt})^2}{\delta_y^2 + 11,04 \sin^2 \psi \sigma_{yy}^2} \right)}, \quad (2.16)$$

$$f_{cm} = \frac{-k}{\pi} \cos \psi K_{xt} \left(\frac{11,04}{\delta_x^2 + 11,04 \sigma_{xx}^2} \right).$$

Широкие стороны ДН равны δ_x^2 , а узкие δ_y^2 будем считать пренебрежимо малыми по сравнению с дисперсиями наклонов:

$$\delta_y^2 \ll 11,04 \sin^2 \psi \sigma_{yy}^2, \quad \delta_y^2 \ll 11,04 \sin^2 \psi \sigma_{xx}^2. \quad (2.17)$$

В этом случае характеристики поверхности будут последовательно вычисляться следующим образом:

$$\sigma_{xx}^2 = \frac{\delta_x^2 \omega_{t1}^2}{11,04(\omega_{t2} - \omega_{t1})}, \quad K_{xt} = \frac{\sigma_{xx}^2 \omega_{t2}}{2 \cos \psi},$$

$$\sigma_{yy}^2 = \left(\frac{\sigma_{xx}^2 \delta_x^2 \sigma_{02}^2}{\sin^2 \psi} \right) / \left(\left(\delta_x^2 + 11,04 \sigma_{xx}^2 \right) \sigma_{01}^2 \exp \left\{ \frac{-\delta_x^2 \operatorname{ctg}^2 \psi}{\left(\delta_x^2 + 11,04 \sigma_{xx}^2 \right) \sigma_{xx}^2} \right\} - 11,04 \sigma_{xx}^2 \sigma_{02}^2 \right),$$

$$V_{eff}^2 = \frac{4 \sin^3 \psi \sqrt{\left(\sigma_{xx}^2 \right)^3 \left(\delta_x^2 + 11,04 \sin^2 \psi \sigma_{yy}^2 \right)}}{\left(2 \sigma_{xx}^2 - \operatorname{ctg}^2 \psi \right) \sqrt{11,04}} \sigma_{02},$$

$$K_{yt}^2 = \frac{11,04(\omega_{s2} - \omega_{s1}) \cos^2 \psi - \sin^2 \psi \omega_{t1}^2 \left(\delta_x^2 + 11,04 \sigma_{xx}^2 \right) + 11,04 \sin^2 \psi \omega_{t2}^2 \sigma_{xx}^2}{\left(\left(22,08 \delta_x^2 \sin^2 \psi \cos^2 \psi \right) / \left(\sigma_{yy}^2 \delta_x^2 + 11,04 \sin^2 \psi \sigma_{yy}^4 \right) \right)},$$

$$\sigma_{tt}^2 = \frac{\omega_{s2}}{2 \sin^2 \psi} + \left(\frac{\omega_{t2}}{2 \cos \psi} \right)^2 \sigma_{xx}^2 + \frac{11,04 \sin^2 \psi \left(K_{yt} \right)^2}{\delta_x^2 + 11,04 \sin^2 \psi \sigma_{yy}^2}. \quad (2.18)$$

Таким образом, используя характеристики отраженных сигналов можно восстановить все основные характеристики поверхности, влияющие на отраженный сигнал и эффективный коэффициент отражения. Последний связан со скоростью ветра, и это позволит получить оценку скорости приповерхностного ветра, т.е. подводный акустический волнограф будет способен измерять не только параметры крупномасштабного волнения, но и скорость ветра. Правильность ориентации антенны в эксперименте будет видна из коэффициентов K_{xt} и K_{yt} – один из них должен быть равен нулю. Таким образом, правильная ориентация антенн может быть легко установлена в ходе измерений.

Оценим точность предлагаемого алгоритма восстановления в случае обратного рассеяния для антенной системы, состоящей из двух антенн с ДН $30^\circ \times 1^\circ$, ориентированных перпендикулярно друг другу, от угла скольжения ψ при различных скоростях ветра. Волнение распространяется вдоль оси OX . Угловые зависимости относительных погрешностей восстановления характеристик отраженных сигналов в процентах для различных скоростей ветра показаны на рис. 2.6. Относительная погрешность вычисляется по формуле:

$$\Delta = \left(K_{восст} - K_{модель} \right) / K_{модель} \times 100\%,$$

где $K_{восст}$ - оценка параметра, $K_{модель}$ - точное значение параметра.

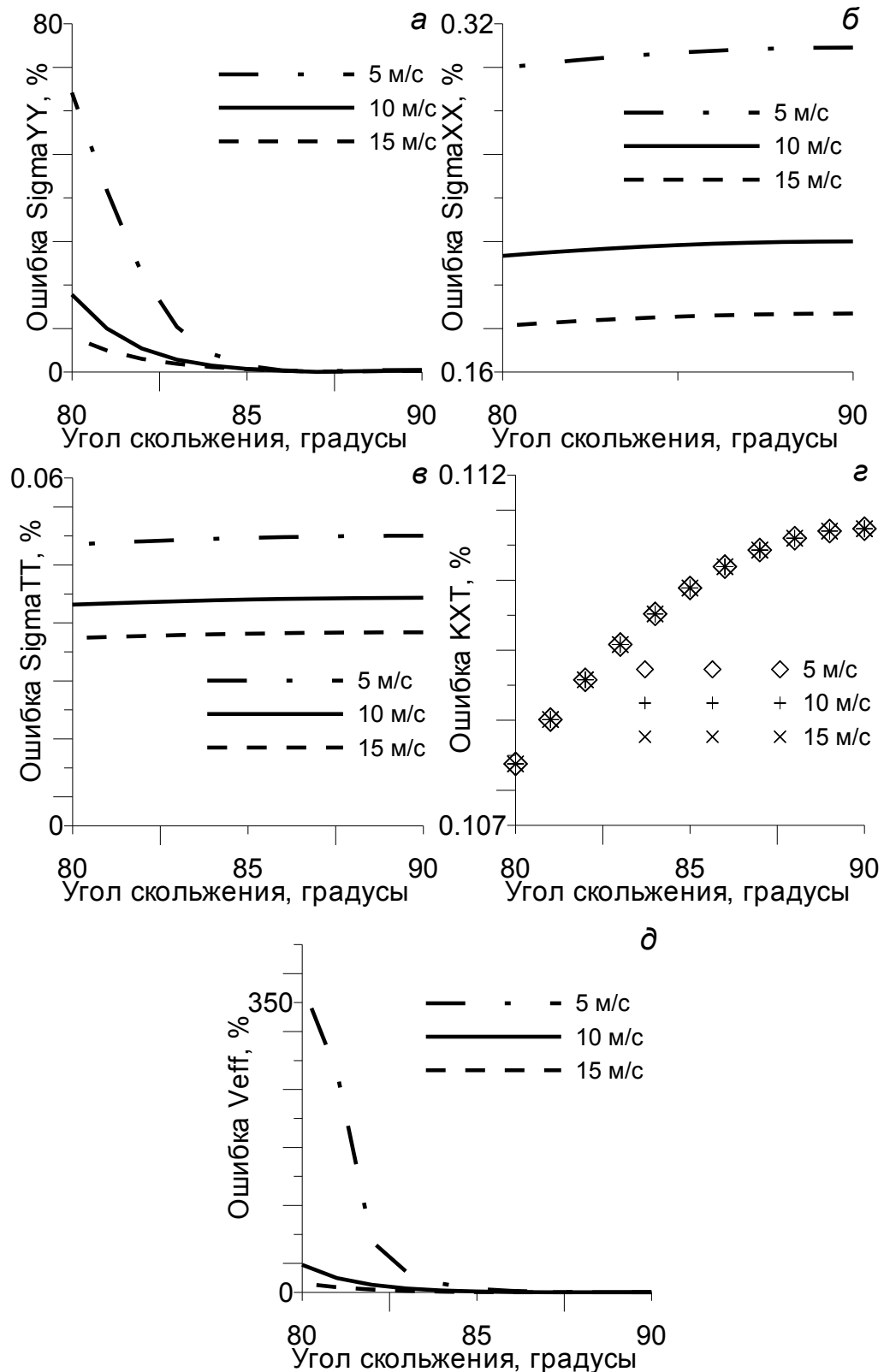


Рис. 2.6. Угловые зависимости относительных погрешностей восстановления характеристик отраженных сигналов (а- σ_{yy}^2 , б- σ_{xx}^2 , в- σ_{tt}^2 , г- K_{xt} , д- V_{eff}^2) в процентах для скоростей ветра 5, 10, 15 м/с.

На рисунке видно, что происходит увеличение точности алгоритма с ростом скорости ветра. Это объясняется тем, что с ростом скорости ветра увеличиваются

дисперсии наклонов и лучше выполняется условие малости узкой ширины ДН (2.17). Однако видно, что ошибка восстановления параметров крупномасштабной поверхности и эффективного коэффициента отражения остается небольшой для всех рассмотренных случаев при угле скольжения падающей и отраженной волны более 85° . Необходимо отметить, что представленный алгоритм начинает работать хотя бы при минимальном отклонении антенного блока от вертикали, так как основан на измерении смещения ДС, обращающегося в ноль при вертикальном зондировании.

2.6 Восстановление параметров волнения при использовании схемы с одной излучающей и тремя приемными антеннами

Задача обратного рассеяния акустических волн морской поверхностью при малых углах падения хорошо исследована [21], поэтому просто уточним постановку задачи с учетом особенностей рассматриваемого случая. Для определения статистических характеристик взволнованной водной поверхности предлагается использовать гидролокатор с одной излучающей антенной и несколькими приемными антеннами с различными ДН. Подобная схема позволяет проводить измерения одновременно несколькими антеннами без применения сложных радиотехнических схем, которые было бы необходимо использовать при одновременной работе в одном месте нескольких излучателей на одной частоте.

Схема измерений для одной принимающей антенны показана на рис. 2.1 в разделе 2.2.

Акустический излучатель и приемник расположены под водой на глубине H_0 и направлены вверх под углом падения $\theta_0 = 0^\circ$. Диаграмма направленности излучающей антенны (ДН) предполагается гауссовой и имеет ширину δ_{ix} и δ_{iy} по уровню половинной мощности. Диаграмма направленности приемной антенны также предполагается гауссовой и имеет ширину δ_{rx} и δ_{ry} по уровню половинной мощности. Считаем, что ДН ориентированы либо вдоль, либо поперек направления распространения волнения. Для описания диаграммы направленности будем использовать уравнение Гаусса, достаточно хорошо аппроксимирующее главный лепесток диаграммы [51]:

$$G(\vec{r}) = \exp \left[-1,38 \left(\frac{x^2}{R_0^2 \delta_x^2} + \frac{y^2}{R_0^2 \delta_y^2} \right) \right], \quad (2.19)$$

где δ_x и δ_y - ширины диаграммы направленности антенны (приемной или излучающей).

Введем понятие «эффективной» ширины диаграммы направленности антенны для того, чтобы перейти от системы с различными диаграммами приемной и излучающей антенн к гидролокатору с одинаковыми эффективными диаграммами направленности приемной и излучающей антенн:

$$G(\vec{r}) = \exp \left[-1,38 \left(\frac{x^2}{R_0^2 \delta_x^{*2}} + \frac{y^2}{R_0^2 \delta_y^{*2}} \right) \right], \quad (2.20)$$

где $\delta_x^{*2} = \frac{2\delta_{nx}^2 \delta_{ix}^2}{\delta_{nx}^2 + \delta_{ix}^2}$ и $\delta_y^{*2} = \frac{2\delta_{ny}^2 \delta_{iy}^2}{\delta_{ny}^2 + \delta_{iy}^2}$ - эффективные ширины ДН для акустической системы, состоящей из приемной и излучающей антенны с разными ДН.

Формула для ширины доплеровского спектра Δf_{10} на уровне -10 дБ по отношению к максимуму в такой постановке задачи будет иметь следующий вид:

$$\Delta f_{10} = \frac{4\sqrt{2 \ln 10}}{\lambda} \left[\sigma_{tt}^2 - \frac{K_{xt}^2}{\sigma_{xx}^2 + \delta_y^{*2} / 11,04} - \frac{K_{yt}^2}{\sigma_{yy}^2 + \delta_x^{*2} / 11,04} \right]^{0,5} \quad (2.21)$$

Формула для сечения обратного рассеяния σ_0 выглядит следующим образом:

$$\sigma_0 = \frac{|V_{эфф}|^2}{2 \left[\sigma_{xx}^2 + \delta_y^{*2} / 11,04 \right]^{0,5} \left[\sigma_{yy}^2 + \delta_x^{*2} / 11,04 \right]^{0,5}}. \quad (2.22)$$

В результате в нашем распоряжении имеются теоретические зависимости спектральных и энергетических характеристик отраженного акустического сигнала от статистических характеристик волнения с учетом ДН.

Похожие формулы были получены при анализе отражения электромагнитных волн морской поверхностью для приемо-передающей антенны (см. например, [47]).

Входными параметрами для алгоритма восстановления параметров волнения будут выступать ширина доплеровского спектра и сечение обратного рассеяния.

В рассматриваемой акустической системе одна излучающая антенна с широкой симметричной ДН и три приемных антенны: одна с симметричной ДН и две с ножевыми ДН, ориентированными перпендикулярно друг другу.

Мы имеем 5 неизвестных статистических моментов и эффективный коэффициент отражения. Для определения всех неизвестных достаточно трех измерений: двумя взаимно перпендикулярными ножевыми антеннами и антенной с симметричной ДН в результате которых будут получены 6 уравнений для ширины доплеровского спектра и сечения обратного рассеяния.

Рассмотрим алгоритм обработки данных акустического волнографа более подробно. Считаем, что диаграмма направленности излучающей антенны симметрична $\delta_{ix} = \delta_{iy} = \delta_x$. Предположим, что первые измерения сделаны антенной с ножевой

диаграммой направленности: $\delta_{nx} = \delta_x \gg \delta_{ny}$, $\delta_y^{*2} = \frac{2\delta_{ny}^2 \delta_{iy}^2}{\delta_{iy}^2 + \delta_{ny}^2}$; вторые данные получены для

случая $\delta_{nx} \ll \delta_{ny} = \delta_x$, $\delta_x^{*2} = \frac{2\delta_{nx}^2 \delta_{ix}^2}{\delta_{ix}^2 + \delta_{nx}^2}$ - эти измерения аналогичны измерениям

предыдущей антенной, но повернутой на 90 градусов относительно оси ДН. Третьи измерения выполнены акустической системой с симметричной антенной: $\delta_{nx} = \delta_{iy} = \delta_x$.

В результате преобразований получим шесть уравнений для сечений обратного рассеяния и ширин доплеровских спектров. Решая систему уравнений аналитически мы получим формулы для дисперсий наклонов, дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости и корреляционных моментов крупномасштабного волнения, а также для эффективного коэффициента отражения:

$$\sigma_{xx}^2 = \frac{\delta_x^2 \sigma_0^2(3) - \delta_y^{*2} \sigma_0^2(1)}{11,04(\sigma_0^2(1) - \sigma_0^2(3))},$$

$$\sigma_{yy}^2 = \frac{\delta_x^2 \sigma_0^2(3) - \delta_y^{*2} \sigma_0^2(2)}{11,04(\sigma_0^2(2) - \sigma_0^2(3))},$$

$$K_{xt} = \frac{\lambda}{4\sqrt{2\ln 10}} \sqrt{\frac{\Delta f_{10}^2(1) - \Delta f_{10}^2(3)}{11,04(\delta_y^{*2} - \delta_x^2)}} \cdot \sqrt{(11,04\sigma_{xx}^2 + \delta_x^2)(11,04\sigma_{xx}^2 + \delta_y^{*2})},$$

$$K_{yt} = \frac{\lambda}{4\sqrt{2\ln 10}} \sqrt{\frac{\Delta f_{10}^2(2) - \Delta f_{10}^2(3)}{11,04(\delta_y^{*2} - \delta_x^2)}} \cdot \sqrt{(11,04\sigma_{yy}^2 + \delta_x^2)(11,04\sigma_{yy}^2 + \delta_y^{*2})},$$

$$\sigma_{tt}^2 = \frac{\lambda^2}{32\ln 10} \times \left[\frac{\Delta f_{10}^2(1)(11,04\sigma_{xx}^2 + \delta_y^{*2}) - \Delta f_{10}^2(2)(11,04\sigma_{yy}^2 + \delta_y^{*2})}{\delta_y^{*2} - \delta_x^2} - \frac{\Delta f_{10}^2(3)(11,04(\sigma_{xx}^2 - \sigma_{yy}^2) + \delta_x^2 - \delta_y^{*2})}{\delta_y^{*2} - \delta_x^2} \right],$$

$$|V_{эфф}|^2 = \frac{2\sigma_0(1)\sigma_0(2)\sigma_0(3) \cdot (\delta_x^2 - \delta_y^{*2})}{11,04 \cdot \sqrt{(\sigma_0^2(1) - \sigma_0^2(3))(\sigma_0^2(2) - \sigma_0^2(3))}}. \quad (2.23)$$

Таким образом, измерив ширину доплеровского спектра и сечение обратного рассеяния тремя разными антеннами, можно восстановить основные статистические моменты второго порядка и эффективный коэффициент отражения.

Для оценки эффективности алгоритма применим численное моделирование. Сформируем исходный массив с помощью численного моделирования. Специально разработанный комплекс программ выполняет численное моделирование морской поверхности по спектру волнения [94] и имитирует эксперимент как показано в Приложении 2.

Моделирование морской поверхности будем проводить для случая ветрового волнения с безразмерным разгоном 5000, распространяющегося по оси X, и скорости ветра $U_{10} = 7$ м/с.

Длина поверхностной волны для заданных условий по максимуму спектра волнения равна 18 метрам. Глубина погружения гидролокатора была выбрана 10 метров, что соответствует измерениям на Горьковском водохранилище.

Ширина диаграммы направленности излучающей антенны в двух взаимно перпендикулярных плоскостях равна 30 x 30 градусов. Ширины приемных антенн 30 x 30 градусов, 30 x 4 градуса и 4 x 30 градусов. Эффективные ширины диаграмм направленности 30 x 30 градусов, 30 x 5,6 градусов и 5,6 x 30 градусов соответственно. В первом случае рассеивающая площадка будет представлять собой круг диаметром 5,3 метра, в двух других случаях эллипсы с осями равными 5,3 и 1 метр.

Усреднение результатов численного моделирования эксперимента выполнено по 80 реализациям ДС спектра с шагом 1 с, что соответствует 80 секундам записи.

Доплеровский спектр отраженного сигнала описывается гауссовой функцией и его ширину на уровне -10 дБ будем искать из первого и второго статистических моментов по формуле (1.27).

Оценка эффективности работы нового алгоритма и сравнение с результатами применения алгоритма без учета различных ДН приемной и излучающей антенн представлены в Таблице 2.1.

Таблица 2.1. Статистические характеристики морской поверхности, полученные четырьмя различными способами.

	Значения статистических характеристик по модели спектра волнения	По 80 реализациям поверхности, используемым в численном эксперименте	По предлагаемому алгоритму для результатов численного эксперимента	По алгоритму без учета ДН для приемной и излучающей антенн

σ_{xx}^2	0,023	0,022	0,022	0,009
σ_{yy}^2	0,014	0,014	0,013	0,006
$\sigma_{tt}^2, \text{M}^2/\text{c}^2$	0,133	0,121	0,12	0,113
$K_{xt}, \text{M}/\text{c}$	0,037	0,037	0,036	0,021

В первом столбце перечислены статистические характеристики взволнованной водной поверхности, значения которых приводятся в соответствующих строчках. Во втором столбце приведены значения статистических характеристик поверхности, полученные по модели спектра волнения. Эти значения используются для численного моделирования морской поверхности. Значения статистических характеристик, полученные при усреднении 80 реализаций поверхности, наблюдаемых в численном эксперименте, представлены в третьем столбце. В четвертом столбце приведены значения статистических характеристик морской поверхности, восстановленные по предложенному в данном разделе алгоритму для численного эксперимента. В пятом столбце приведены значения статистических характеристик, вычисленных по алгоритму без учета различий в ДН приемной и излучающей антенн.

Проинтегрировав доплеровский спектр, можно вычислить сечение обратного рассеяния. Преимуществом предлагаемых алгоритмов является нечувствительность к абсолютным величинам значений сечений обратного рассеяния. Поэтому нет необходимости в абсолютной калибровке данных акустического волнографа, так как в алгоритмах восстановления используются только отношения значений сечений обратного рассеяния.

Из таблицы видно значительное отличие дисперсий наклонов, восстановленных старым алгоритмом, от используемых при вычислениях модельных оценок статистических моментов. Это показывает важность корректного учета ДН в алгоритме обработки. Так же видно различие статистических характеристик поверхности, полученных по модели спектра волнения, и характеристик, полученных при численном моделировании рассеивающих площадок, усредненных по 80 реализациям. Это объясняется изменчивостью волнения внутри рассеивающей площадки и недостаточным временем накопления реализаций.

2.7 Диагностика параметров дождя на основе спектральный и энергетических характеристик отраженных волн при подводном наблюдении

Дождь оказывает значительное влияние на рассеяние электромагнитных волн СВЧ-диапазона и, соответственно, на точность алгоритмов восстановления скорости ветра и параметров волнения. Для примера рассмотрим влияние дождя на точность восстановления скорости ветра скаттерометром QuikSCAT, приведенные в работе [99], и показанные на рис. 2.7.

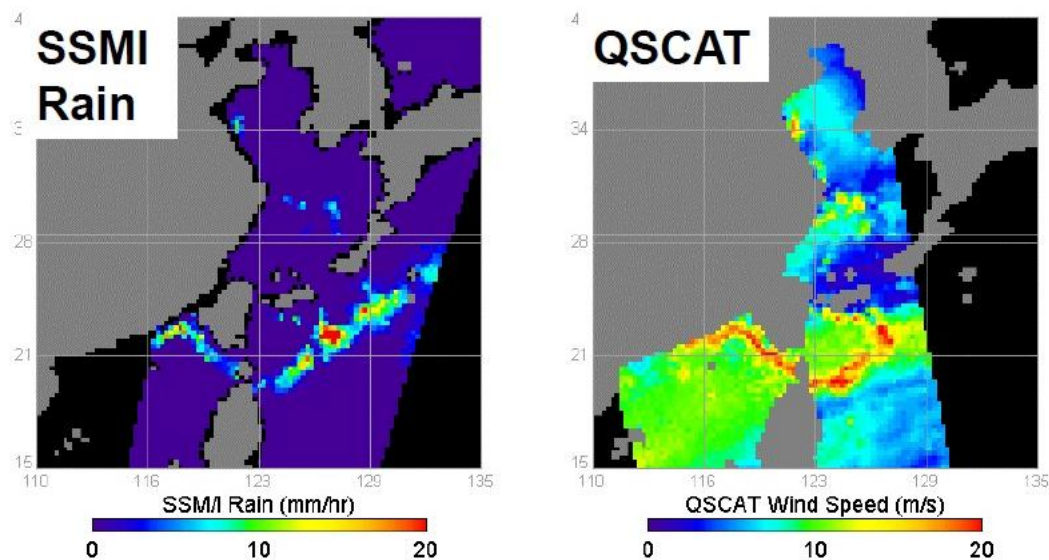


Рис. 2.7. Слева на рисунке представлена интенсивность осадков по данным радиометра SSM/I, а справа синхронные измерения скорости ветра по данным скаттерометра Ku-диапазона (QuikSCAT). Филиппины 06.10.1999.

На рисунке видно резкое увеличение скорости ветра по данным скаттерометра в областях с дождем, что объясняется ошибкой алгоритма восстановления скорости ветра, не учитывающего влияние осадков.

Далее рассмотрим влияние дождя на алгоритм восстановления направления ветра по данным скаттерометра из работы [99]. На рис. 2.8. видна хаотическая смена направлений ветра в областях с дождем, что опять же объясняется несовершенством алгоритма восстановления, не учитывающим влияние осадков на характеристики отраженного сигнала.

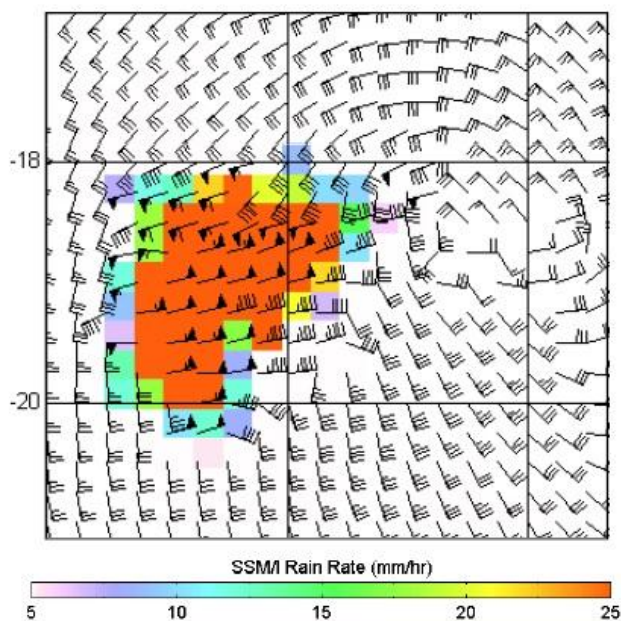


Рис. 2.8. Влияние осадков на точность восстановления направления ветра скаттерометром QuikSCAT, тропический циклон Ольга, 17.03.2000

Влияние на отраженный сигнал осадков связано с рассеянием электромагнитных волн на каплях дождя в атмосфере и с трансформацией спектра поверхностных волн на воде под действием падающих капель. Для того, чтобы оценить вклад осадков в атмосферу в рассеяние электромагнитных волн необходимо знать вклад в рассеяние водной поверхностью, измененной под действием упавших капель. Таким образом, точное измерение статистических характеристик водной поверхности во время осадков необходимо при измерениях осадков радиолокационными методами с самолетов и спутников. Однако проведение подспутниковых измерений параметров водной поверхности во время осадков является сложной задачей, которая пока не решена.

Для того, чтобы избавиться от влияния капель дождя в атмосфере на характеристики отраженного сигнала и оценить вклад дождя, связанный только с изменением спектра волнения, предлагается проводить измерения подводными акустическими системами.

Рассмотрим влияние дождя на характеристики отраженных акустических волн. Для описания частотного спектра доминирующих кольцевых волн от дождя мы использовали логарифмически-гауссовую модель следующего вида [100]:

$$S_f(f) = S_{fp}(R) \exp \left\{ -\pi \left[\frac{\ln \left(\frac{f}{f_p} \right)}{\frac{\Delta f}{f_p}} \right]^2 \right\}, \quad (2.24)$$

где S_{fp} - амплитуда спектрального пика, f_p - частота пика, Δf - ширина спектра, R - интенсивность дождя в мм/ч. В работе [100] экспериментально были получены зависимости этих коэффициентов от интенсивности дождя, а для различного размера капель - в работе [101].

Для моделирования использовался диаметр капель 2,8 мм. Для интенсивности дождя от 5 до 200 мм/ч коэффициенты в (2.24) для этого размера капли имеют следующие зависимости:

$$f_p = 4.73 - 0.001R(\text{Гц}), \quad \Delta f = 3.46 + 0.009R(\text{Гц}), \quad S_p = 3.29 \times 10^{-8} R^{0.563} (\text{м}^2 \text{Гц}^{-1}). \quad (2.25)$$

Для интенсивности 50 мм/ч спектр генерируемых дождем волн показан на рис. 2.9.

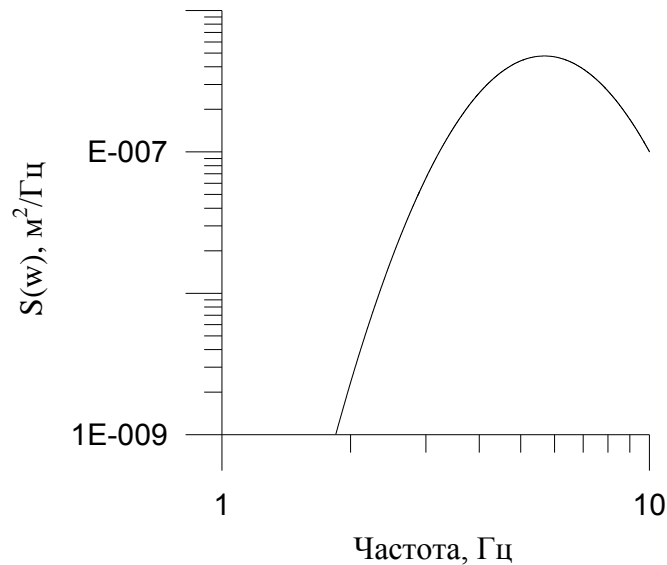


Рис. 2.9. Модель спектра генерируемых дождем волн

В лабораторных условиях измерялся частотный спектр поверхностных волн под действием дождя струнным волнографом. Подробно эксперимент описывается в разделе 3.3. На рис. 2.10 показаны спектры возвышений поверхностных волн: 1) измеренные струнным волнографом с дождем, 2) без дождя и 3) спектр, полученный прибавлением модельного спектра дождевых волн из рис. 2.9 к спектру, измеренному без дождя.

Из рисунка видно, что модель спектра волн, генерируемых дождем хорошо описывает происходящие изменения в спектре волнения в условиях дождя и может быть

использована для численного моделирования и вычисления параметров отраженного сигнала.

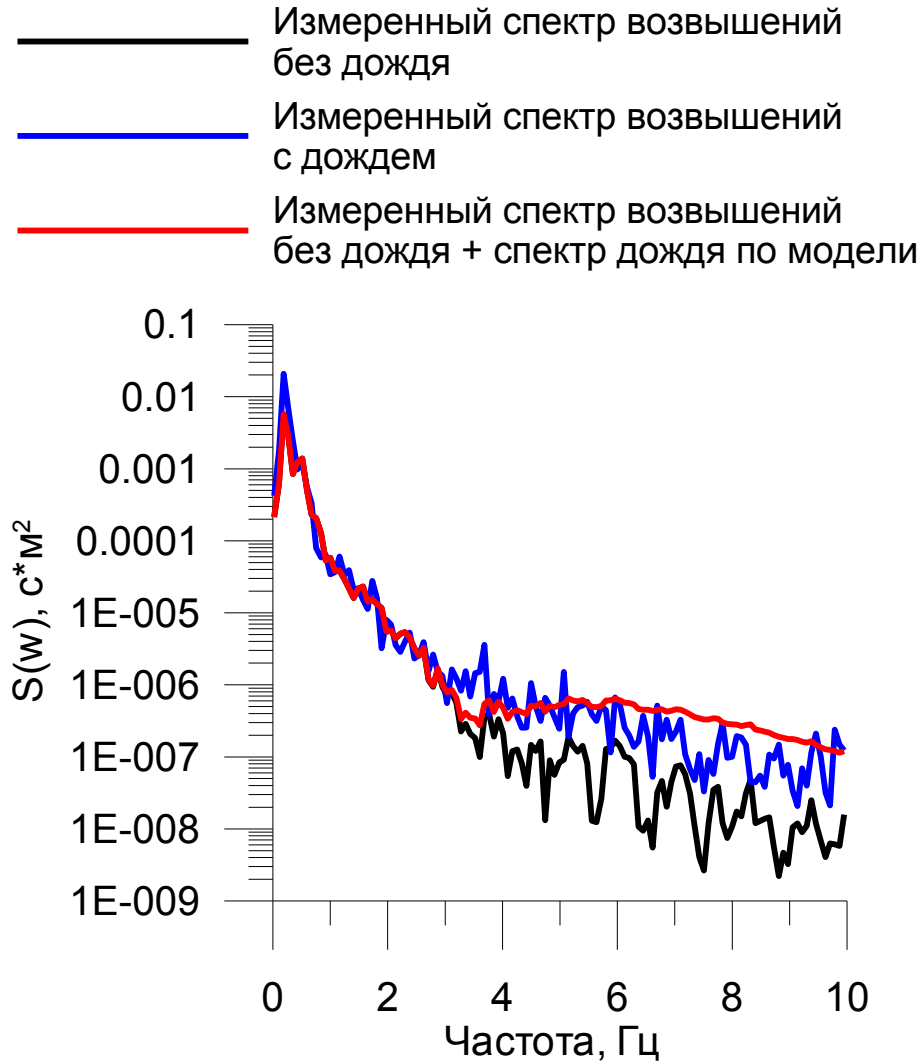


Рис. 2.10. Спектры возвышений измеренные во время дождя, без дождя и спектр полученный добавлением модели спектра дождевых волн к спектру, измеренному без дождя.

По графику видно, что дождь оказывает влияние на высокочастотную часть спектра волнения.

Далее для расчетов используется модель спектра ветрового волнения с добавлением к нему спектра дождевых волн. Вычисляется зависимость сечения обратного рассеяния акустического сигнала от интенсивности дождя для различных условий ветрового волнения, и результат показан на рис. 2.11.

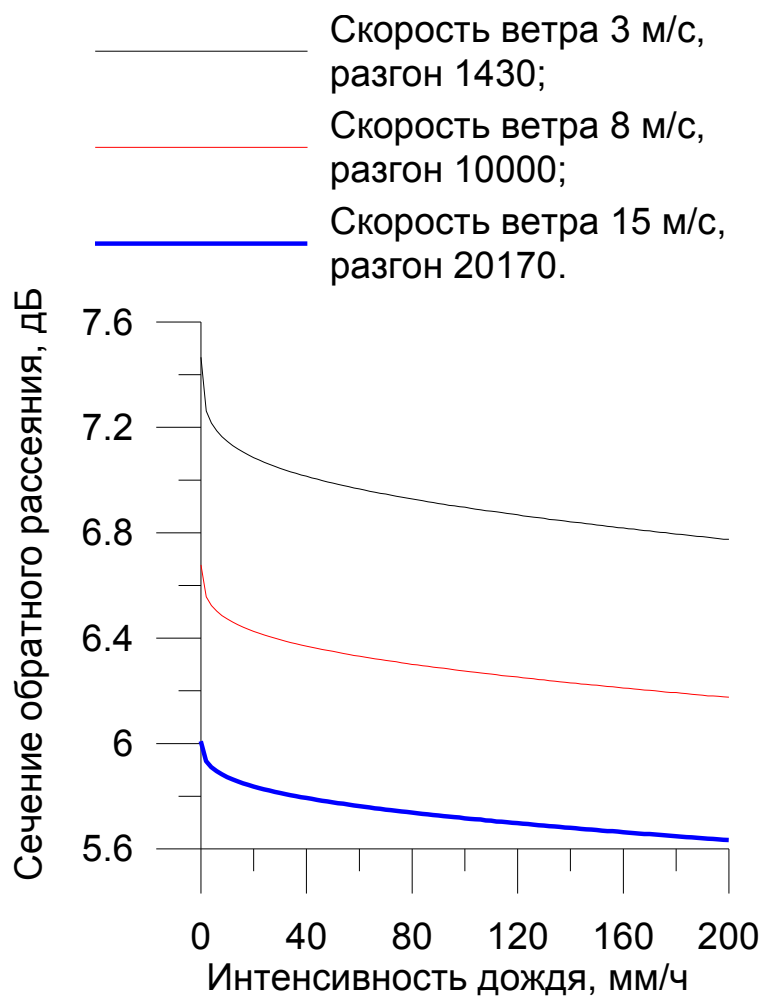


Рис. 2.11. Сечение обратного рассеяния в зависимости от интенсивности дождя для различных условий формирования волнения.

С увеличением интенсивности дождя сечение обратного рассеяния при вертикальном зондировании уменьшается, т.к. растет дисперсия наклонов поверхностного волнения, определяемая высокочастотной частью спектра.

Зависимость ширины ДС отраженного акустического сигнала от интенсивности дождя для различных условий ветрового волнения показана на рис. 2.12.

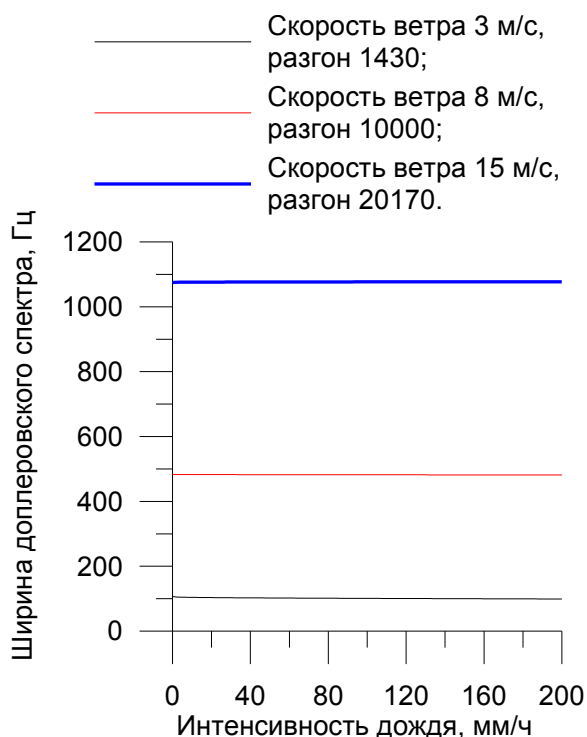


Рис. 2.12. Ширина ДС в зависимости от интенсивности дождя для различных условий формирования волнения.

Из рис. 2.12 видно, что ширина доплеровского спектра не меняется при изменении интенсивности дождя для ветрового волнения, тогда как сечение обратного рассеяния чувствительно к изменению интенсивности дождя. Это связано с тем, что в случае ветрового волнения дождь оказывает незначительное влияние на дисперсию вертикальной скорости отражающих участков, и напротив, вносит значительный вклад в дисперсию наклонов поверхности.

По изменению сечения рассеяния, при постоянной ширине ДС отраженных акустических волн, при подводном наблюдении, можно диагностировать наличие дождя.

Зависимость сечения обратного рассеяния от интенсивности дождя для различного размера капель показана на рис. 2.13 (скорость ветра 8 м/с, разгон 10000).

Полученные зависимости показывают чувствительность сечения рассеяния к размеру капель дождя.

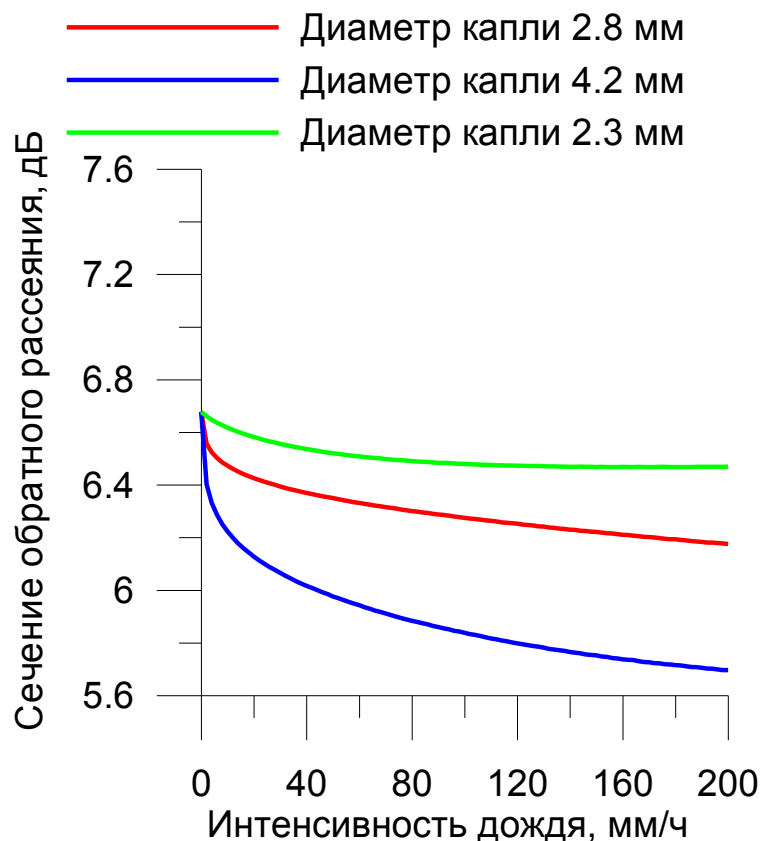


Рис. 2.13. Зависимость сечения обратного рассеяния от интенсивности дождя для различного диаметра капель. Скорость ветра 8 м/с, разгон 10000.

2.8 Измерение высоты волнения с помощью импульсного гидролокатора

Для восстановления дисперсии высот подводными акустическими средствами предлагается использовать подходы, разработанные для радиолокационных альтиметров, основанные на анализе формы отраженного импульса. Воспользуемся простейшим вариантом алгоритма для оценки высоты значительного волнения, использующего длительность переднего фронта отраженного импульса [48]. Преимуществом акустического высотомера по сравнению с радиолокационным, является возможность при приеме отраженного сигнала достаточно просто получить необходимое разрешение по времени/дальности. В радиолокации повышение разрешения является сложной технической задачей.

Для измерения длительности переднего фронта отраженного импульса необходимо определить начало и конец переднего фронта отраженного импульса. Начало импульса определим как момент превышения мощности отраженного сигнала уровня шумов или заданного уровня.

Передний фронт отраженного импульса заканчивается при условии достижения максимума, и это легко определяется по форме отраженного импульса. Для вычисления длительности переднего фронта отраженного импульса необходимо задать начальный уровень сигнала, начиная с которого будем регистрировать приходящий сигнал.

Для оценки высоты волнения H_g по длительности переднего фронта отраженного импульса τ использовалась следующая формула:

$$H_g = c\tau/2. \quad (2.26)$$

Сравнение вычисленной высоты волнения с истинными значениями высоты значительного волнения приведено на рис. 2.14. В модельных расчетах использовалась антенна с широкой диаграммой направленности равной 30° , дисперсия наклонов 0,012 и 0,018, высота значительного волнения 1 м, длительность зондирующего импульса 50 мкс, глубина погружения 50 м.

При вычислении длительности переднего фронта отраженного импульса были заданы два уровня отсечки: 5% и 1% от величины максимума. Из рисунка видно, что связь восстановленной высоты волнения H_g и модельной высоты значительного волнения H_s близка к линейной и может быть описана следующими уравнениями:

$$H_s = -0,164 + 1,6333H_g(5\%), \quad (2.27)$$

$$H_s = -0,142 + 1,3158H_g(1\%). \quad (2.28)$$

Таким образом, предлагаемый акустический высотомер способен с высокой точностью измерять высоту значительного волнения. По сравнению с радиолокационным радиовысотомером он позволит точнее измерить высоту волнения.

Включение в акустический волнограф дополнительного канала для измерения высоты волнения существенно расширяет его возможности измерения ключевых характеристик поверхностного волнения.

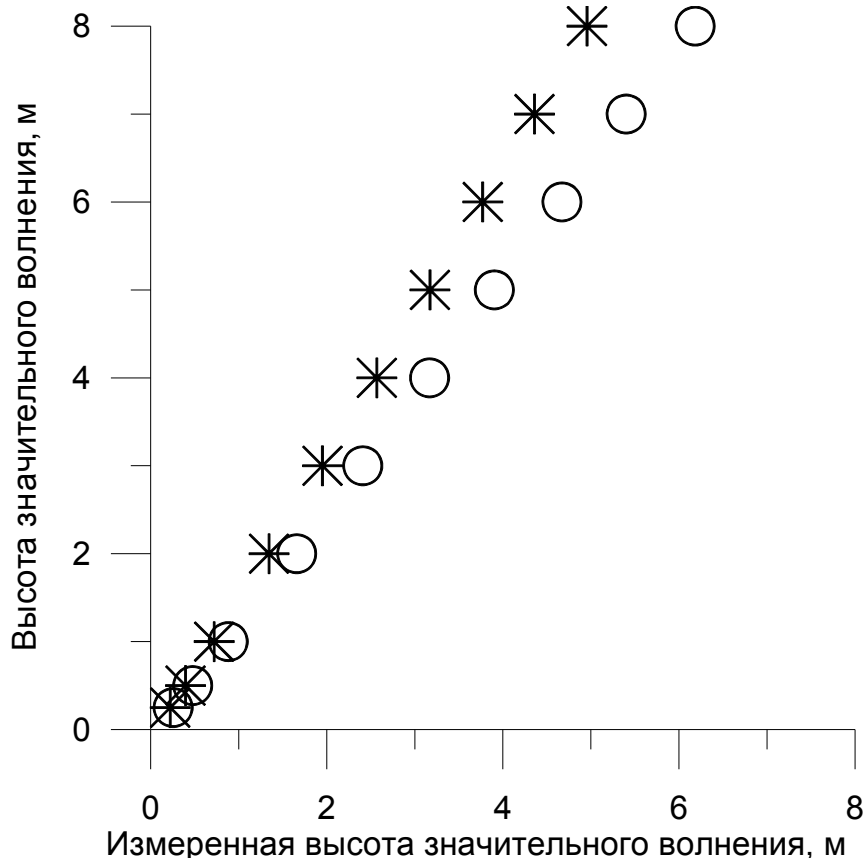


Рис. 2.14. Сравнение высоты волнения, восстановленной по длительности переднего фронта отраженного импульса, с исходными значениями: кружками показаны значения для уровня сигнала 5% от максимума, звездочками – 1%.

Данные формулы не являются универсальными и коэффициенты зависят от многих факторов, среди которых основными являются ширина диаграммы направленности антенны, длительность импульса, глубина погружения акустического волнографа. Для восстановления высоты волнения необходима их корректировка для конкретных условий измерений и параметров акустического высотомера.

Основные результаты главы 2

В Главе 2 рассмотрены различные варианты измерения первых и вторых моментов водной поверхности дистанционными и контактными методами.

Приведены примеры решения обратной задачи рассеяния в моностатическом случае с использованием неподвижной системы антенн при углах зондирования, близких к вертикали. Это могут быть как акустические, так и радиолокационные системы. Причем восстановленные характеристики поверхности будут одинаковыми. Этот факт позволит проводить калибровку спутниковых алгоритмов восстановления параметров поверхности подводными акустическими волнографами.

Для акустической системы, состоящей из одной приемо-передающей антенны, разработан алгоритм восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости.

Получено аналитическое решение задачи восстановления параметров поверхности для зондирующей системы, состоящей из двух приемо-передающих антенн, при углах зондирования близких к вертикали.

Для подводного акустического волнографа предложено использовать акустическую систему с одной излучающей антенной и тремя приемными антеннами. Схема измерений только с одной излучающей антенной позволит существенно упростить конструкцию, т.к. снимает проблему одновременной работы нескольких излучателей в одном месте. Для данной схемы измерений предложен вариант аналитического решения обратной задачи, в котором восстанавливаются все основные статистические характеристики водной поверхности. Полученный результат защищен патентом.

Работоспособность алгоритмов восстановления параметров волнения была протестирована в ходе численных экспериментов, в результате которых была подтверждена эффективность алгоритмов.

С помощью численного моделирования исследовался вопрос контроля алгоритмов восстановления характеристик поверхности акустическим волнографом с помощью струнного волнографа.

Выполнено теоретическое исследование влияния дождя на сечение обратного рассеяния и ДС отраженных морской поверхностью акустических волн в условиях ветрового волнения. Предложен алгоритм дистанционной диагностики дождя по данным акустического волнографа.

Входными параметрами разработанных алгоритмов восстановления вторых статистических моментов поверхности выступают сечение обратного рассеяния и доплеровский спектр. Как известно, высота волнения не оказывает непосредственного влияния на эти параметры, поэтому необходим другой подход для ее измерения акустическими средствами. Была рассмотрена задача измерения высоты волнения подводным акустическим высотомером (каналом измерения высоты волнения) и в качестве прототипа канала измерения высоты волнения выбран радиолокационный высотомер (альтиметр). Для измерения высоты волнения в радиолокационном радиовысотомере используется форма отраженного импульса. Для подводного импульсного акустического высотомера разработан алгоритм измерения высоты волнения по форме отраженного импульса. В разработанном алгоритме восстановления высоты

волнения входным параметром является длительность переднего фронта отраженного импульса. Приведены формулы для вычисления высоты волнения для рассмотренной схемы измерения и параметров высотомера. Форма отраженного импульса зависит от многих параметров, среди которых основными являются глубина погружения, ширина диаграммы направленности, длительность зондирующего импульса, поэтому формула должна уточняться при изменении схемы измерений или параметров акустической системы.

В данной работе рассмотрен принцип измерения высоты морских волн с применением подводного акустического высотомера. Проведено моделирование и обсуждались алгоритмы определения высоты значительного волнения по форме отраженного импульса. В результате проведенного исследования сформулированы требования к новому каналу подводного акустического волнографа, предназначенному для измерения высоты волнения.

ГЛАВА 3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА АЛГОРИТМОВ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ

3.1 Введение

Данная Глава посвящена экспериментальной проверке методов решения прямой и обратной задач дистанционного зондирования поверхностного волнения, изложенных в первой и второй главе. В разделе 3.2 приводятся результаты применения в натуральных условиях первого акустического волнографа, изготовленного в ИПФ РАН в 2011 году. Гидролокатор первого акустического волнографа оснащен одной приемо-передающей антенной, позволяет проводить измерения ширины доплеровского спектра (ДС), сечения рассеяния и восстанавливать дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости. Для контроля эффективности восстановления параметров поверхностного волнения в экспериментах использовался струнный волнограф, либо велась запись условий формирования волнения (скорость ветра, длина ветрового разгона). Метод обработки данных сначала был протестирован с помощью численного моделирования работы струнного и акустического волнографов в Главе 2 и показал свою работоспособность. Обработка данных натуральных экспериментов также подтвердила применимость метода.

В разделе 3.3 приведены результаты исследования влияния дождя на характеристики отраженного акустического сигнала. В результате лабораторных экспериментов в условиях искусственного дождя получена оценка изменчивости ДС и дисперсии вертикальной скорости при слабом волнении. Выполнено теоретическое исследование влияния дождя на сечение обратного рассеяния и ДС отраженных морской поверхностью акустических волн в условиях ветрового волнения. Предложен алгоритм диагностики дождя по данным акустического волнографа.

В 2013 году в ИПФ РАН был изготовлен следующий вариант акустического волнографа, реализующий схему с одной излучающей широкой симметричной антенной и тремя приемными антеннами с разными ДН. Так же в новый прибор был интегрирован дополнительный блок акустического высотомера, позволяющий записывать форму отраженного водной поверхностью импульса.

В разделе 3.4 выполнено сравнение параметров поверхностного волнения, восстановленных по данным нового акустического волнографа, с данными струнного волнографа.

В ходе эксперимента на морской гидрофизической платформе были проведены измерения доплеровским радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны и выполнено сравнение с модельными оценками, полученными на основе данных струнного волнографа. Результаты эксперимента и сравнение приведено в [разделе 3.5](#). Показано, что характеристики отраженного сигнала достаточно слабо коррелируют со скоростью приповерхностного ветра, а определяются параметрами волнения. В ходе эксперимента по изучению обратного рассеяния радиолокационного сигнала при малых углах падения исследовалась зависимость характеристик отраженного сигнала от азимутального угла поворота антенны. Скорость и направление ветра регистрировались с помощью метеостанции, а параметры волнения измерялись одноканальным струнным волнографом. Сравнение экспериментальных данных с оценками по теоретической модели показало хорошее совпадение, что подтверждает корректность разработанной в первой главе модели рассеяния. Показано что для анализа характеристик отраженных волн необходимо учитывать параметры поверхностного волнения, а не параметры ветра, как это обычно делается.

На Горьковском водохранилище было проведено первое натурное испытание акустического высотомера, результаты которого приводятся в [разделе 3.6](#). Проведенные эксперименты подтвердили возможность измерения высоты значительного волнения импульсным высотомером с широкой ДН антенны.

3.2 Натурный эксперимент с доплеровским акустическим волнографом с одной приемо-передающей антенной

Рассмотрим схему измерений спектральных и энергетических характеристик отраженного сигнала акустическим волнографом с одной приемо-передающей антенной на Горьковском водохранилище (рис. 3.1). Запись данных с акустического волнографа сопровождается синхронной записью скорости ветра и оценкой длины ветрового разгона.

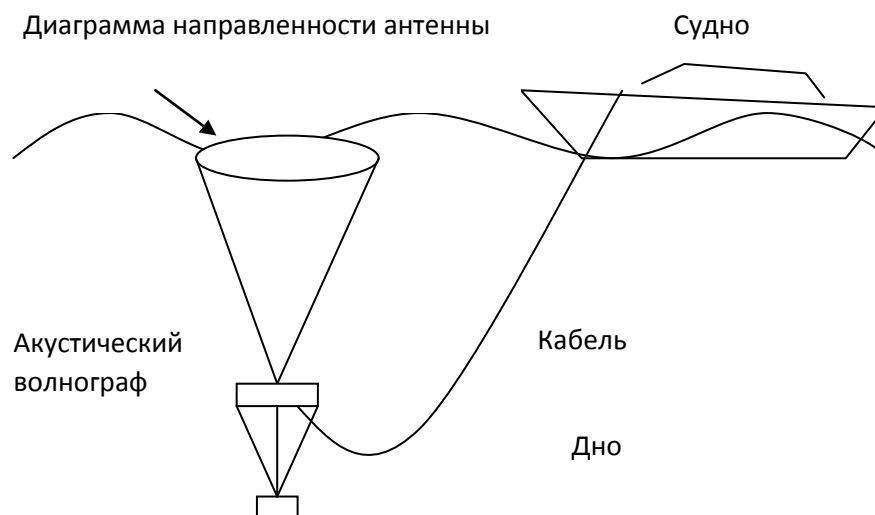


Рис. 3.1. Схема измерений акустическим волнографом

В ходе эксперимента измерения проводятся при погружении гидролокатора на дно (на подводной плавучей платформе) и ориентации антенны вертикально вверх.

На рис. 3.2 представлена фотография акустического волнографа, оснащенного одной антенной с широкой симметричной ДН, сделанная во время экспедиции на Горьковское водохранилище.

Акустический волнограф состоит из трех частей. Гидролокатор (акустический излучатель и приемник) закреплен на плавучей платформе (в форме диска) из поливинилхлорида, обеспечивающего плавучесть и необходимую жесткость конструкции. К диску привязан груз, обеспечивающий удержание гидролокатора вблизи дна. Подводная плавучая платформа необходима для обеспечения вертикальной ориентации антенн в условиях неровного дна. Раскрыв симметричной ДН приемной и излучающей антенн равен 30° .



Рис. 3.2. Фотография акустического волнографа

Блок управления соединен с гидролокатором 20-метровым кабелем и находился на судне. Отраженный сигнал передается на судно и через АЦП записывается в виде двух квадратур на ноутбук. Скорость ветра и местоположение записываются на судне с помощью акустического анемометра и GPS приемника.

Эксперименты по этой схеме проходили на Горьковском водохранилище и на рис. 3.3 отмечено одно из мест проведения измерений на карте по данным GPS-приемника.

На рис. 3.4 приведен пример измеренного доплеровского спектра (длительность записи 120 с) в сравнении с ДС, полученным в результате численного моделирования волнения и измерения акустическим волнографом (численный эксперимент), и с ДС, вычисленным по теоретической формуле (1.16).

Во время измерений дул восточный ветер со средней скоростью 4,57 м/с и длина безразмерного ветрового разгона (см. Приложение 1) равнялась примерно 5000 (от берега до точки измерения).



Рис. 3.3. Место проведения одного из экспериментов на карте по данным GPS приемника

Из рисунка видно хорошее совпадение измеренного доплеровского спектра с доплеровскими спектрами, полученными независимыми способами.

По измеренному ДС можно оценить дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости по формуле (2.3). Восстановленное значение дисперсии будет всегда заниженным, так как не учитываются все параметры волнения, что видно из рис. 2.2.

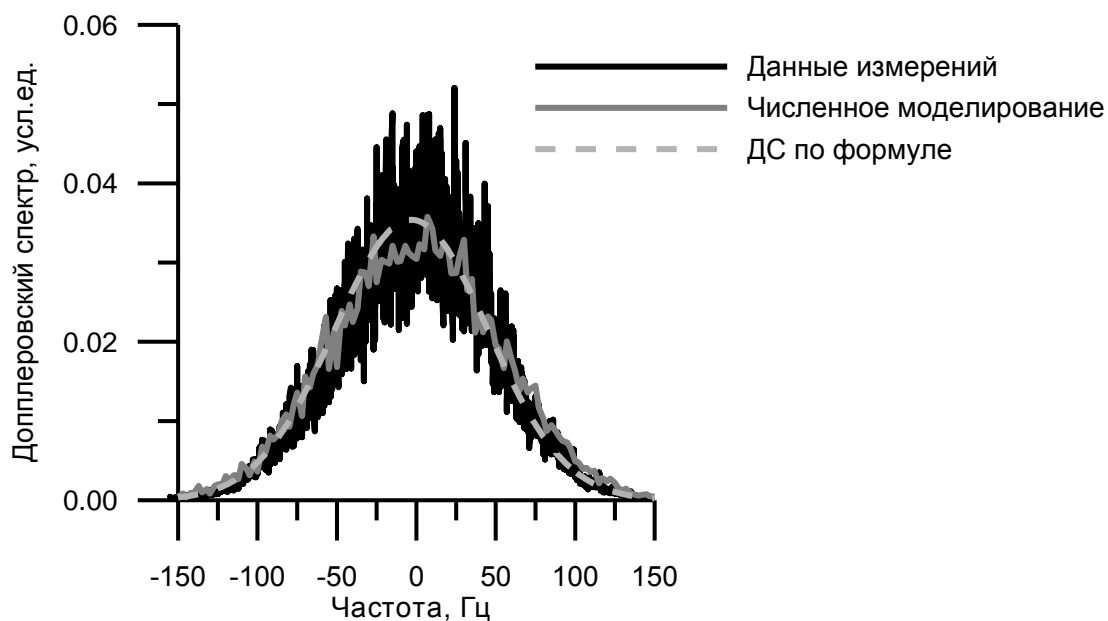


Рис. 3.4. Сравнение ДС, полученного в ходе измерений, с ДС, полученным в результате численного моделирования, и с ДС, полученным по теоретической формуле для формы ДС

Измерения проводились для случая развивающегося ветрового волнения. Значения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, полученные по упрощенной оценочной формуле (2.3), составляли меньше $0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$, поэтому можно пользоваться формулой (2.4) для перехода от оценки дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, измеренной акустическим волнографом, к полной дисперсии.

Рассмотрим шесть последовательных ДС, накопленных за 2 мин каждый. Общая длительность рассматриваемого сеанса измерений составляет 12 мин.

На рис. 3.5 показано сравнение оценки дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, вычисленной по измеренным ДС с использованием формулы пересчета (2.4), со значениями, полученными по ДС в результате численного моделирования. Значения, полученные в результате численного моделирования, определяются только скоростью ветра и длиной ветрового разгона, измеренными во время эксперимента.

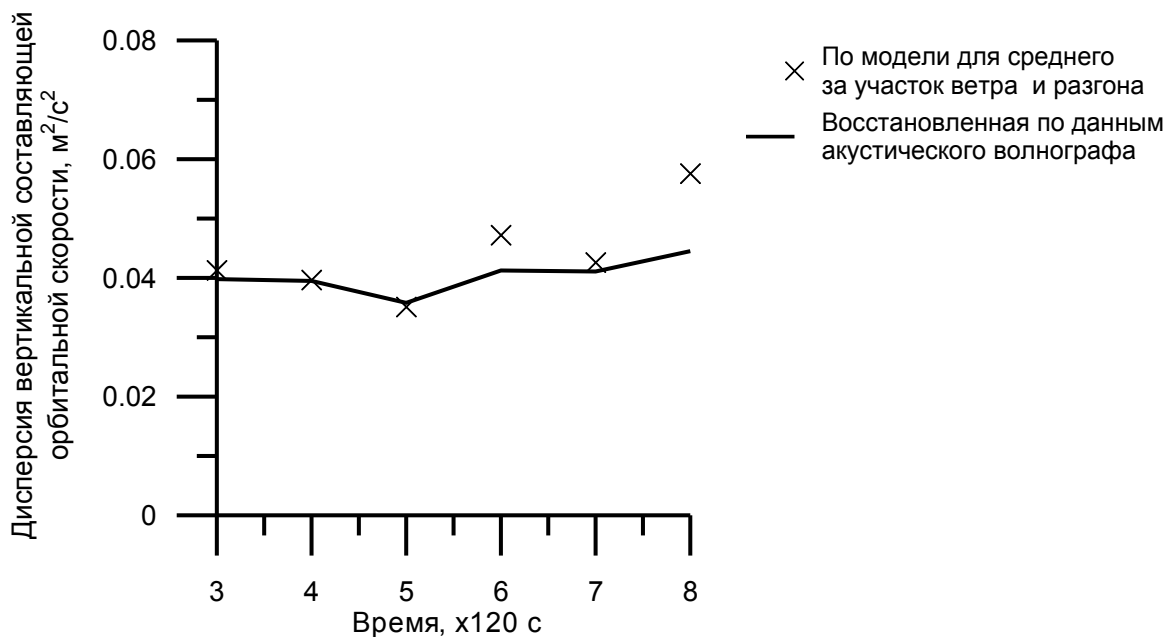


Рис. 3.5. Сравнение дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, вычисленной по измерениям, сделанным акустическим волнографом, с данными, полученными при моделировании

Численное моделирование проводилось для средней скорости ветра в каждом временном интервале (2 мин). Средняя за 120 с скорость ветра изменялась от 3,8 до 5 м/с, безразмерный разгон был выбран равным 5000. Доминантная длина поверхностной волны по модели спектра волнения менялась от 4,13 до 5,56 м, а период волны – от 1,62 до 1,88 с.

Глубина погружения антенной системы составляет около 8 м, так что область засветки по диаграмме направленности представляет собой круг диаметром примерно 4,3 м.

Усредним значения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, измеренные акустическим волнографом и полученные по модели спектра волнения, за весь интервал измерений. Измеренная подводным акустическим волнографом дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости будет отличаться примерно на 8 % от оценки, полученной по модели спектра волнения, что является хорошим результатом.

Рис. 3.4 и 3.5 показывают хорошее соответствие измерений акустического волнографа и численного моделирования, что, с одной стороны, подтверждает качество численного моделирования, а с другой – подтверждает эффективность использования акустического волнографа для измерения доплеровского спектра отраженного акустического сигнала и восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости.

В ходе экспериментов на Горьковском водохранилище измерения выполнялись с судна. Для количественной проверки точности измерений необходимо сравнение с данными струнного волнографа. Так как во время измерений струнный волнограф должен быть жестко закреплен, измерения можно проводить либо на стационарной платформе, либо на пирсе.

Первые совместные измерения акустическим и струнным волнографами на пирсе были проведены в Геленджике. Место проведения измерений отмечено на рис. 3.6.



Рис. 3.6. Место проведения измерений на карте Google

Обработывая отраженный акустический сигнал, мы получаем доплеровские спектры, запись которых во времени изображена на рис. 3.7. На рисунке 3.7 оттенком показаны значения спектральной плотности мощности в условных единицах. Нулевая частота вырезается.

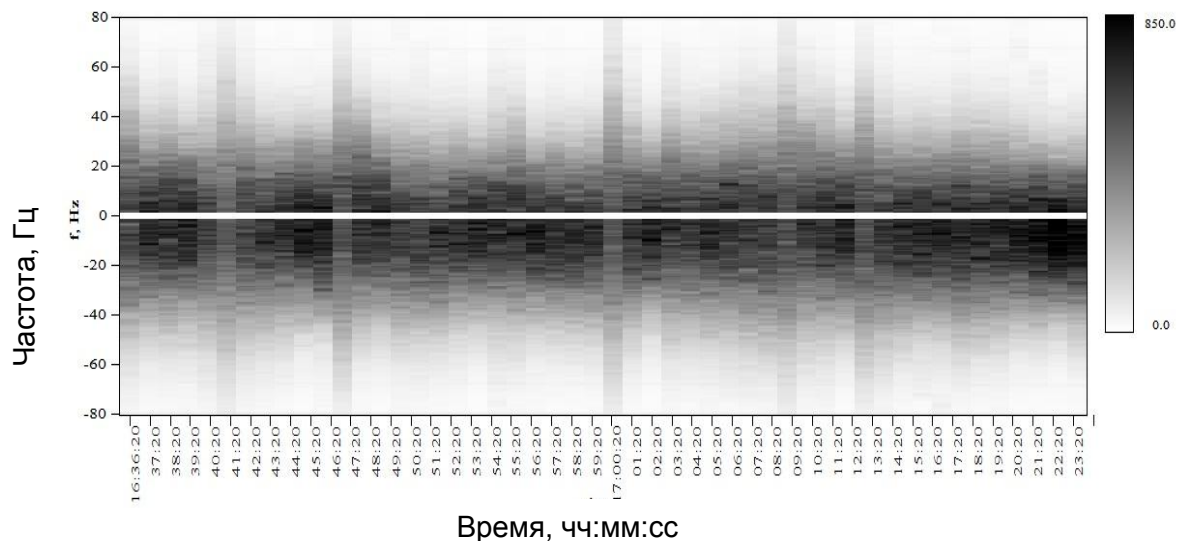


Рис. 3.7. Запись доплеровских спектров за 50 мин

По данным измерений струнного волнографа вычисляем спектр волнения как показано в Главе 2. Спектр возвышений, спектр вертикальной составляющей орбитальной скорости и спектр наклонов по записи длительностью 120 с изображены на рис. 3.8.

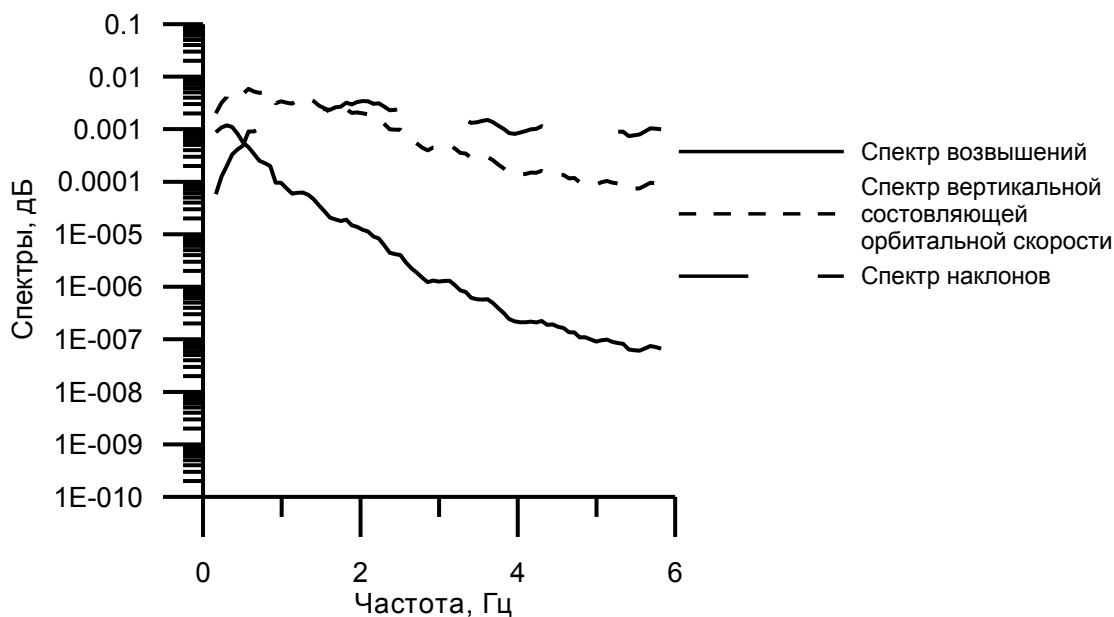


Рис. 3.8. Измеренные спектры за 120 с

В ходе измерений интенсивность волнения была слабой и дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости была меньше $0,02 \text{ м}^2/\text{с}^2$. В данном случае формула для оценки дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости (2.4) работает корректно.

На рис. 3.9 показана временная изменчивость оценки дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, полученная во время натурального эксперимента. Время накопления ДС для каждой оценки 120 с.

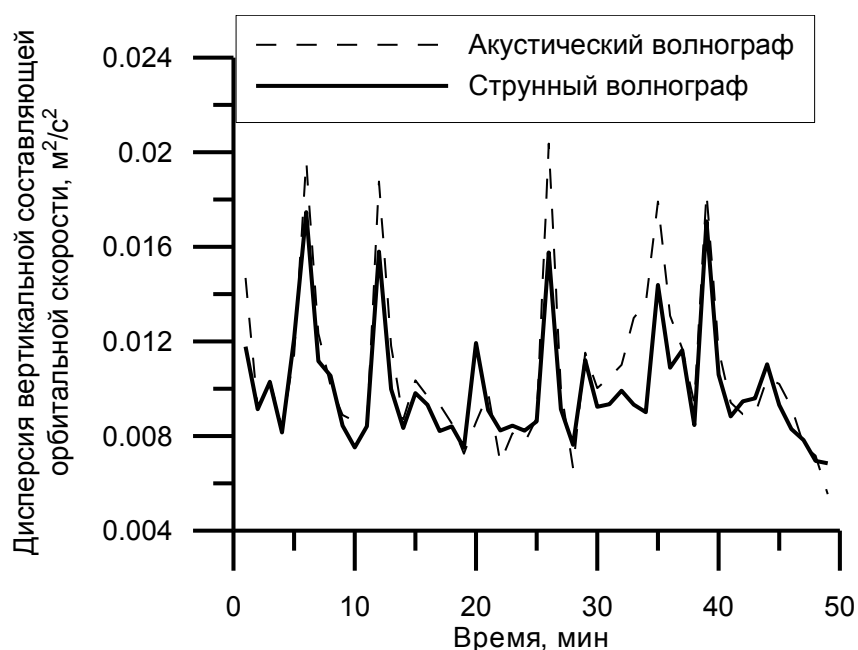


Рис. 3.9. Временная зависимость дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости во время натурального эксперимента

На рисунке видна близость оценок дисперсий вертикальной составляющей орбитальной скорости, измеренных акустическим и струнным волнографами. Как уже отмечалось в Главе 2 раздел 2.4, при анализе данных численного эксперимента, усреднение по площади (акустический волнограф) и в точке (струнный волнограф) могут расходиться на коротких временных интервалах.

На рис. 3.10 показано сравнение дисперсий вертикальной составляющей орбитальной скорости, измеренных акустическим и струнным волнографами (см. рис. 3.9). Прерывистая прямая показывает точки равенства оценок дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости.

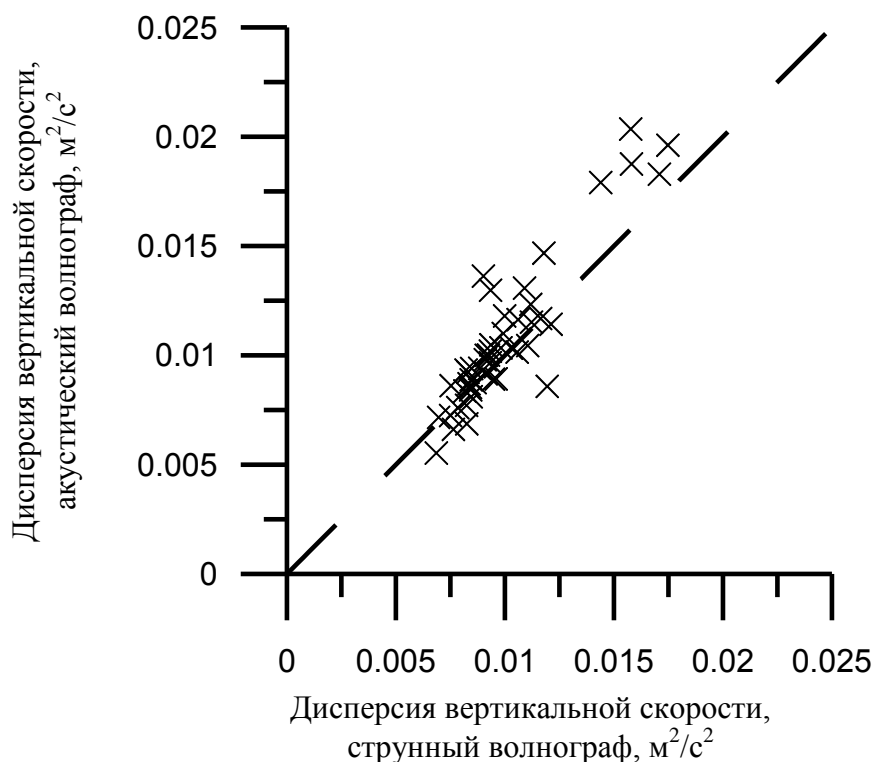


Рис. 3.10. Сравнение дисперсий вертикальной составляющей орбитальной скорости, измеренных акустическим и струнным волнографами

Разделим время выполнения эксперимента на три временных интервала по 20 мин. В Таблице 3.1 представлены средние оценки дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости по данным акустического и струнного волнографа за три временных интервала.

Таблица 3.1. Оценки дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости по данным акустического и струнного волнографа, усредненные за 20 мин

Временной интервал, мин	Оценка дисперсии по данным акустического волнографа, $\text{м}^2/\text{с}^2$	Оценка дисперсии по данным струнного волнографа, $\text{м}^2/\text{с}^2$	Отличие измерений акустического волнографа от струнного, %
[0,20]	0,01075	0,01022	5,19
[15,35]	0,01046	0,00965	8,39
[30,50]	0,01012	0,00977	3,58

В данной конфигурации акустического волнографа непосредственно измеряется некая оценка дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости по формуле (2.4). Тем не менее сравнение с данными струнного волнографа, показания которого считаются достоверными, показало, что акустический волнограф с хорошей точностью

измеряет вертикальную составляющую орбитальной скорости при невысокой интенсивности волнения.

3.3 Влияния дождя на характеристики поверхностных волн

Первые эксперименты по изучению влияния искусственного дождя на отраженный акустический сигнал проводились в акустическом бассейне гидрофизического комплекса ИПФ РАН. Фотографии с эксперимента представлена на рис. 3.11.



Рис. 3.11. Эксперимент по созданию искусственного дождя в акустическом бассейне.

Во время эксперимента эффективность восстановления параметров волнения акустическим волнографом контролировалась с помощью струнного волнографа. В экспериментах использовался доплеровский акустический волнограф с одной приемопередающей антенной с симметричной ДН равной 30° .

С помощью “волнопродуктора” на поверхности воды генерировалось волнение, над поверхностью которого затем создавался искусственный дождь. Влияние дождя на ДС отраженного акустического сигнала показано на рис. 3.12.

Из рисунка видно, что ДС чувствителен к дождю. Это объясняется ростом дисперсии наклонов поверхности под действием дождя, что приводит к уменьшению сечения обратного рассеяния и, соответственно, площади под кривой ДС.

Спектр также становится шире, что объясняется ростом дисперсии орбитальных скоростей волнения, которое присутствовало в акустическом бассейне.

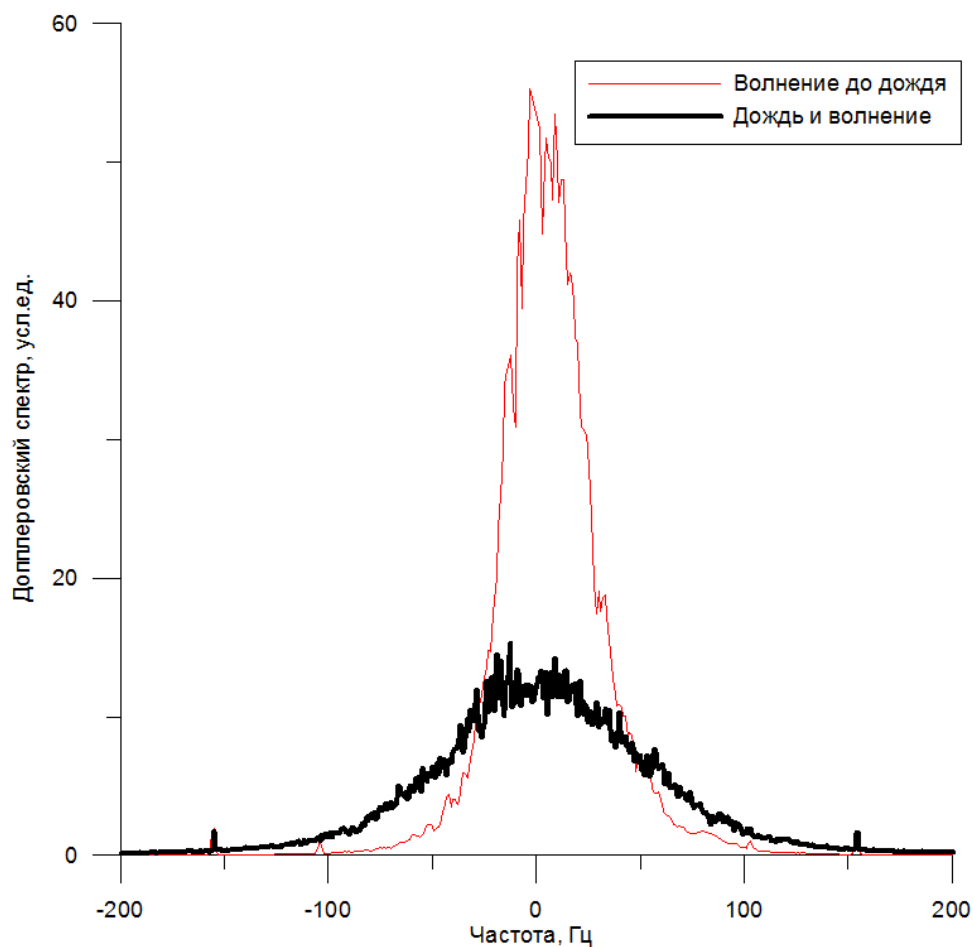


Рис. 3.12. Измеренные ДС до и во время дождя.

Как показано в разделе 3.2 по измеренному ДС можно восстановить дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости. Временная зависимость дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости во время эксперимента с искусственным дождем по данным струнного и акустического волнографов представлена на рис. 3.13.

Из рисунка видно, что дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости поверхностных волн чувствительна к интенсивному дождю в условиях слабого волнения. Однако как было показано в разделе 2.7 при ветровом волнении влияние дождя на дисперсию вертикальной скорости поверхностного волнения будет незначительным.

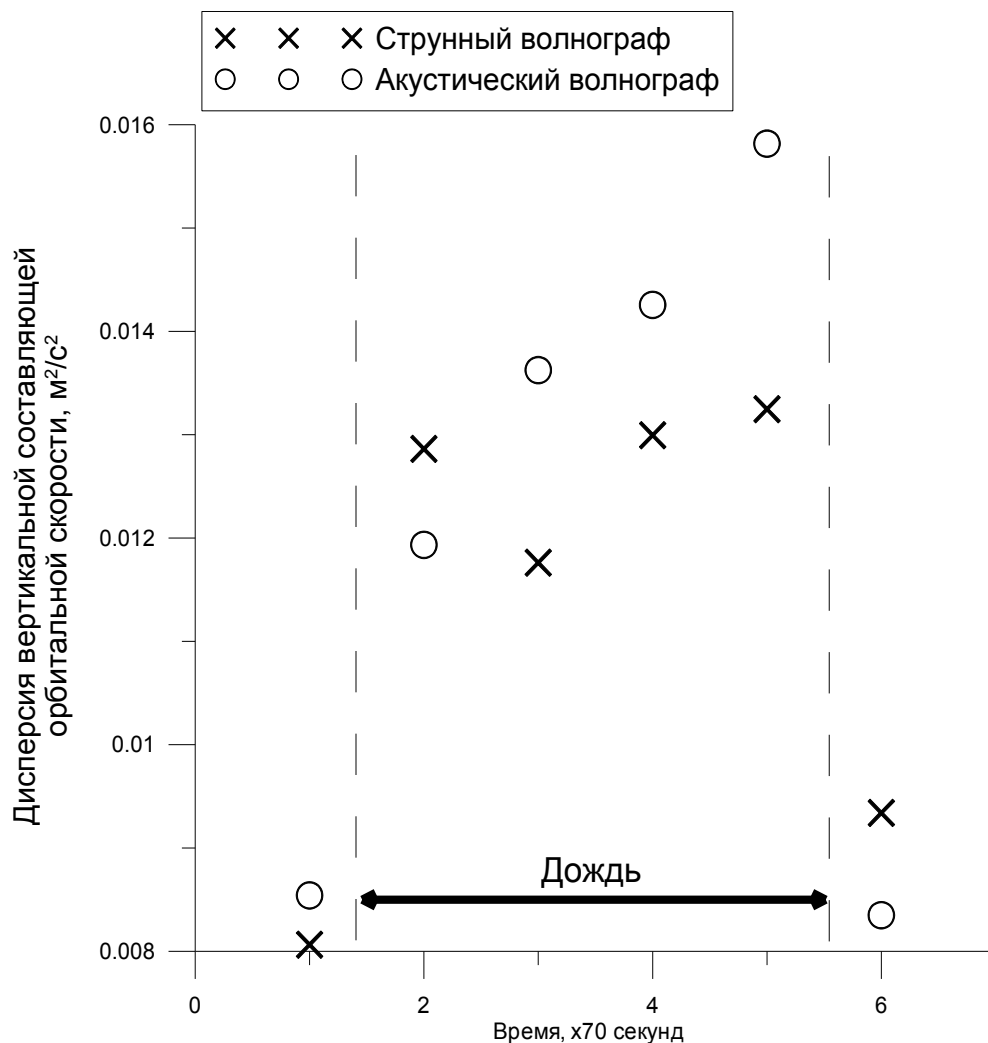


Рис. 3.13. Сравнение измерений дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости акустическим и струнным волнографом во время дождя.

3.4 Акустический волнограф, оснащенный полным набором антенн

На стадии разработки концепции нового прибора предполагалось изготовление акустического волнографа, оборудованного тремя приемными и тремя излучающими антеннами с различными ДН, для восстановления всех основных характеристик поверхности. В процессе технической проработки концепции было принято решение использовать схему с одной излучающей и тремя приемными антеннами. Такой подход позволил существенно сократить габариты получившегося прибора и упростить его конструкцию, а также решить проблемы электромагнитной и акустической совместимости и избавиться от помех, связанных с функционированием трех излучателей.

Эскиз панели гидролокатора изображен на рис. 3.14.

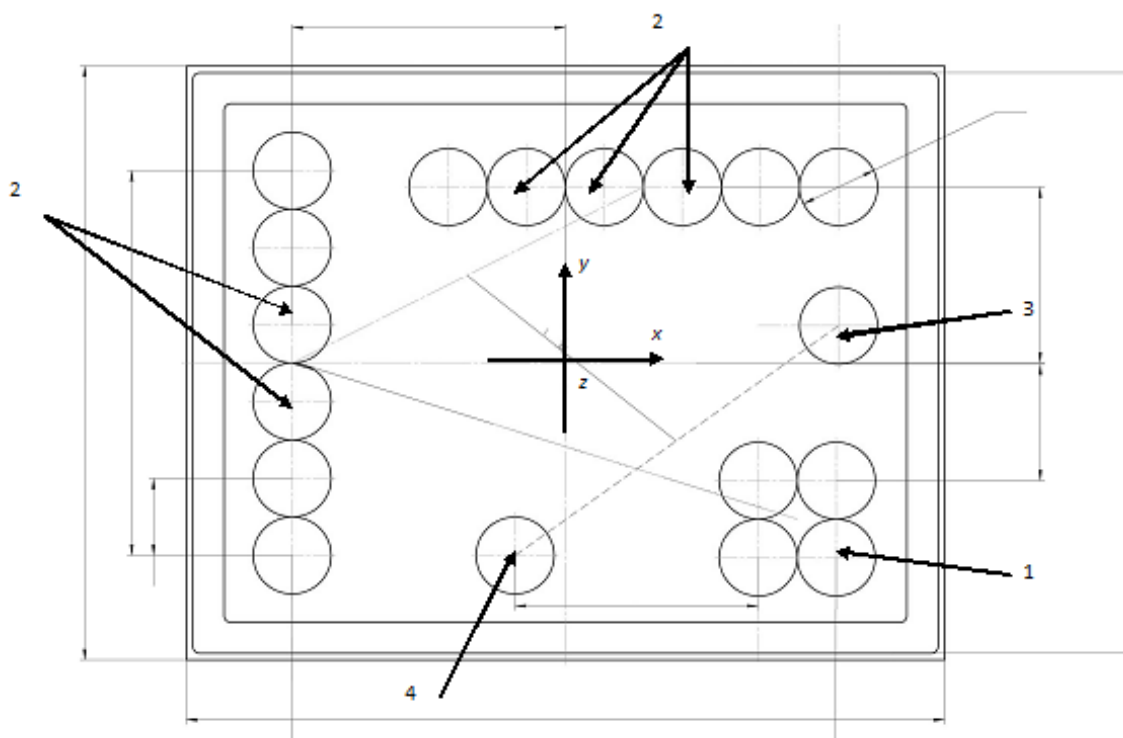


Рис. 3.14. Панель гидролокатора, вид сверху: 1 – приемная антенна с диаграммой направленности, симметричной относительно оси z ; 2 – приемные антенны с ассиметричной (ножевой) диаграммой направленности; 3 –приемо-передатчик высотомера; 4 – излучатель.

Раскрыв симметричной ДН излучателя составляет 30° . Длина ультразвуковой волны 8 мм. Ножевые диаграммы направленности приемных антенн ($30^\circ \times 4^\circ$) формируются за счет линеек, образованных шестью приемниками с симметричными ДН. Широкая симметричная диаграмма направленности приемной антенны ($14^\circ \times 14^\circ$), формируется четырьмя приемниками. Излучатель и приемники работают в непрерывном режиме.

Для независимого измерения высоты значительного волнения в волнограф встроены блок акустического высотомера, представляющий собой гидролокатор с широкой приемо-передающей антенной (раскрыв ДН 30°), работающий в импульсном режиме. Результаты натурных экспериментов с акустическим высотомером приводятся в этой Главе в пункте 3.6.

Модифицированный акустический волнограф, обладающий полным набором антенн, как на рис. 3.14, был изготовлен в ИПФ РАН в 2013 году. Фотография модифицированного акустического волнографа оборудованного полным набором антенн приведена на рис. 3.15.

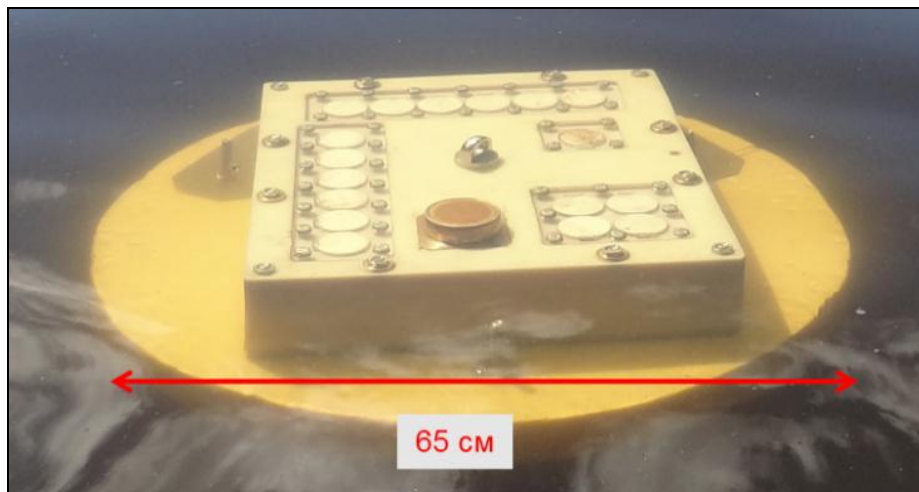


Рис.3.15 Фотография доплеровского подводного акустического волнографа, оснащенного одной излучающей и тремя приемными антеннами.

Для тестирования работоспособности модифицированного акустического волнографа и оценки возможности измерения статистических характеристик поверхности были проведены измерения при вертикальном зондировании в морских условиях на гидрофизической платформе вблизи пос. Кацевели (Крым). Это единственная в России морская океанографическая платформа, где можно проводить такие измерения. На рис. 3.16 приведена фотография платформы.

Платформа размерами 25 x 25 м расположена примерно в 500 м к Югу от берега на глубине около 28 м в открытом море. На платформе в непрерывном режиме измеряется скорость и направление ветра на высоте 12 м, спектра волнения с помощью струнного волнографа. Это позволяет при проведении собственных измерений не думать о проблеме сопутствующих измерений ветра и волнения.

Кроме модифицированного акустического волнографа в эксперименте участвовал доплеровский радиолокатор Ка-диапазона (длина волны 8 мм) с ножевой ДН. Подробное описание экспериментов с радиолокатором и сравнение с данными струнного волнографа приведено в пункте 3.5.



Рис. 3.16. Морская гидрофизическая платформа вблизи п. Кацивели

Акустический волнограф спускался с южного борта платформы на удалении 5 м от струнного волнографа. Схема размещения приборов во время эксперимента представлена на рис. 3.17.

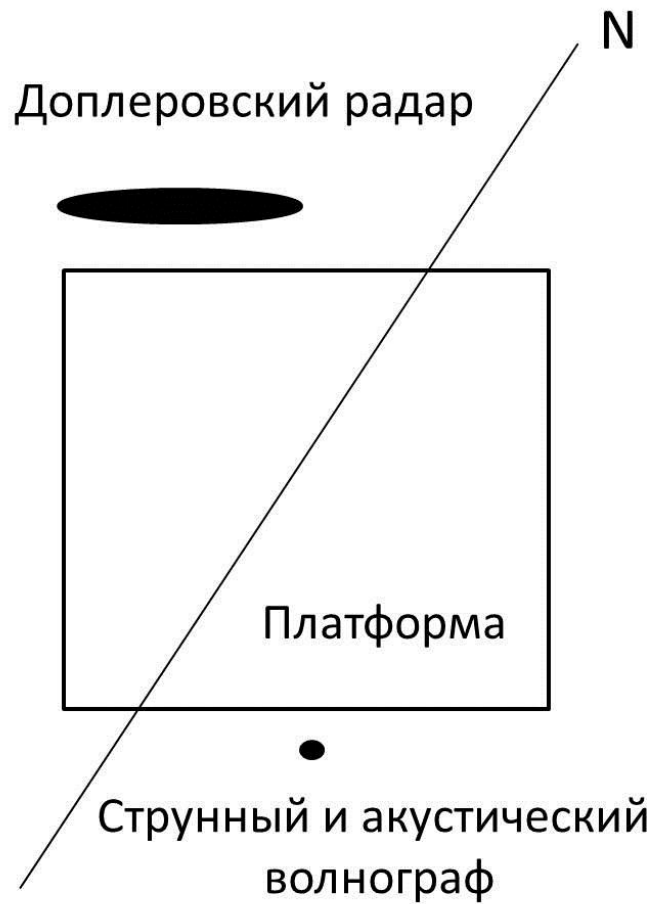


Рис. 3.17. Расположение приборов на морской платформе. Буква N показывает направление на север.

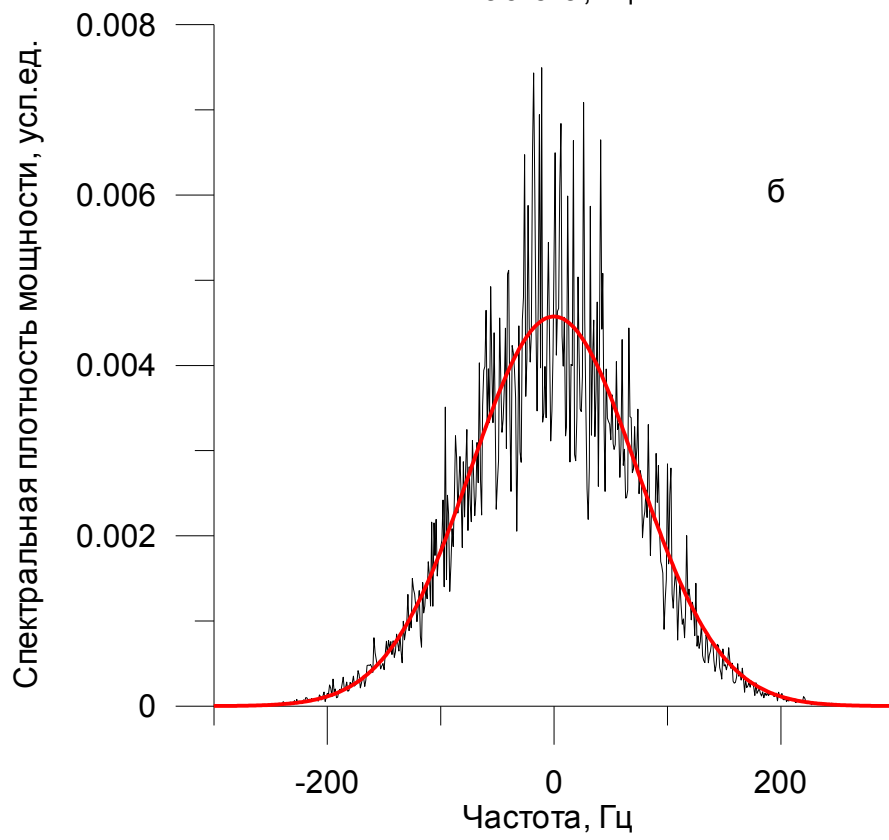
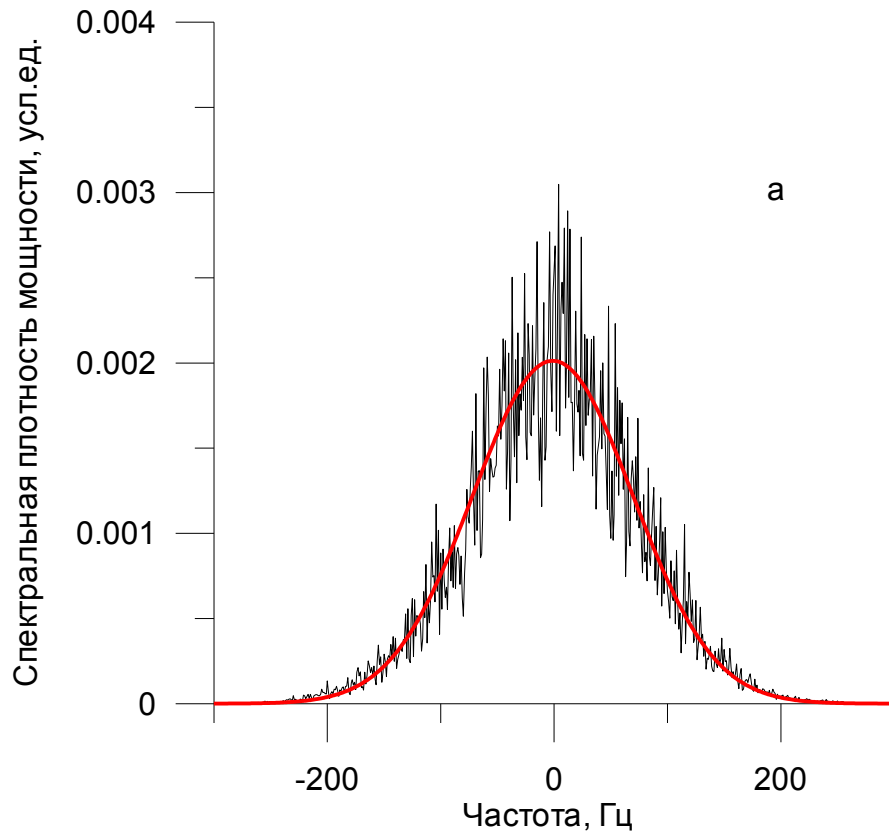
На рис. 3.18 показана фотография, сделанная во время установки подводного доплеровского акустического волнографа на рабочую глубину. Глубина погружения в экспериментах – 25 м.



Рис. 3.18. Погружение подводного акустического волнографа на глубину 25 м.

На рис. 3.19 приведены примеры доплеровских спектров подводного акустического волнографа, измеренных симметричной антенной (14 x 14 градусов) и ножевыми антеннами (4 x 30 градусов), расположенными перпендикулярно друг другу.

Смещение спектров близко к нулю, что обусловлено вертикальным зондированием. Из рисунков видно, что различие в ширине доплеровских спектров не является значительным. Это связано с тем, что основной вклад в ширину ДС при вертикальном зондировании дает вертикальная составляющая орбитальной скорости.



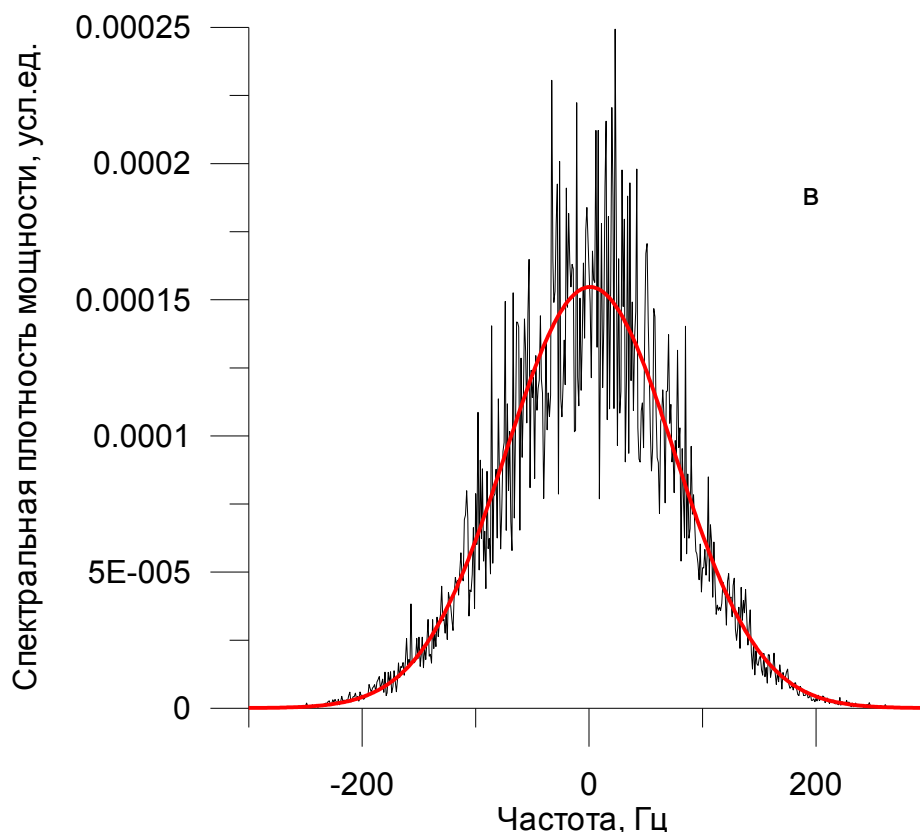


Рис. 3.19. Доплеровские спектры, измеренные подводным акустическим волнографом, (черная линия) и полученные подбором гауссовой кривой (красная линия): а – симметричная антенна, б и в – ножевые антенны.

На рисунке ширина ДС на уровне -10 дБ для симметричной антенны – 316 Гц (рис. 3.19а), ножевых – 315 Гц (рис. 3.19б) и 322 Гц (рис. 3.19в) соответственно. Различие доплеровских спектров для разных антенн используется в алгоритмах обработки при восстановлении параметров волнения.

Рассмотрим 34 мин. записи доплеровских спектров (ДС) отраженных сигналов с трех приемных антенн. Время накопления отраженного сигнала составляет 2 минуты, что позволяет проанализировать 17 последовательных ДС.

Синхронно велась запись волнения струнным волнографом. Одноканальный струнный волнограф записывает изменение высоты поверхности от времени в точке. При последующей обработке по записи струнного волнографа восстанавливают различные характеристики поверхности и вычисляют частотные спектры поверхностных волн.

Спектр высот по данным струнного волнографа вычисляется как показано в разделе 2.3. Для примера, спектр высот поверхности, полученный во время записи длиной 140 с, изображен на рис. 3.20.

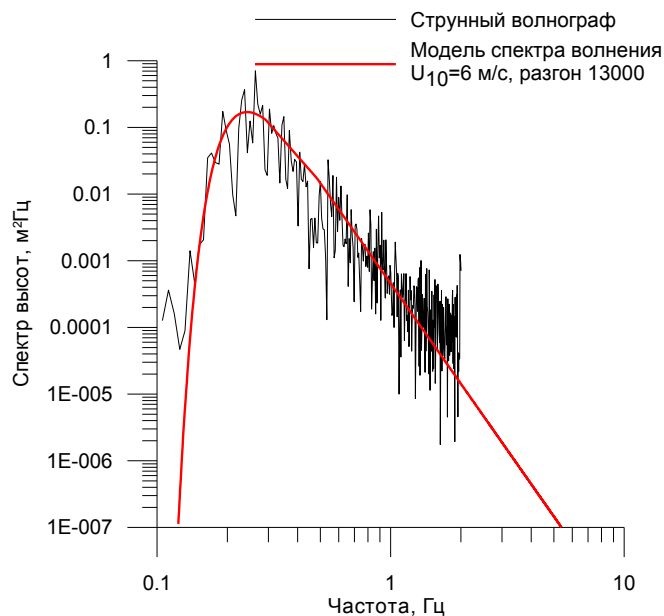


Рис. 3.20. Сравнение спектров возвышений. Черная линия – измеренный спектр волнения по данным струнного волнографа. Красная линия – модель спектра, полученная подбором параметров модели спектра волнения.

Струнный волнограф регистрирует возвышения с частотой до 4 Гц, что достаточно для вычисления дисперсии высот и дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, но не достаточно для расчета дисперсии наклонов и других параметров волнения, необходимых для анализа рассеяния ультразвуковых и электромагнитных волн СВЧ диапазона. Граничное волновое число (или частота) находятся правее по спектру, поэтому струна будет показывать заниженные значения по сравнению с подводным акустическим волнографом.

Для сравнения характеристик поверхности с данными акустического волнографа будет использоваться модель спектра волнения и формулы для граничного волнового числа приведенные в Приложении 1. По модели спектра волнения можно вычислить все параметры поверхности, влияющие на характеристики рассеяния 8 мм гидролокатора.

Измеренный струнным волнографом частотный спектр используется для оценки параметров модели спектра волнения (безразмерного ветрового разгона и скорости ветра). Используется условие максимального совпадения модельного спектра с данными струнного волнографа на измеряемом струнным волнографом диапазоне частот. Пример такого подбора показан красной кривой на рис. 3.20. В данном случае наименьшее среднеквадратичное отклонение модельного спектра от измеренного получено при скорости ветра 6 м/с и безразмерном ветровом разгоне 13000. В дальнейшем эти параметры будут использованы для численного моделирования.

Для выбранного 34 минутного интервала рассмотрим параметры поверхности, измеренные струнным волнографом и полученные подбором параметров модели спектра возвышений для наилучшего совпадения спектра возвышений со струнным волнографом. Везде далее время усреднения для данных струнного волнографа 140 с.

Характеристики поверхности по данным струнного волнографа вычисляются согласно алгоритму, предложенному в разделе 2.3 Главы 2, и основанному на интегрировании спектра волнения.

По подобранной модели спектра волнения можно получить теоретические оценки характеристик поверхности, наблюдаемых акустическим и струнным волнографами. Для оценок характеристик поверхности, влияющих на отражение акустических волн длиной 8 мм, будем использовать спектр до граничного волнового числа (П.1.9).

Для оценки статистических характеристик поверхности, измеряемых струнным волнографом, при интегрировании по модели спектра волнения будем пользоваться границей измерений, полученной из дисперсионного соотношения гравитационных волн на воде [98] для 4 Гц:

$$\kappa_{zp}(\text{струна}) = \frac{2\pi}{0.25}. \quad (3.1)$$

На рис. 3.21 представлены временные зависимости дисперсии высот, полученные по измерениям струнного волнографа и по модели для двух граничных волновых чисел.

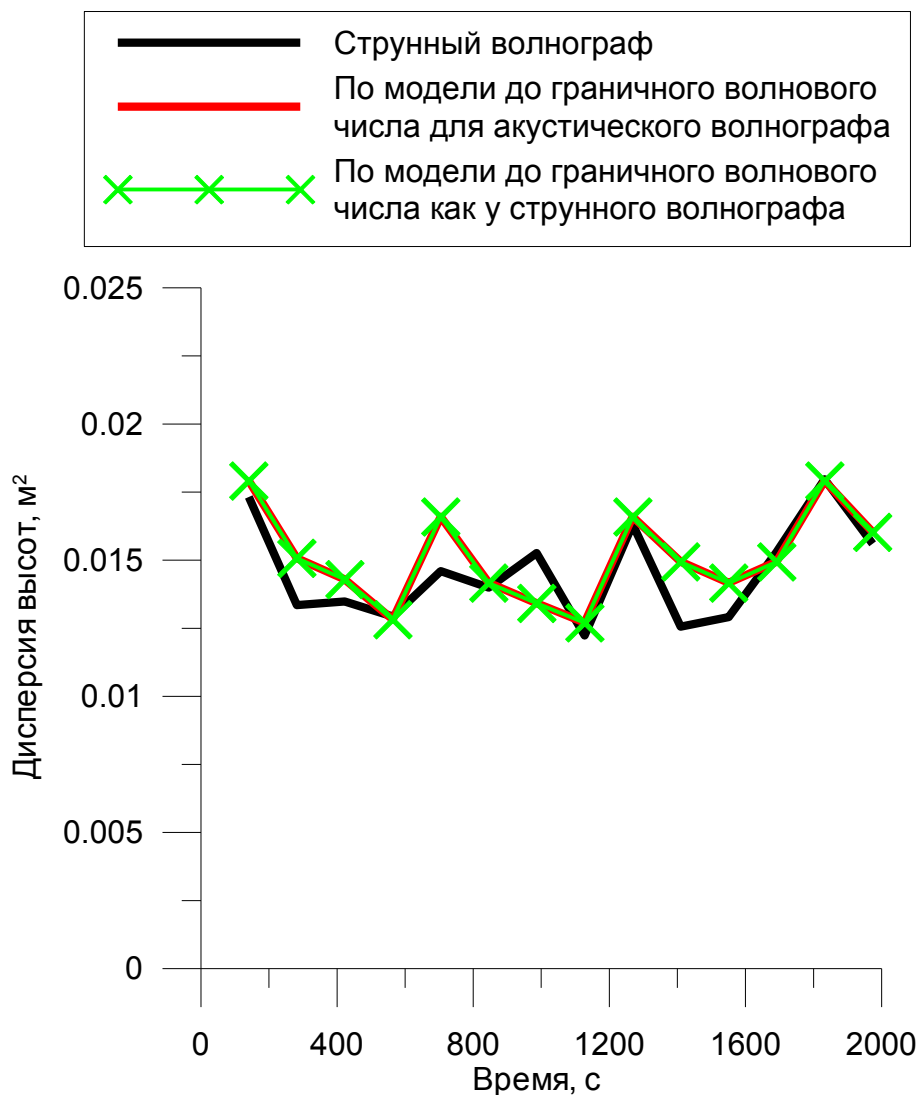


Рис. 3.21. Временные зависимости дисперсии высот по данным струнного волнографа и по модели спектра волнения для двух различных граничных волновых чисел.

Все три зависимости близки, так как на дисперсию высот поверхности влияют только крупные волны, описываемые пиком спектра возвышений, тогда как более высокочастотные составляющие не вносят сколько-нибудь значительного вклада. Некоторое расхождение результатов измерений и вычислением по модели спектра волнения объясняется смешанным типом наблюдаемого в эксперименте волнения (присутствуют волны зыби), а по модели подбирается только ветровая составляющая.

Рассмотрим временную изменчивость дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости. Вычисления выполним для данных струнного волнографа и для модели спектра волнения для двух граничных волновых чисел. Результаты приведены на рис. 3.22.

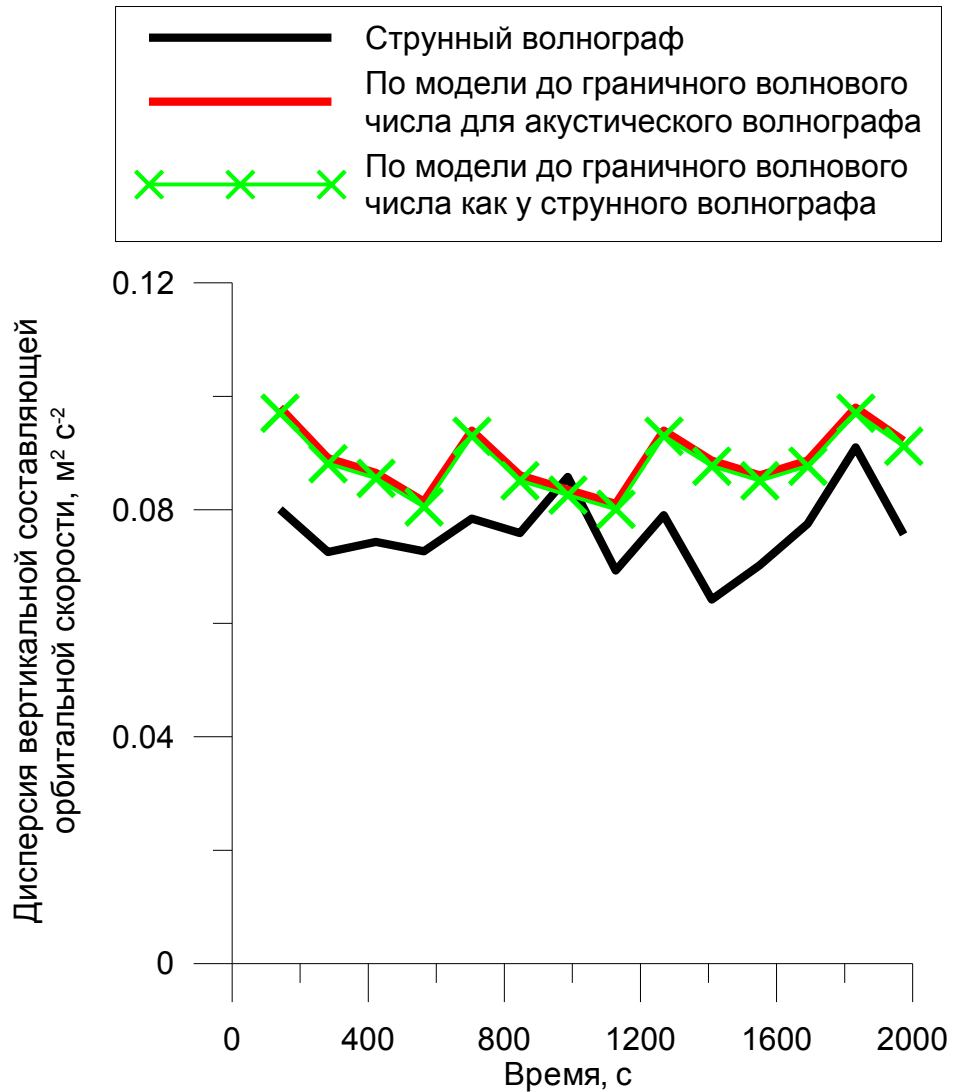


Рис. 3.22. Временные зависимости дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости по данным струнного волнографа и по модели спектра волнения для двух различных граничных волновых чисел.

По рисунку видно, что дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости также слабо зависит от выбора граничного волнового числа, так как высокочастотные составляющие спектра волнения (> 4 Гц) не вносят ощутимого вклада в дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости.

Короткие волны (высокочастотная составляющая спектра волнения) вносят существенный вклад в дисперсию наклонов. Однострунный волнограф измеряет частотный спектр волнения, поэтому может быть восстановлена только полная дисперсия наклонов поверхности. На рис. 3.23 приведена временная зависимость полной дисперсии наклонов.

Полная дисперсия наклонов представляет из себя сумму дисперсий наклонов в двух перпендикулярных направлениях и характеризует общую «изрезанность» двумерной поверхности:

$$\sigma_{total}^2 = \sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2. \quad (3.2)$$

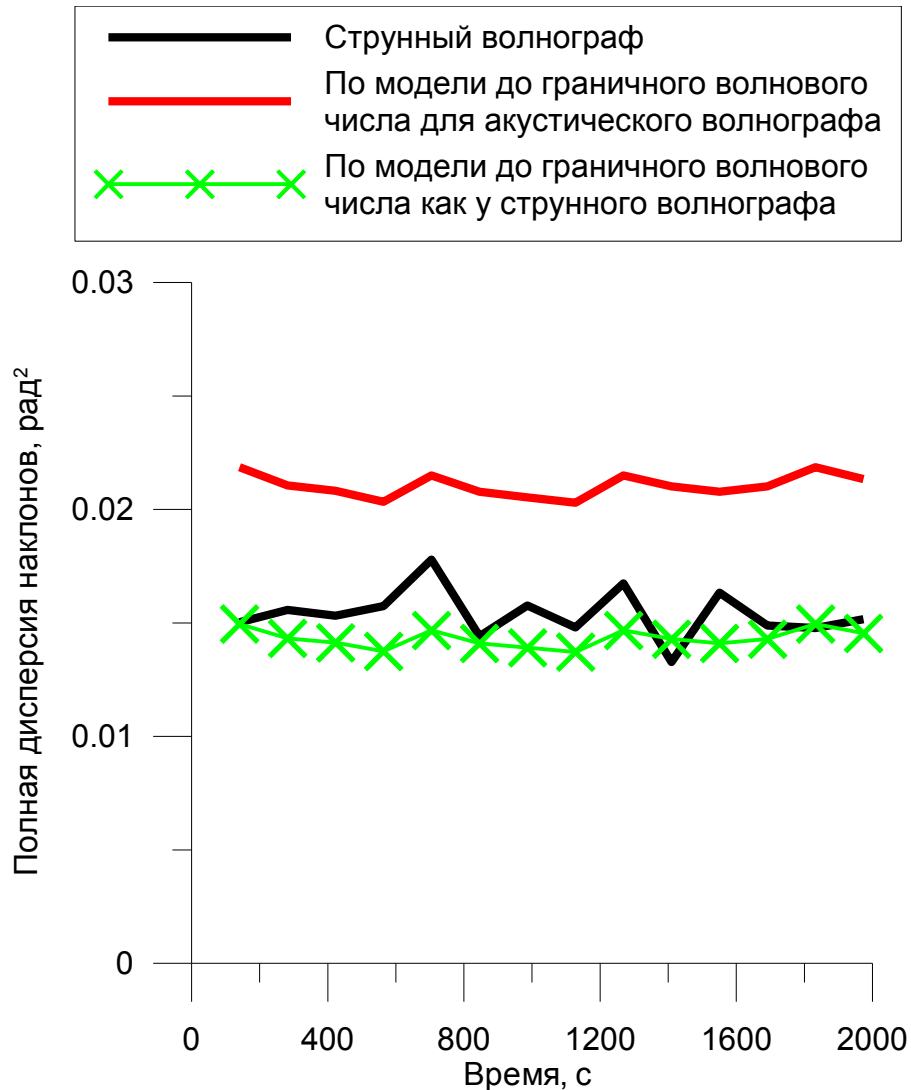


Рис. 3.23. Временные зависимости полной дисперсии наклонов по данным струнного волнографа и по модели спектра волнения для двух различных граничных волновых чисел.

Из рисунка видно, что дисперсии наклонов, полученные в ходе эксперимента и вычисленные по модели спектра волнения для струнного волнографа, оказались существенно ниже значений полученных по модели спектра волнения для подводного акустического волнографа. Это объясняется тем, что значительный вклад в дисперсию наклонов вносит высокочастотная часть спектра волнения, которую не может регистрировать данный струнный волнограф с ограничением по частоте в 4 Гц. В то же

время, близость измеренных и вычисленных по модельному спектру волнения наклонов подтверждает качество подбора параметров модели волнения.

Рассмотрим на этом примере процедуру обработки данных модифицированного акустического волнографа за тот же временной интервал. Везде далее время усреднения для данных подводного акустического волнографа 120 с.

Во время эксперимента антенный блок акустического волнографа располагался на глубине 25 м и был ориентирован вертикально вверх. Ориентация антенны легко проверяется по смещению ДС – при вертикальном зондировании смещение доплеровского спектра равно нулю. На рис. 3.24 приведена временная зависимость смещения ДС для всех трех антенн. Смещение ДС вычисляется, как первый момент измеренного ДС, как обсуждалось в Главе 1 раздел 1.4.

Некоторое отличие значений смещения от нуля может объясняться инструментальным шумом и погрешностью интегрирования при оценках первого момента ДС. Таким образом, в данной конфигурации эксперимента мы не можем пользоваться алгоритмами решения обратной задачи, использующими информацию о смещении ДС (см., например, Главе 2 пункт 2.5). Теоретические оценки смещения ДС отраженного сигнала для данной схемы измерения и параметров волнения во время измерений при отклонении направления зондирования от вертикали на 1° дает- 5 Гц для симметричной антенны, 3 Гц и 7,6 Гц для ножевых антенн.

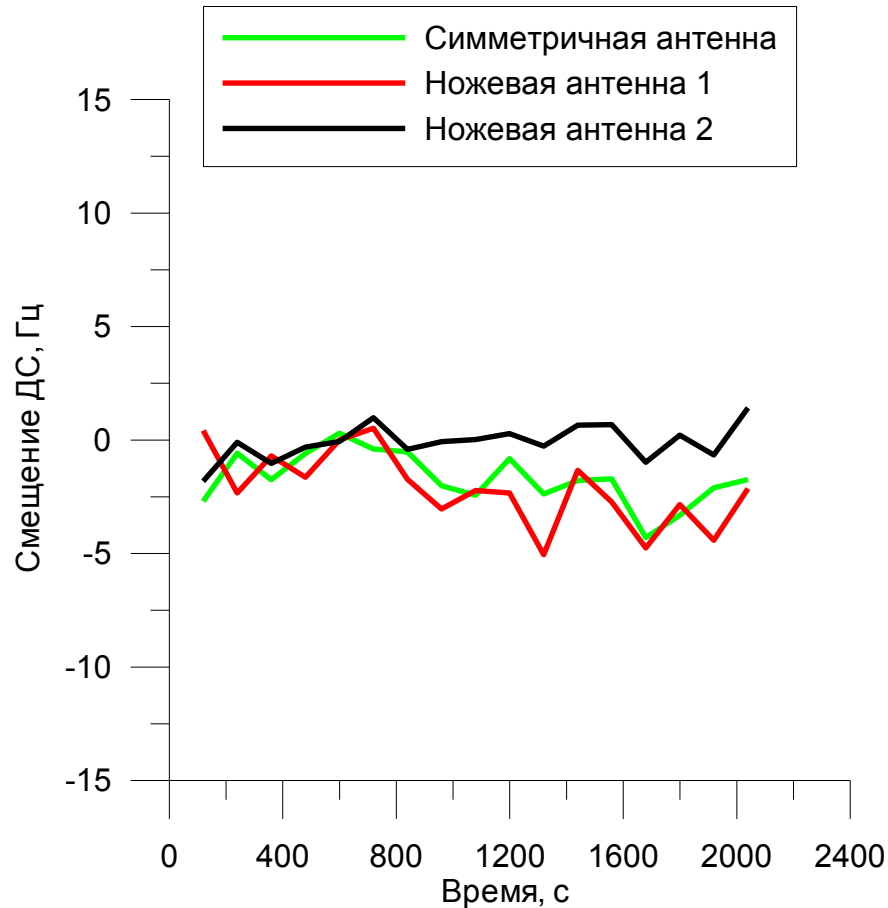


Рис. 3.24. Временная зависимость экспериментально измеренного смещения доплеровского спектра по данным трех приемных антенн с различными ДН.

На рис. 3.25 приведены временные зависимости ширины доплеровских спектров на уровне -10 дБ от максимума, наблюдаемые в эксперименте тремя различными приемными антеннами.

Ширина ДС отраженного акустического сигнала на рисунке слабо зависит от выбора ДН. Это объясняется тем, что основной вклад в ширину ДС вносит дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости. Этот факт позволяет восстанавливать дисперсию орбитальной скорости по измерению ширины ДС с некоторой погрешностью, пренебрегая вкладом всех остальных характеристик волнения, как это было описано в главе 2 раздел 2.2.

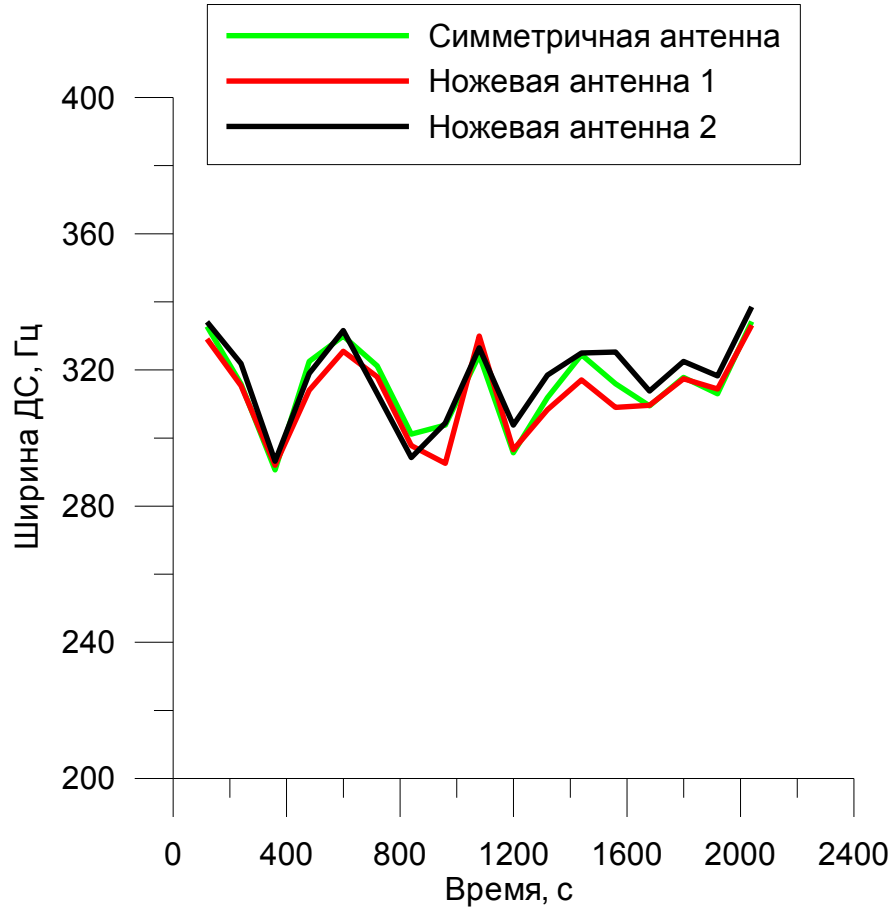


Рис. 3.25. Временные зависимости ширины доплеровских спектров измеренной на уровне -10 дБ от максимума (вверху) и сечения обратного рассеяния (УЭПР, внизу) наблюдаемые в эксперименте тремя различными приемными антеннами.

Результат восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости по экспериментальным данным акустического и струнного волнографа, как показано в Главе 2, а так же по модели спектра волнения для граничного волнового числа, соответствующего акустическому волнографу, представлен временной зависимостью на рис. 3.26.

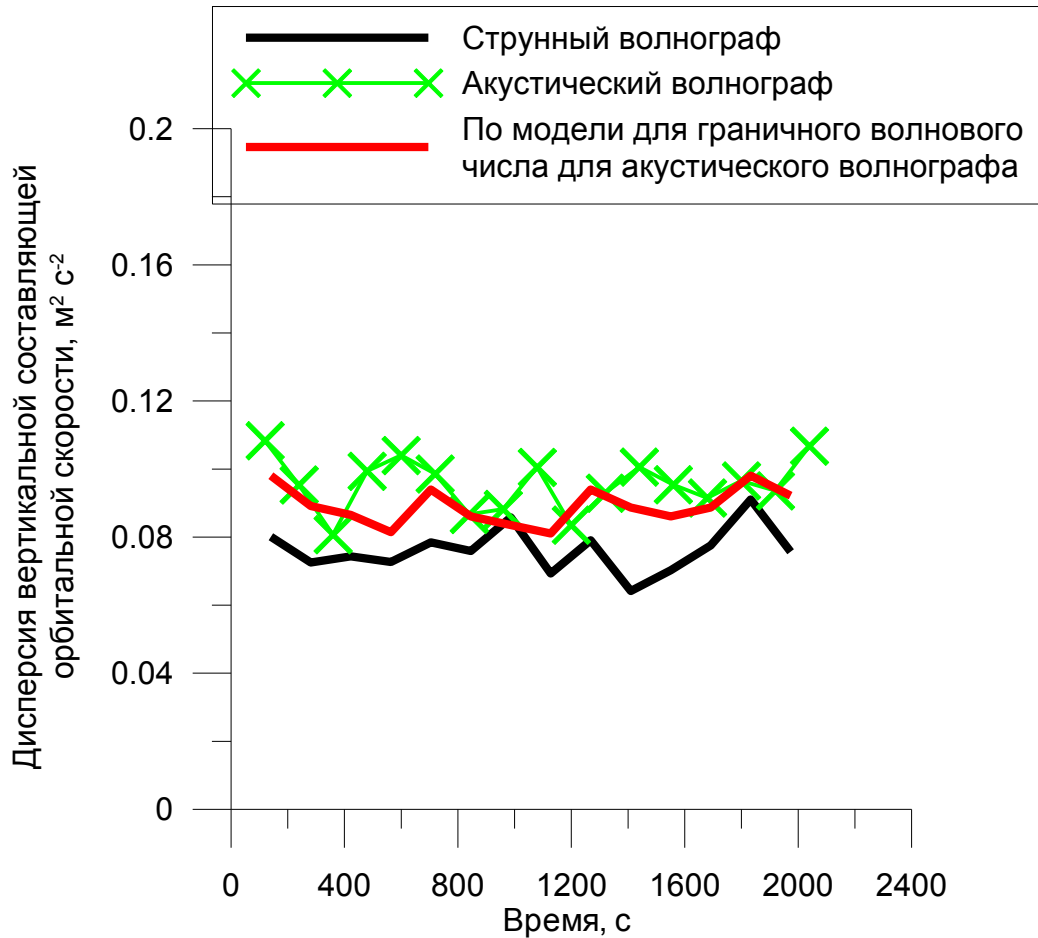


Рис. 3.26. Временные зависимости экспериментально измеренной дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости по экспериментальным данным акустического и струнного волнографа, а так же по модели спектра волнения для граничного волнового числа, соответствующего акустическому волнографу.

Из рисунка видно, что тенденция и значения измеренной дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости двумя приборами близки. Кроме того, так же как и при моделировании, зависимость, полученная акустическим волнографом, лежит выше, чем полученная струнным волнографом. Это объясняется учетом подводным акустическим волнографом более широкого диапазона поверхностных волн – у него нет ограничения по частоте в 4 Гц.

Проинтегрировав ДС по частоте, получим сечение рассеяния или УЭПР. Временная зависимость сечения рассеяния для трех различных приемных антенн представлена на рис. 3.27.

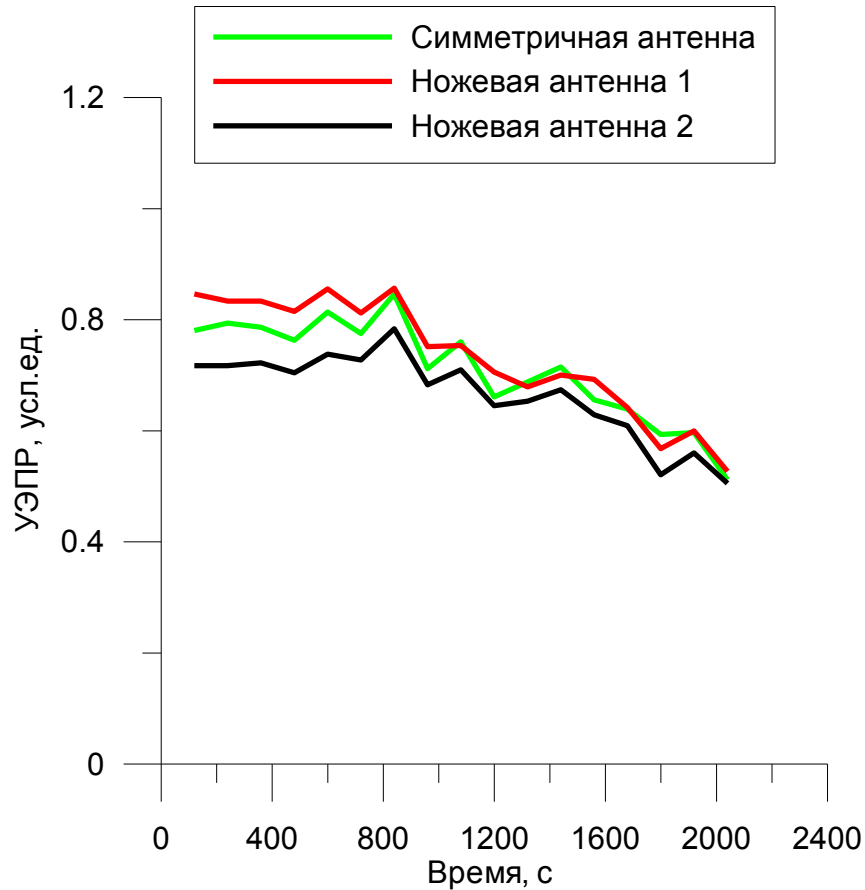


Рис. 3.27. Временная зависимость сечения рассеяния для трех различных приемных антенн.

Абсолютная калибровка измеряемого сечения рассеяния для антенн модифицированного акустического волнографа нами не проводилась. Это приводит к тому, что в обработке мы можем использовать только отношения сечений рассеяния, а не их значения. Это снижает число независимых уравнений для анализа и обработки.

Для нашей постановки задачи, выражение для сечения обратного рассеяния σ_0 в рамках модели рассеяния, представленной в Главе 1, перепишем следующим образом:

$$\sigma_{0i} = \frac{|V_{эфф}|^2}{2 \left[\sigma_{xx}^2 + \delta_{yi}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5} \left[\sigma_{yy}^2 + \delta_{xi}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5}}, \quad (3.3)$$

$$\text{где } \delta_{xi}^{*2} = \frac{2\delta_{nxi}^2 \delta_{ux}^2}{\delta_{nxi}^2 + \delta_{ux}^2}, \quad \delta_{yi}^{*2} = \frac{2\delta_{nyi}^2 \delta_{uy}^2}{\delta_{nyi}^2 + \delta_{uy}^2}, \quad \delta_{ux}^2 = \delta_{uy}^2 = \delta_{nx2}^2 = \delta_{ny3}^2 = (30\pi/180)^2 \quad \text{рад}^2,$$

$$\delta_{nx1}^2 = \delta_{ny1}^2 = (14\pi/180)^2 \text{ рад}^2, \quad \delta_{nx3}^2 = \delta_{ny2}^2 = (4\pi/180)^2 \text{ рад}^2.$$

В ходе эксперимента сечение обратного рассеяния измерялось тремя приемными антеннами с различными ДН и в результате получим следующую систему уравнений:

$$\frac{\sigma_{01}}{\sigma_{03}} = \frac{\left[\sigma_{xx}^2 + \delta_{y3}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5} \left[\sigma_{yy}^2 + \delta_{x3}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5}}{\left[\sigma_{xx}^2 + \delta_{y1}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5} \left[\sigma_{yy}^2 + \delta_{x1}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5}}, \quad (3.4)$$

$$\frac{\sigma_{02}}{\sigma_{03}} = \frac{\left[\sigma_{xx}^2 + \delta_{y3}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5} \left[\sigma_{yy}^2 + \delta_{x3}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5}}{\left[\sigma_{xx}^2 + \delta_{y2}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5} \left[\sigma_{yy}^2 + \delta_{x2}^{*2} / 5,52 \right]^{0,5}}.$$

Система содержит две неизвестных величины и может быть решена аналитически. Выражения получаются громоздкими, поэтому для ускорения счета использовался численный метод подбора неизвестных.

В результате получили временные зависимости дисперсий наклонов в двух перпендикулярных направлениях, которые на рис. 3.28 сравниваются с результатами численного моделирования для параметров модели спектра волнения, подобранных для лучшего соответствия измерениям струнного волнографа.

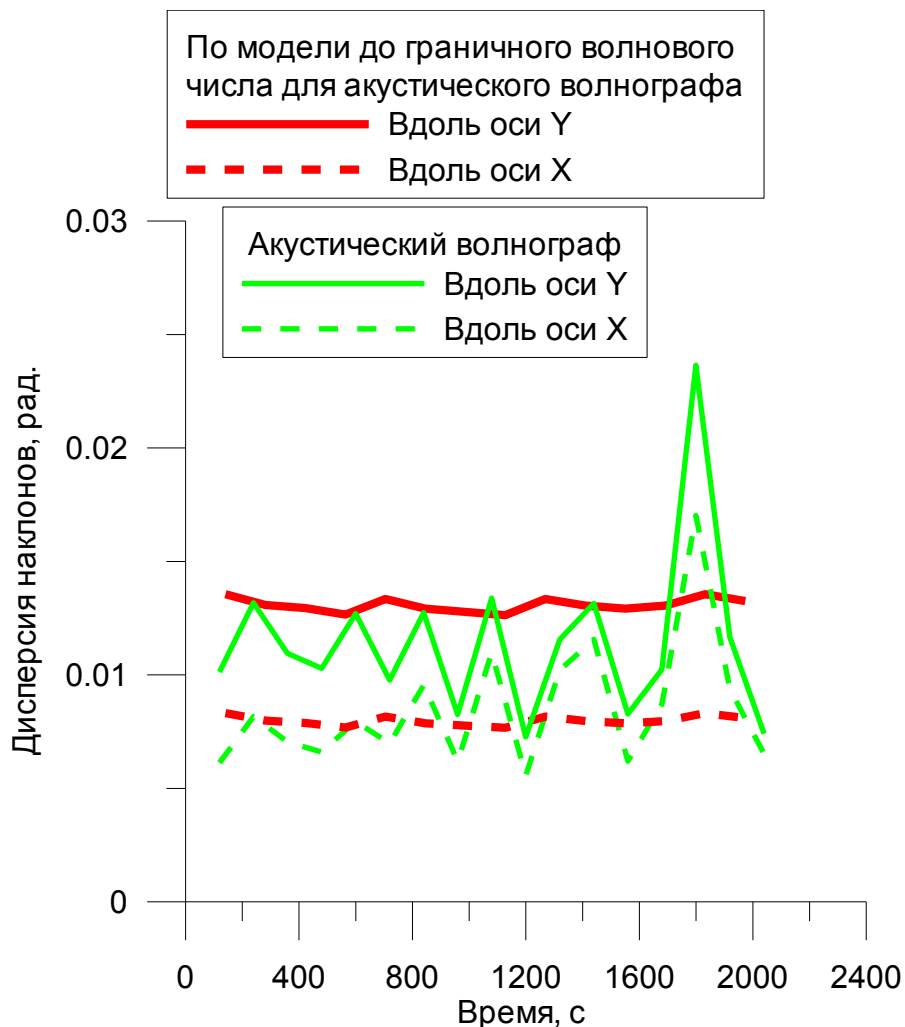


Рис. 3.28. Временные зависимости дисперсий наклонов в двух перпендикулярных направлениях восстановленных по измерениям акустического волнографа и по модели с параметрами подобранными для лучшего соответствия измерениям струнного волнографа

На рисунке наблюдается хорошее соответствие данных акустического волнографа с данными полученными по измерениям струнного волнографа. К сожалению, в ходе эксперимента не регистрировалась ориентация подводного акустического волнографа относительно волнения. Во время измерений направление волнения может меняться или может меняться ориентация подводного акустического волнографа из-за подводных течений, поэтому в будущих экспериментах этот недостаток будет устранен.

Для модельных данных ось Y ориентирована вдоль направления распространения волнения. Для оценки изменения направления волнения относительно волнографа можно рассмотреть зависимость отношения дисперсий наклонов в двух перпендикулярных направлениях представленную на рис. 3.29.

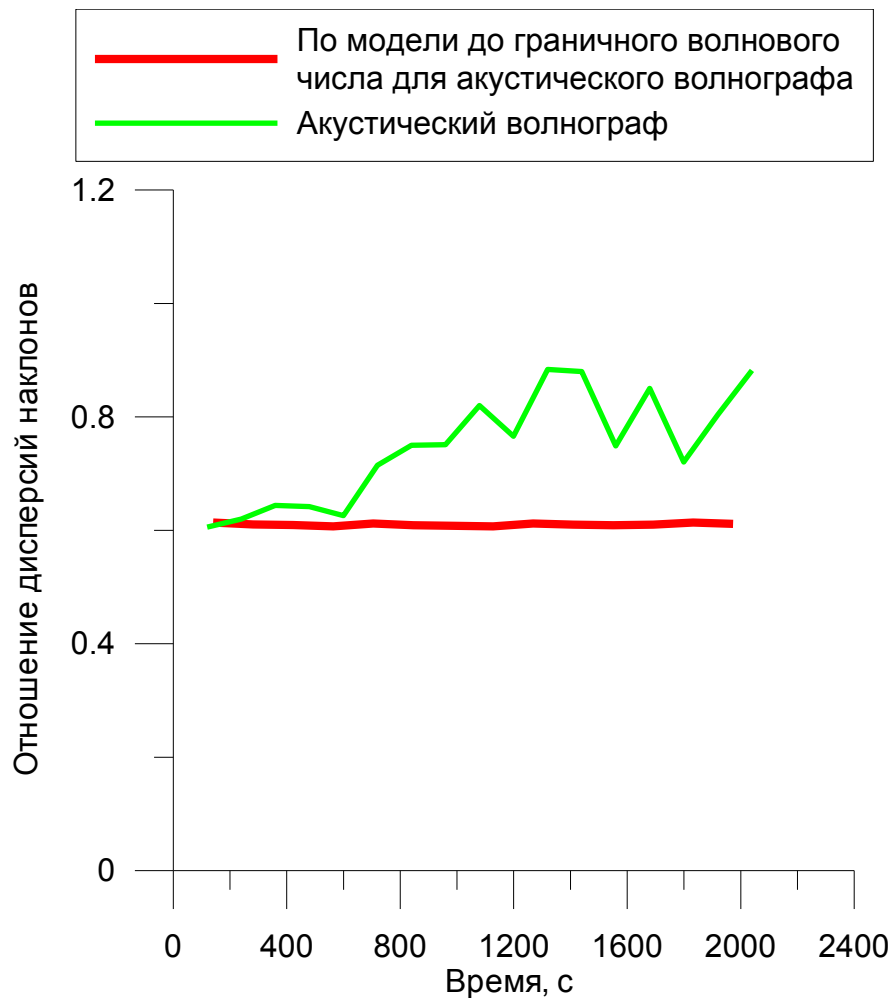


Рис. 3.29. Зависимости отношений дисперсий наклонов в двух перпендикулярных направлениях для измерений акустического волнографа и по модели.

Красная кривая на рисунке показывает отношение дисперсий наклонов вдоль и поперек волнения и характеризует анизотропию волнения, заданную в модели спектра. Предполагается, что направление волнения не меняется, поэтому линия горизонтальна. Зависимость отношения дисперсий наклонов по данным акустического волнографа на рисунке не остается постоянной и это иллюстрирует изменение направления волнения (или ориентации подводного акустического волнографа) во время эксперимента. В случае, если отношение дисперсий наклонов в двух взаимно перпендикулярных направлениях равно 1, это означает, что волнение распространяется под 45° к обоим направлениям и к обеим антеннам соответственно. Соответственно из рисунка можно сделать вывод, что направление волнения относительно ориентации подводного акустического волнографа довольно сильно менялось за интервал измерений. Поэтому корректнее сравнивать полные дисперсии наклонов.

На рис. 3.30 представлены временные зависимости полных дисперсий наклонов, полученных по экспериментальным данным акустического и струнного волнографа, а также по модели спектра волнения.

Приведенный на рисунке результат показывает хорошее соответствие данных, полученных акустическим волнографом, с численными оценками по модели спектра волнения, подобранного по данным струнного волнографа. Зависимость полной дисперсии наклонов, полученная по данным струнного волнографа, в основном лежит ниже данных акустического волнографа, что объясняется учетом вклада более высокочастотных волн, влияющих на дисперсию наклонов, в рассеяние акустического сигнала.

Приведенные выше примеры обработки экспериментальных данных подтверждают корректность теоретической модели рассеяния, разработанной в Главе 1. Показана возможность измерения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости и дисперсии наклонов подводным акустическим волнографом, даже в условиях отсутствия абсолютной калибровки.

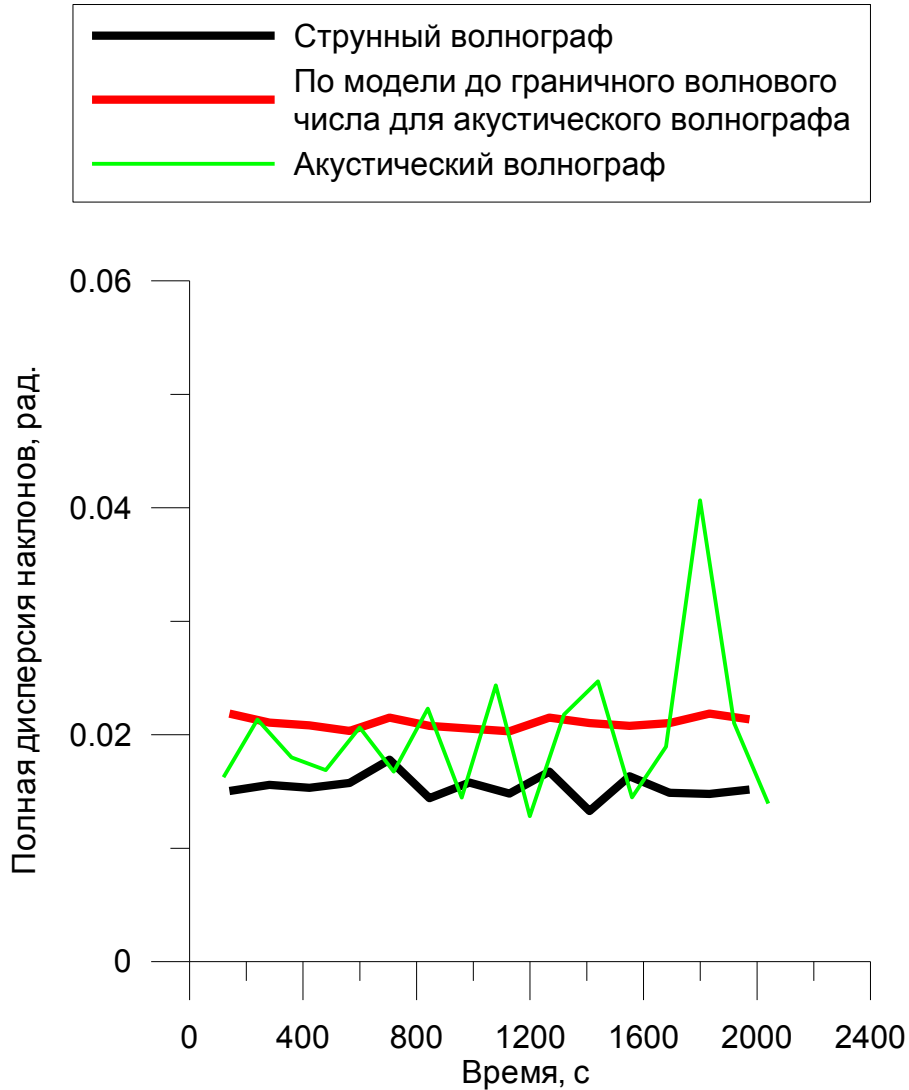


Рис. 3.30. Временные зависимости полных дисперсий наклонов полученных по экспериментальным данным акустического и струнного волнографа, а так же по модели спектра волнения для граничного волнового числа, соответствующего акустическому волнографу.

3.5 **Натурный эксперимент с радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны**

Как было отмечено во введении одна из задач предлагаемых акустических систем это обеспечение синхронных измерений параметров поверхностного волнения для радиолокационных систем. Поэтому был проведен эксперимент с радиолокатором. Раздел посвящен сравнению измеренных характеристик отраженного радиолокационного СВЧ сигнала с теоретической моделью.

Для изучения обратного рассеяния были проведены первые измерения с помощью доплеровского радара Ка-диапазона (длина волны 9 мм) с ножевой диаграммой направленности антенны (1 x 30 градусов). За основу взят 9 мм радар, созданный в

МИКРАН, непрерывного излучения с ЛЧМ модуляцией, имеющий рабочую частоту излучения 33.8 ГГц, приемо-передающую антенну с ножевой диаграммой направленности $1^\circ \times 30^\circ$, ширину полосы сигнала (50 – 600 МГц) которая регулируется на программном уровне.

ЛЧМ сигнал формируется цифровым способом. Отраженный сигнал с приемной антенны поступает на малошумящий усилитель, затем на квадратурный смеситель, где выделяются биения между передаваемым и принимаемым сигналом, далее поступает в цифровой приемник, алгоритм которого соответствует гомодинному способу обработки ЛЧМ - сигнала. Производится вычисление Фурье спектра биений и формируется текущий массив РЛ-изображения без определения доплеровских частот. Фактически этот локаатор предназначен для измерения точного расстояния до отражающих объектов. Технические характеристики радиолокатора приведены в таблице 3.2.

Таблица 3.2. Технические характеристики радиолокатора

Рабочая частота	33,8 ГГц
Мощность излучения	~40 мВт
Вид зондирующего сигнала	Непрерывный ЛЧМ-сигнал
Ширина диаграммы направленности	В вертикальной плоскости 30 градусов , в азимутальной плоскости 1 градус
Горизонтальный размер апертуры антенны	60 см
Ширина полосы сигнала излучения	50-600 МГц

В ИПФ РАН радар был модифицирован под другую задачу: при плохом разрешении по дальности определить доплеровские частоты с учетом знака в полосе обзора в десятки кГц. Плохое разрешение по дальности потребовалось, чтобы сложить сигналы от всех углов в пределах главного лепестка диаграммы направленности.

По принципу работы доплеровских навигационных радиолокационных систем излучаемый сигнал модулируется по синусоидальному закону и с квадратурного смесителя выделяются гармоники частоты модуляции в интервале от 2 до 6, являющиеся функциями Бесселя. После синхронного детектирования с опорным сигналом выбранной гармоники выделяется доплеровский сигнал в двух квадратурах и записывается на компьютер. Для этого на программном уровне задается частотная модуляция по

синусоидальному закону с периодом T_m , девиацией частоты Δf и выдаются два бинарных сигнала для получения опорного сигнала, например, на четвертой гармонике и сигнал синхронизации 1,2 кГц с точностью частоты излучаемого сигнала 33,8 ГГц. При этом задаются несколько (шесть) программных решений с различными значениями девиации, согласованные с выбранными значениями по дальности в диапазоне (3 – 500 м). В процессе работы можно переключать значения девиации. Фотография радиолокатора во время измерений приведена на рис. 3.31.



Рис. 3.31. Доплеровский радиолокатор Ka-диапазона с ножевой диаграммой направленности антенны

Измерения проводились при надирном зондировании в морских условиях с платформы экспериментального отделения Морского Гидрофизического Института вблизи п. Кацивели в октябре 2014 года.

Схема проведения измерений доплеровским радиолокатором представлена на рис. 3.32. Радиолокатор закреплен на высоте 10 м над морской поверхностью. Ножевая антенна с раскрывом диаграммы направленности в двух взаимно перпендикулярных плоскостях $\delta_x = 1^\circ$ и $\delta_y = 30^\circ$ ориентирована вертикально вниз под углом падения к вертикали θ_0 , который предполагается достаточно малым, чтобы механизм обратного рассеяния оставался квазизеркальным, и не надо было бы учитывать брэгговскую

компоненту. Азимутальный угол поворота антенны ϕ и направление ветра ψ_0 отсчитываются от оси X .

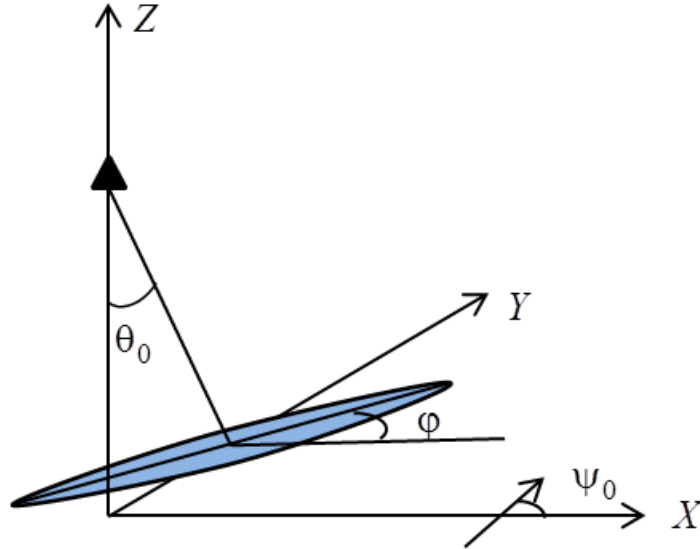


Рис. 3.32. Схема измерений доплеровским радиолокатором

Решая задачу дифракции в данной конфигурации с помощью метода Кирхгофа, получим формулы для ширины доплеровского спектра Δf_{10} на уровне -10 дБ по отношению к максимуму и для смещения доплеровского спектра $f_{см}$ относительно несущей частоты:

$$\Delta f_{10} = \frac{4\sqrt{2\ln 10}}{\lambda} \cos \theta_0 \left[\sigma_{tt}^2 - \frac{K_{xt}^2}{\sigma_{xx}^2} - \frac{(K_{yt}\sigma_{xx}^2 + K_{xy}K_{xt})^2}{\sigma_{xx}^2(\sigma_{xx}^2\sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2)} + \right. \\ \left. + \frac{\delta_y^2(K_{xt}\sigma_{yy}^2 + K_{yt}K_{xy})^2}{11,04(\sigma_{xx}^2\sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2)[\sigma_{yy}^2(\sigma_{xx}^2 \cos^2 \theta_0 + \delta_y^2/11,04) - K_{xy}^2 \cos^2 \theta_0]} + \right. \\ \left. + \frac{\delta_x^2(K_{yt}\sigma_{xx}^2 + K_{xy}K_{xt})^2}{11,04(\sigma_{xx}^2\sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2)[\sigma_{xx}^2(\sigma_{yy}^2 + \delta_x^2/11,04) - K_{xy}^2]} \right]^{0,5}, \quad (3.5)$$

$$f_{см} = -\frac{2 \sin \theta_0}{\lambda(\sigma_{xx}^2\sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2)} \left[K_{yt}\sigma_{xx}^2 + K_{xy}K_{xt} - \right. \\ \left. - \frac{\delta_y^2(K_{xt}\sigma_{yy}^2 + K_{yt}K_{xy})K_{xy}}{11,04[\sigma_{yy}^2(\sigma_{xx}^2 \cos^2 \theta_0 + \delta_y^2/11,04) - K_{xy}^2 \cos^2 \theta_0]} \right]$$

$$\left. - \frac{\delta_x^2 (K_{yt} \sigma_{xx}^2 + K_{xy} K_{xt}) \sigma_{xx}^2}{11,04[\sigma_{xx}^2 (\sigma_{yy}^2 + \delta_x^2 / 11,04) - K_{xy}^2]} \right], \quad (3.6)$$

где λ - длина волны радиолокатора, 9 мм; σ_{tt}^2 - дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости; $\sigma_{xx}^2, \sigma_{yy}^2$ - дисперсии наклонов вдоль длинной и короткой оси диаграммы направленности антенны; K_{xt}, K_{yt} - коэффициенты взаимной корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости, K_{xy} - коэффициент взаимной корреляции наклонов в двух перпендикулярных плоскостях. Стоит отметить, что для упрощения вида формул, плоскости в которых рассчитываются наклоны поворачиваются вместе с азимутальным углом поворота антенны, это позволяет не вводить угол поворота антенны, благодаря чему удается значительно сократить формулы, но такой подход требует расчета параметров поверхности для каждого азимутального угла поворота антенны.

Формула для сечения обратного рассеяния σ_0 имеет следующий вид:

$$\sigma_0 = \frac{|V_{eff}|^2 \left[\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2 \right]^{0,5} \exp \left[- \frac{\text{tg}^2 \theta_0 \sigma_{xx}^2}{2(\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2)} \right]}{2 \cos^4 \theta_0 \left[\sigma_{yy}^2 (\sigma_{xx}^2 + \delta_y^2 / (11,04 \cos^2 \theta_0)) - K_{xy}^2 \right]^{0,5} \left[\sigma_{xx}^2 (\sigma_{yy}^2 + \delta_x^2 / 11,04) - K_{xy}^2 \right]^{0,5}} \times$$

$$\times \exp \left[\frac{\text{tg}^2 \theta_0}{2} \left(\frac{K_{xy}^2 \delta_y^2}{11,04(\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2) [\sigma_{yy}^2 (\sigma_{xx}^2 \cos^2 \theta_0 + \delta_y^2 / 11,04) - K_{xy}^2 \cos^2 \theta_0]} \right) \right] \times$$

$$\times \exp \left[\frac{\text{tg}^2 \theta_0}{2} \left(\frac{\sigma_{xx}^4 \delta_x^2}{11,04(\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2) [\sigma_{xx}^2 (\sigma_{yy}^2 + \delta_x^2 / 11,04) - K_{xy}^2]} \right) \right], \quad (3.7)$$

где V_{eff} - эффективный коэффициент отражения, зависящий от скорости ветра. В радиолокационном случае для плоской поверхности коэффициент отражения является коэффициентом Френеля. Для электромагнитных волн вместо коэффициента Френеля вводится эффективный коэффициент отражения, учитывающий ослабление отраженного сигнала за счет мелкой ряби, расположенной на крупной волне. Следует отметить, что выражения для сечения рассеяния, ширины и смещения ДС отраженного

электромагнитного излучения получены из формул (1.15), (1.17), (1.18) приведенных в Главе 1.

Во время эксперимента метеостанция, расположенная на высоте 12 м, записывала скорость и направление ветра. Для измерения волнения использовался струнный волнограф. Изменчивость измеряемых параметров за время одного участка представлена на рис. 3.33.

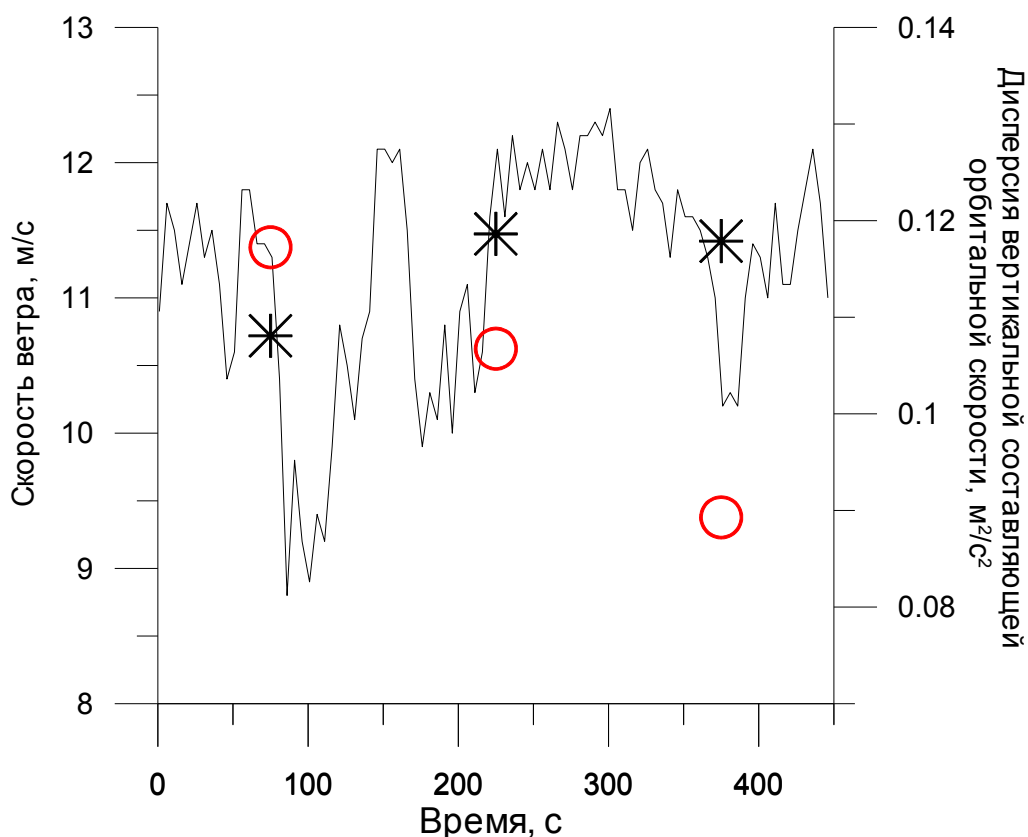


Рис. 3.33. Изменчивость скорости ветра и дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости за 450 с. Черная кривая - скорость ветра с шагом 1 с. Черные звездочки - средние за 150 секунд значения скорости ветра. Красные кружки - средние за 150 секунд значения орбитальной скорости по данным струнного волнографа.

Красными кружками на рисунке показана зависимость изменчивости вертикальной составляющей орбитальной скорости, усредненной за 150 с. Ширина доплеровского спектра отраженного сигнала зависит именно от нее.

Из рисунка видно, что дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости на рассматриваемом участке уменьшается при растущем в среднем ветре. Это подтверждает то, что параметры поверхности сложно связаны со скоростью ветра и между ними не существует однозначного соответствия, что затрудняет решение обратной задачи дистанционного зондирования.

Для последующего анализа выбраны 6 участков с достаточно стабильным ветром: средняя скорость ветра отличается не более чем на 0.5 м/с (менее 5%) а среднее направление отличалось не более чем на 10 градусов (менее 5%).

Для сравнения с радиолокационными данными мы будем пользоваться процедурой подбора параметров модели спектра волнения (см. Приложение 1), чтобы добиться наилучшего соответствия модельного спектра со спектром, измеренным струнным волнографом, так же как в разделе 3.4.

Во время каждого из 6 участков стабильного ветра проводились радиолокационные измерения при различных азимутальных углах поворота антенны. На рис. 3.34 черной линией изображен измеренный доплеровский спектр, усредненный за 150 с, при повороте антенны на азимутальный угол $\varphi=90^\circ$. Красной линией на рисунке показан результат вычисления доплеровского спектры для параметров волнения, подобранных для лучшего совпадения с одновременными измерениями струнного волнографа.

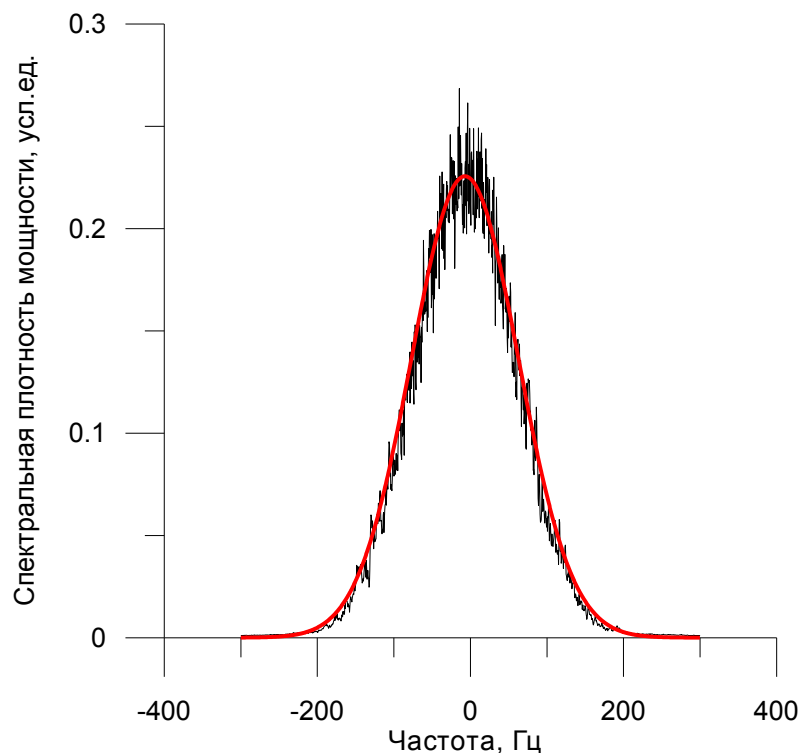


Рис. 3.34. Сравнение доплеровских спектров. Черная линия – экспериментально измеренный спектр. Красная линия - доплеровский спектр, полученный по модели на основе данных струнного волнографа. Амплитуда и смещение модельного спектра подобраны для удобства сравнения формы спектра.

Из рисунка видно хорошее совпадение формы доплеровского спектра, вычисленного на основе данных струнного волнографа, с измеренным радиолокатором доплеровским спектром.

Если для вычисления доплеровского спектра взять данные о скорости ветра с метеостанции и использовать соответствующий этой скорости спектр развитого ветрового волнения, то получим доплеровский спектр с шириной на уровне -10 дБ более чем в 2 раза больше измеренной. Это подтверждает сделанное утверждение, для оценки параметров отраженного радиолокационного сигнала необходимо знать параметры водной поверхности, а не скорость ветра.

Так же из рисунка следует, что используемая для вычислений «радиофизическая» модель спектра волнения позволяет получить по модели рассеяния оценки доплеровского спектра, которые неплохо отражают реальные процессы, происходящие при рассеянии электромагнитных волн водной поверхностью.

На основе подобранных параметров ветра можем построить теоретическую азимутальную зависимость ширины доплеровского спектра по формуле (3.5), показанную на рис. 3.35. По данным струнного волнографа были подобраны параметры спектра волнения: средняя скорость ветра 5 м/с, безразмерный ветровой разгон 20170. Среднее направление ветра по данным метеостанции относительно платформы 69° , угол падения излучения от вертикали 2° .

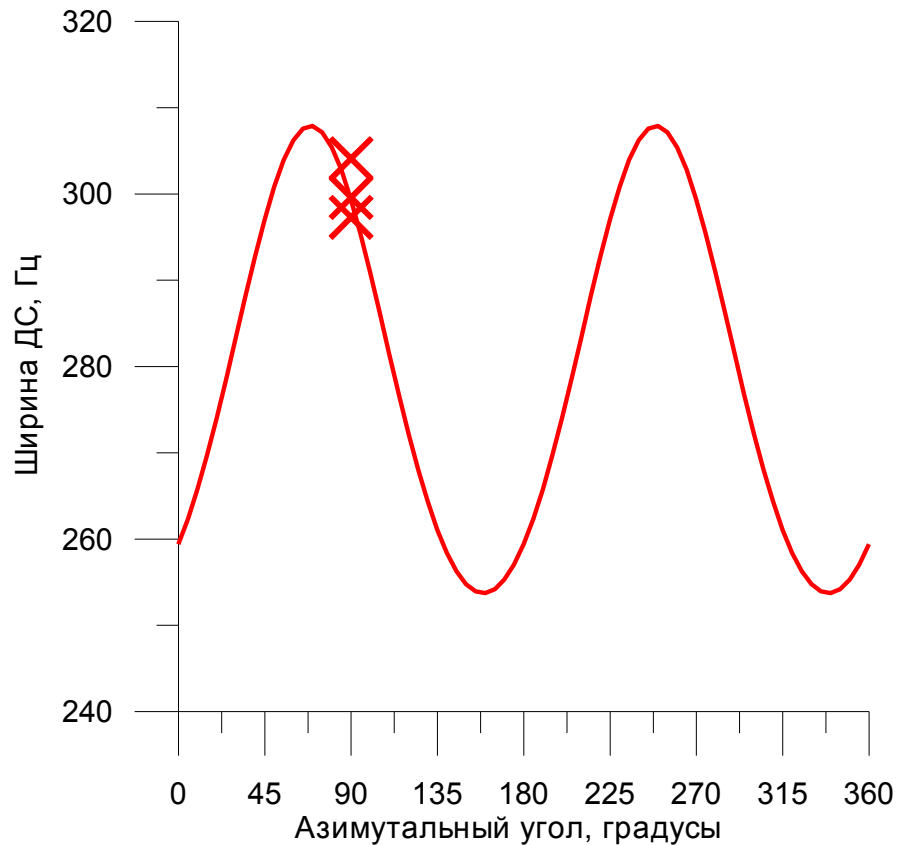


Рис. 3.35. Азимутальная зависимость ширины доплеровского спектра полученная с помощью моделирования с использованием данных струнного волнографа. Красные крестики – экспериментальные измерения доплеровским радиолокатором. Направление ветра 69° , скорость ветра 5 м/с, разгон 20170, угол падения 2° .

Измерения ширины доплеровского спектра при угле поворота антенны $\varphi = 90^\circ$ и усредненные за 150 с показаны на рис. 3.35 красными крестиками.

Несмотря на то, что скорость ветра внутри отрезка времени практически не менялась, нельзя сравнивать последовательные измерения ширины доплеровского спектра при различных азимутальных углах поворота антенны с одной вычисленной (теоретической) азимутальной зависимостью ширины доплеровского спектра. Между отрезками наблюдалось изменение направления ветра, параметров поверхности, а так же углов падения из-за того, что гидрофизическая платформа наклонена относительно горизонтальной плоскости в разных направлениях на разные углы. В направлении 0° платформа наклонена на 1° от горизонтали, а в направлении 90° на 2° от горизонта. Эти изменения необходимо учитывать при вычислениях.

Сравнение измеренной ширины доплеровского спектра, с шириной, вычисленной с использованием модели спектра волнения (на основе измерений струнным волнографом) по данным всех 6 участков представлено на рис. 3.36.

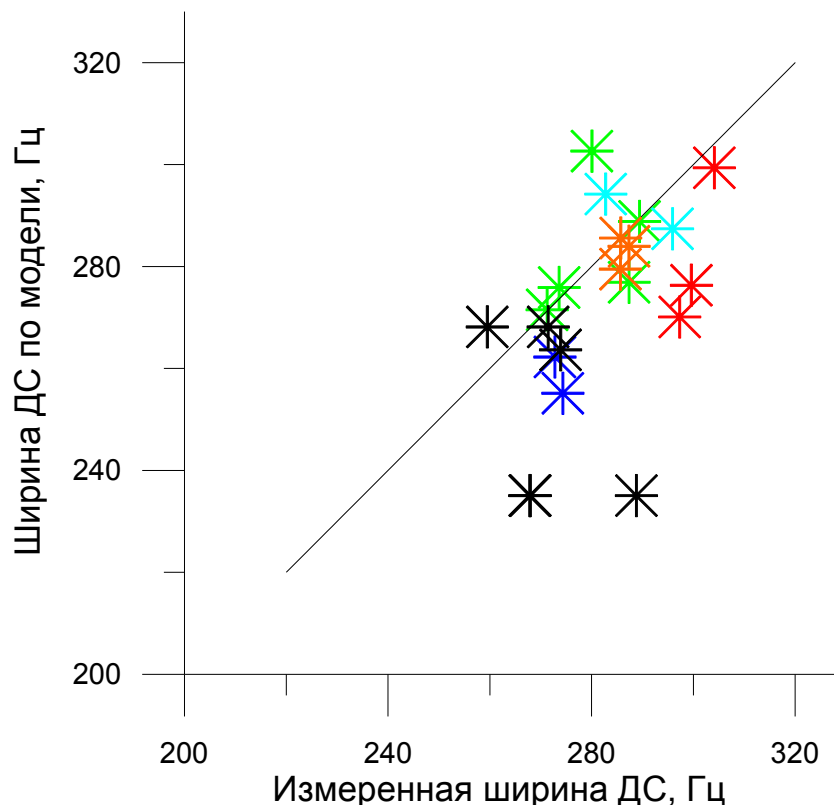


Рис. 3.36. Сравнение измеренной ширины доплеровского спектра с шириной, вычисленной по модели доплеровского спектра с использованием модельного спектра волнения. На рисунке цветом выделены измерения при различных азимутальных углах поворота антенны: Синий- 0° , Красный- 90° , Черный- 180° , Оранжевый- 210° , Бирюзовый- 240° , Зеленый- 270° .

Среднеквадратичное отклонение равно 19 Hz, что является хорошим результатом и стало следствием учета изменения спектра волнения во время измерений.

По рис.1.8 из Главы 1, видно, что, например, изменение скорости ветра при полностью развитом ветровом волнении на 1 м/с соответствует изменению ширины доплеровского спектра примерно на 60 Гц. Наблюдаемый разброс точек на рис. 3.36 может быть связан с изменением параметров модели менее чем на 0.3 м/с.

Сравнение измеренной ширины ДС с модельными данными на примере азимутальных зависимостей приведено на рис. 3.37.

На рисунке для каждого азимутального угла поворота антенны радиолокатора звездочкой отмечено измеренное значение. Тем же цветом на рисунке построена азимутальная зависимость по модели спектра волнения с параметрами (скорость ветра, длина ветрового разгона), подобранными по измерениям струнного волнографа.

Из рисунка видно, что учет особенностей волнения во время измерений позволяет получить хорошее согласование между экспериментальными данными и оценками по модели доплеровского спектра.

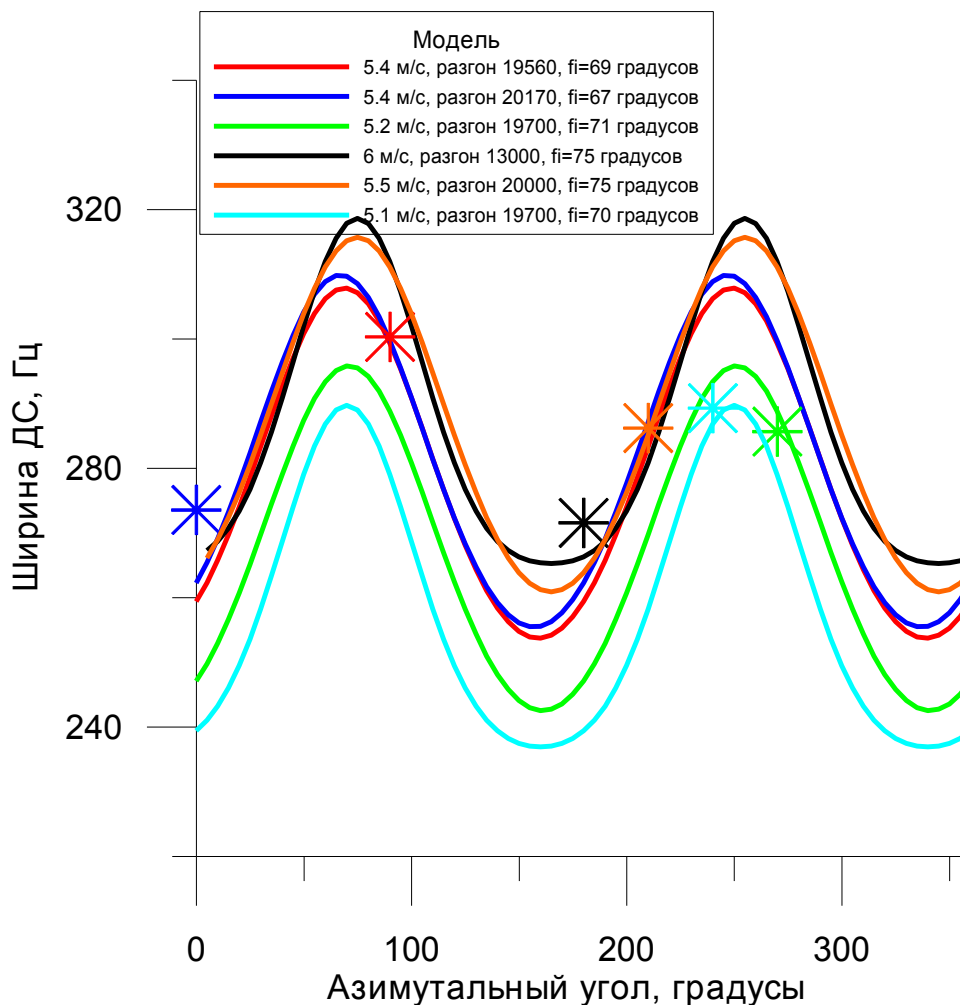


Рис. 3.37. Азимутальная зависимость ширины доплеровского спектра полученная с помощью моделирования с использованием данных струнного волнографа. Звездочки – экспериментальные измерения доплеровским радиолокатором.

3.6 Экспериментальные измерения дисперсии высот морских волн импульсным гидролокатором

В рамках развития нового подхода к измерению высоты значительного волнения подводными импульсными акустическими системами с широкой ДН антенны был проведен натурный эксперимент на Горьковском водохранилище. Фотография волнения с судна во время эксперимента приведена на рис. 3.38.

Во время эксперимента скорость ветра контролировалась с помощью анемометра, установленного на мачте катера, с которого происходила установка волнографа, и осуществлялась запись сигнала. Длина ветрового разгона вычисляется по данным GPS приемника (расстояние от берега до места проведения измерений). Скорость ветра во время эксперимента колебалась в диапазоне 4-5 м/с, безразмерная длина ветрового разгона в месте измерений равна 5000.

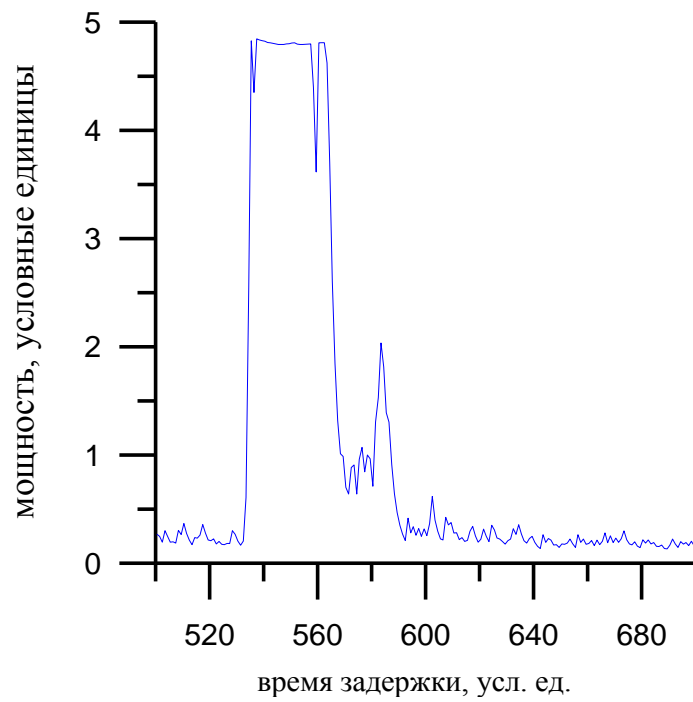


Рис. 3.38. Фотография волнения во время эксперимента. Скорость ветра 4-5 м/с, длина ветрового разгона 5000.

Процесс установки модифицированного акустического волнографа, оснащенного каналом высотомера, на место измерений показана на рис. 3.39. Подводный акустический высотомер располагался на плавучей платформе вблизи дна на глубине 8 м. Примеры отраженных импульсов представлены на рис.3.40.



Рис. 3.39. Установка подводного акустического высотомера на место измерений.



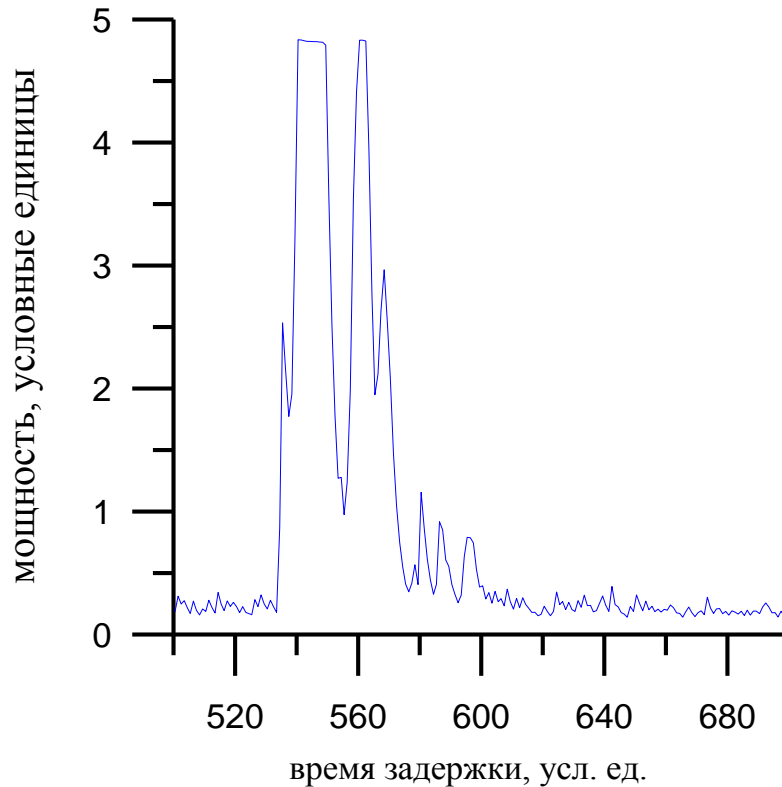


Рис. 3.40. Примеры типичных отраженных водной поверхностью импульсов. 100 усл.ед. времени задержки соответствуют распространению акустического сигнала на 0.15 м.

Наличие нескольких пиков обусловлено небольшим размером пятна засветки (при глубине погружения 8 м), сравнимым с длиной поверхностной волны.

На рис. 3.41 для примера приведен размер пятна засветки для глубины погружения 10 м (синий эллипс) и 50 м (красный эллипс). Черная кривая показывает реализацию поверхности для скорости ветра 5 м/с и длины ветрового разгона 5000.

При скорости ветра 10 м/с доминантная длина волны полностью развитого ветрового волнения составляет около 100 м, что примерно в четыре раза больше размера пятна на поверхности при глубине установки гидролокатора в 50 м, т.е. отраженный сигнал «формируется» только частью волнового профиля. Таким образом, для получения устойчивой формы среднего импульса в морских условиях необходимо достаточно длительное накопление отраженного сигнала.

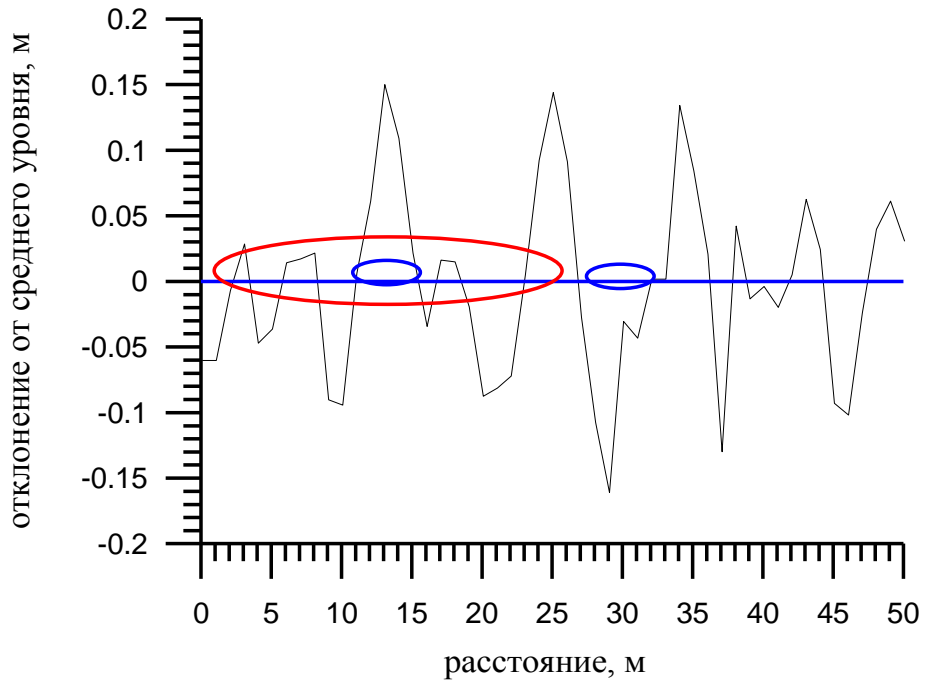


Рис. 3.41. Сравнение пятен засветки на уровне -3 дБ (диаграмма направленности 30°) для глубины погружения волнографа 10 м (синий эллипс) и 50 м (красный эллипс) на фоне реализации поверхности сформированной под действием ветра 5 м/с с разгоном 5000.

Кроме того, по рис. 3.40 видно, что эксперименте отраженный импульс выходил в насыщение и наблюдается ограничение амплитуды. Это связано с большой мощностью излученного импульса, рассчитанного на глубину погружения волнографа до 100 м. Ограничение амплитуды принятого импульса приводит к тому, что нельзя воспользоваться формулами, приведенными в Главе 2, для восстановления дисперсии высот поверхностного волнения (по длине переднего фронта отраженного импульса). В режиме ограничения по мощности по отраженному импульсу нельзя определить, где заканчивается передний фронта отраженного импульса.

Однако с учетом небольшого пятна засветки для данной глубины погружения, по времени начала отраженного импульса может быть восстановлен уровень воды (глубина погружения). По времени задержки измеряется расстояние до ближайшей точки на водной поверхности.

Результат восстановления «мгновенного» уровня вода приведен на рис. 3.42.

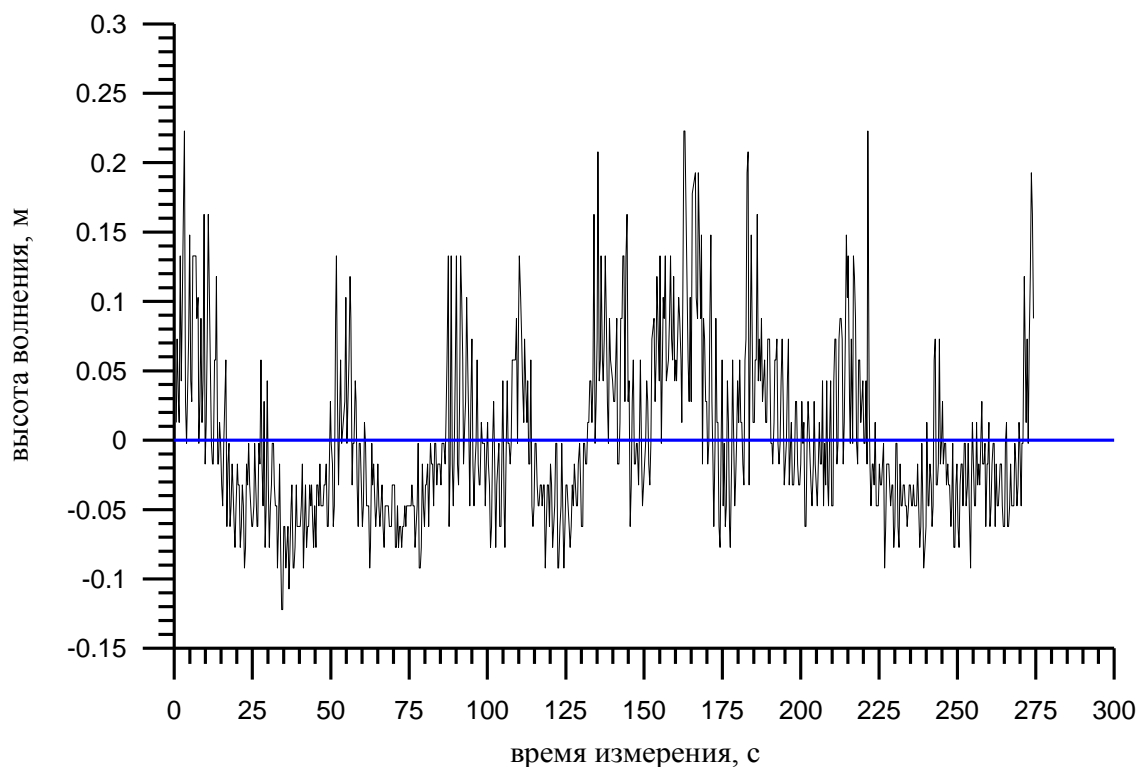


Рис. 3.42. Зависимость измеренного отклонения уровня воды от среднего уровня (шаг 1 с) для всего интервала измерений

Наблюдаемые колебания времени прихода (высоты волнения) обусловлены небольшим размером рассеивающей площадки по сравнению с длиной волны, т.е. сигнал мог приходиться только от гребня или от впадины.

В результате обработки средняя по выборке высота значительного волнения составила 0,24 м (время записи 275 с). По модели спектра волнения для скорости ветра в интервале 4,4 м/с – 4,8 м/с и безразмерного ветрового разгона 5000 (условия во время эксперимента) высота волнения лежит в интервале 0,22 м - 0,27 м, что говорит о работоспособности алгоритма. Измерения проводились на расстоянии 500 м от берега, и записывающая аппаратура располагалась на катере, поэтому было невозможно провести измерения струнным волнографом для последующего сравнения. Предложенный подход является альтернативным способом измерения высоты значительного волнения подводным акустическим волнографом по длительности переднего фронта отраженного импульса.

Основные результаты главы 3

Проведено комплексное исследование возможностей акустического волнографа с одной приемо-передающей антенной в натурном эксперименте. Для обработки данных и анализа результатов использовался специально разработанный комплекс программ.

Натурные эксперименты с действующим макетом акустического волнографа с одной антенной проводились на Горьковском водохранилище и на Черном море. Сравнение результатов измерения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости акустическим и струнным волнографами в натуральных условиях и их сопоставление с результатами численного моделирования подтвердили точность алгоритмов восстановления. При измерении акустическим волнографом благодаря размеру рассеивающей площадки происходит более быстрое получение статистически достоверных оценок по сравнению со струнным волнографом, измеряющим волнение в точке.

Показано, что акустический волнограф с одной антенной является удобным автономным прибором для измерения интенсивности обратного рассеяния, ширины доплеровского спектра отраженного акустического сигнала и определения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости.

Были проведены эксперименты по изучению влияния дождя на характеристики отраженных сигналов. В отличие от радиолокатора, подводный доплеровский акустический волнограф измеряет отражение только от водной поверхности и падающие капли дождя не являются рассеивателями, т.к. находятся в воздухе. Это позволяет отделить вклад падающих капель дождя от рассеяния на поверхности, что невозможно сделать при радиолокационных измерениях.

В результате натурных испытаний модифицированного акустического волнографа показано, что доплеровский акустический гидролокатор, оснащенный одной излучающей и тремя приемными антеннами с различными ДН может измерять статистические моменты крупномасштабной, по сравнению с длиной волны излучения, водной поверхности. В частности, было показано, что измеряются дисперсии наклонов и вертикальная составляющая орбитальной скорости. Остальные статистические характеристики волнения могут быть восстановлены при выполнении дополнительных измерений под малыми углами падения.

В результате анализа синхронных измерений доплеровского радиолокатора, струнного волнографа и метеостанции можно сделать следующий вывод. Для оценки отраженного радиолокационного сигнала необходимо знать параметры водной поверхности, а не скорость ветра. Из полученных результатов следует, что используемая теоретическая модель рассеяния в совокупности с «радиофизической» моделью спектра волнения корректно отражает процессы, происходящие при обратном рассеянии электромагнитных волн водной поверхностью и хорошо согласуется с экспериментом.

Были проведены первые натурные испытания подводного акустического высотомера на Горьковском водохранилище. Во время измерений была восстановлена дисперсия высот водной поверхности по времени прихода отраженного импульса. Сравнение восстановленных значений с данными, полученными в результате вычислений по спектру волнения для условий (скорость ветра, ветровой разгон), наблюдаемых во время эксперимента, подтверждает эффективность работы алгоритма восстановления по времени прихода отраженного импульса для небольших глубин погружения акустического высотомера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ниже перечислены основные результаты диссертации:

1. Развита модифицированная модель квазизеркального рассеяния для случая бистатического радиолокационного и акустического зондирования, учитывающая разные асимметричные диаграммы направленности приемной и передающей антенн. Получены формулы, устанавливающие в явном виде связь между сечением рассеяния, шириной и смещением доплеровского спектра волн, отраженных морской поверхностью, с одной стороны и вторыми моментами поверхностного волнения и параметрами антенн с другой. Модель построена для анизотропной статистически шероховатой поверхности, без ограничений на постановку задачи, за исключением расположения приемной и излучающей антенн в зоне Фраунгофера по отношению к рассеивающей поверхности. Включение в модель диаграммы направленности антенн позволяет подбирать схему измерений и корректно решать обратную задачу. Для этого число измеряемых параметров отраженных волн должно быть равно числу неизвестных параметров волнения. Модифицированная модель рассеяния закладывает основу для расширения числа измеряемых параметров морской поверхности в перспективных системах дистанционного зондирования как бистатических, так и моностатических.
2. Проведено сравнение разных вариантов предварительной обработки доплеровского спектра и методов оценки его ширины на уровне -10 дБ от максимума. Оценки ширины доплеровского спектра, полученные на основе анализа данных численного моделирования разными методами, дают разный результат и это необходимо учитывать при сравнении ширин. Критерием накопления статистически достоверной оценки является близость всех вариантов обработки доплеровского спектра.
3. Для зондирующей системы, состоящей из одной приемо-передающей антенны, разработан алгоритм восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости. С помощью численного моделирования исследовалась точность алгоритма и была подтверждена его эффективность. Проведено исследование возможностей акустического волнографа с одной приемо-передающей антенной в натурном эксперименте. Для обработки данных и анализа результатов использовался специально разработанный комплекс программ. Сравнение результатов измерения дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости акустическим и струнным волнографами в натуральных условиях и их

сопоставление с результатами численного моделирования подтвердили точность алгоритмов восстановления. Показано, что акустический волнограф с одной антенной является удобным автономным прибором для измерения интенсивности обратного рассеяния, ширины доплеровского спектра отраженного акустического сигнала и восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости.

4. Получено аналитическое решение задачи восстановления параметров волнения для моностатического зондирования с помощью неподвижной системы, состоящей из двух приемо-передающих антенн, при углах зондирования близких к вертикали. Такая конфигурация антенной системы позволяет восстанавливать все основные вторые моменты поверхностного волнения, влияющие на рассеяние, и эффективный коэффициент отражения, зависящий от мелкомасштабной ряби. Оценка точности предлагаемого алгоритма восстановления подтвердила его работоспособность.
5. Разработан метод измерения параметров волнения при использовании схемы измерений с одной излучающей и тремя приемными антеннами при вертикальном зондировании. С помощью численного моделирования подтверждена эффективность метода. В результате натурных испытаний подводного доплеровского акустического волнографа, состоящего из одной излучающей и трех приемных антенн с разными диаграммами направленности, подтверждена работоспособность метода. В частности, точно измеряются дисперсии наклонов и вертикальная составляющая орбитальной скорости. Остальные характеристики поверхности при вертикальном зондировании дают слабый вклад в отражение зондирующего сигнала, и могут быть восстановлены при выборе подходящей схемы измерений и при точном контроле условий проведения эксперимента.
6. Разработан алгоритм восстановления значительной высоты волнения с помощью подводной импульсной акустической системы. В разработанном алгоритме восстановления высоты волнения входным параметром является длительность переднего фронта отраженного импульса. Первые натурные испытания подводного акустического высотомера подтвердили возможность измерения высоты волнения импульсным гидролокатором с широкой диаграммой направленности антенны.
7. Проведены эксперименты по изучению влияния дождя на характеристики отраженных акустических волн при подводном наблюдении поверхностного волнения. В отличие от доплеровского радиолокатора, подводный доплеровский акустический волнограф измеряет отражение только от водной поверхности и

падающие капли дождя не являются рассеивателями, т.к. находятся в воздухе. Это позволяет отделить вклад падающих капель дождя от рассеяния на поверхности, что невозможно сделать в случае радиолокатора. Результаты лабораторных измерений подтвердили точность восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости в условиях дождя, а так же качество используемой модели трансформации спектра волнения под действием дождя. Показана возможность дистанционной диагностики параметров дождя акустическими методами, путем анализа спектральных и энергетических характеристик отраженных волн.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. МОДЕЛЬ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

При использовании аналитических моделей и численного моделирования для решения задач дистанционного зондирования морской поверхности необходимо опираться на модели спектра морского волнения.

Спектр волнения позволяет вычислить все необходимые для аналитических моделей статистические параметры волнения и смоделировать морскую поверхность для проведения численного эксперимента.

Если предполагается сравнение результатов моделирования и экспериментальных данных, то необходимо использовать модель спектра волнения, отражающую известные экспериментальные данные о волнении, например, связь дисперсии наклонов ветрового волнения и скорости ветра, приведенную в работе [102].

К настоящему времени разработано много моделей спектра волнения, например [103-107]. В настоящем исследовании будет использоваться модель спектра волнения [94, 108, 109], которая подтвердила свою эффективность в ряде работ [59, 86, 89].

В океанологии обычно измеряется частотный спектр волнения $S_{\Sigma}(\omega)$ или частотно-угловой спектр волнения $S_{\Sigma}(\omega)\Phi_{\omega}(\omega, \varphi)$, где функция $S_{\Sigma}(\omega)$ описывает распределение волновой энергии по частотам и функция $\Phi_{\omega}(\omega, \varphi)$ отвечает за угловое распределение.

Необходимость в разработке модели спектра возникла при сравнении аналитических моделей рассеяния с экспериментальными данными. Для получения количественных оценок, например, сечения рассеяния, необходима модель спектра волнения, «работающая» во всем диапазоне длин волн. Кроме того необходима упрощенная «радиофизическая» модель спектра, позволяющая быстро вычислять необходимые статистические характеристики крупномасштабного волнения и оценивать спектральную плотность резонансной ряби. Также такая модель необходима для моделирования волнения при проведении численных экспериментов по дистанционному зондированию.

Такой запрос со стороны дистанционного зондирования привел к параллельному созданию нескольких моделей спектра волнения, в частности, в тоже время что и рассматриваемая модель появилась модель спектра, разработанная французскими учеными [105], также занимающихся дистанционным зондированием, и столкнувшихся с аналогичной проблемой отсутствия адекватной модели спектра при решении задач радиолокационного зондирования морской поверхности.

Модель спектра разрабатывалась на основе известных экспериментальных данных и предназначена для «радиофизического» применения, т.е. для оценки статистических параметров волнения при решении прямой задачи рассеяния.

Новая «радиофизическая» модель спектра соответствует хорошо известным экспериментальным данным о волнении, в частности, данным [102] о дисперсии наклонов. В частотном диапазоне от 0 до $1,2\omega_m$ новый спектр совпадает с известной моделью JONSWAP [110, 111]:

$$S_{\Sigma}(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left\{-1.25\left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^4\right\} \cdot \gamma^{\exp\left[-(\omega-\omega_m)^2 / (2\sigma_*^2 \omega_m^2)\right]}, \quad (\text{П.1.1})$$

где g - ускорение свободного падения, $\kappa_m = 0,697g / U_{10}^2$, и $\sigma_* = \begin{cases} 0,07, & \omega \leq \omega_m; \\ 0,09, & \omega > \omega_m. \end{cases}$

Волновое число κ_m и угловая частота ω_m связаны известным дисперсионным соотношением для волн на поверхности воды.

При частоте выше $1,2\omega_m$, спектр волнения описывается следующими формулами:

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_2}{\omega}, \quad 1,2\omega_m < \omega \leq a_m \omega_m; \quad (\text{П.1.2})$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_3}{\omega}, \quad a_m \omega_m < \omega \leq \omega_{gc} \cong 64 \text{ рад/с} \quad (\kappa = 270 \text{ рад/м}); \quad (\text{П.1.3})$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_4}{\omega^{2.7}}, \quad \omega_{gc} < \omega \leq \omega_c \cong 298 \text{ рад/с} \quad (\kappa = 1020 \text{ рад/м}); \quad (\text{П.1.4})$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_5}{\omega}, \quad \omega_c < \omega \quad (\text{П.1.5})$$

Коэффициенты α_i вычисляются следующим образом:

$$\alpha_2 = S_{\Sigma}(1,2\omega_m) \cdot (1,2\omega_m)^4, \quad \alpha_3 = \alpha_2 \cdot a_m \omega_m, \quad \alpha_4 = \alpha_3 / \omega_{gc}^{2,3}, \quad \alpha_5 = \alpha_4 \omega_c^{2,3}. \quad (\text{П.1.6})$$

Значение коэффициента a_m зависит от скорости ветра и задается выражением:

$$a_m = 0,3713 + 0,29024 \cdot U_{10} + 0,2902 / U_{10}.$$

Для описания углового распределения используется следующая формула:

$$\Phi_{\omega} = A \cdot \frac{2}{e^{2B\psi} + e^{-2B\psi}}, \quad -\pi \leq \psi \leq \pi, \quad (\text{П.1.7})$$

где $B = 10^b$ и $b = -0,28 + 0,65 \cdot \exp[-0,75 \cdot \ln(\kappa / \kappa_m)] + 0,01 \cdot \exp[-0,2 + 0,7 \cdot \lg(\kappa / \kappa_m)]$.

Здесь угол $\psi = \psi_T - \psi_0$, где ψ_0 направление распространения волнения и азимутальный угол ψ_T отсчитывается от оси X. Нормировочный коэффициент A равен

$$\text{следующей величине: } A = \frac{B}{\text{arctg}(\text{sh}2\pi B)}.$$

Для описания развивающегося ветрового волнения вводятся понятия безразмерного разгона \tilde{x} и безразмерной частоты $\tilde{\omega}$: $\tilde{x} = xg / U_{10}^2$ и $\tilde{\omega} = \omega \cdot U_{10} / g$ где x - разгон в метрах. Когда волнение развивается от побережья под действием постоянного ветра, то длина разгона совпадает с расстоянием от берега.

Так как волнение развивается, то следующие параметры спектра меняются: $\tilde{\omega}_m$, γ , α . Формулы для этих величин приведены ниже и они справедливы при следующих значениях безразмерного разгона $\tilde{x} = [1430, 20170]$:

$$\tilde{\omega}_m = 0,61826 + 0,000003529\tilde{x} - 0,00197508\sqrt{\tilde{x}} + 62,554 / \sqrt{\tilde{x}} - 290,2 / \tilde{x},$$

$$\gamma = 5,25366 + 0,000107622\tilde{x} - 0,03776776\sqrt{\tilde{x}} - 162,9835 / \sqrt{\tilde{x}} + 253251,5 / \tilde{x}^{1,5},$$

$$\alpha = 0,0311937 - 0,002327736\ln(\tilde{x}) - 8367,9 / \tilde{x}^2 + 4,51146 \cdot 10^{617} \exp(-\tilde{x}).$$

Значение разгона $\tilde{x} = 20170$ соответствует полностью развитому ветровому волнению.

Модель работает для скоростей ветра от 2,5 м/с до 22 м/с. При меньших скоростях ветра ($U_{10} < 2,5$ м/с) не происходит процесс генерации ветровых волн [112], т.е. в этом случае на поверхности присутствует только зыбь. А отсутствие достаточного количества экспериментальных данных для высоких скоростей ветра ($U_{10} > 20$ м/с) не позволило расширить интервал применимости модели.

Сравнение новой модели спектра с другими моделями показано на следующих рисунках.

На рис. П.1.1 приведены спектры волнения для скорости ветра 10 м/с и случая полностью развитого ветрового волнения. Спектры высот по всем моделям достаточно близки друг к другу, т.к. в ходе натурных экспериментов высота волнения измеряется наиболее точно.

Сравнение спектров кривизн приведено на рис. П.1.2 Спектр Jonswar описывает только крупномасштабное волнение, поэтому высокочастотная часть проработана значительно хуже низкочастотной, и видно, что с увеличением волнового числа не происходит уменьшения спектральной плотности. Вторая и третья модель лучше

соответствуют экспериментальным данным. Обе модели хорошо соответствуют данным Cox и Munk по дисперсии наклонов.

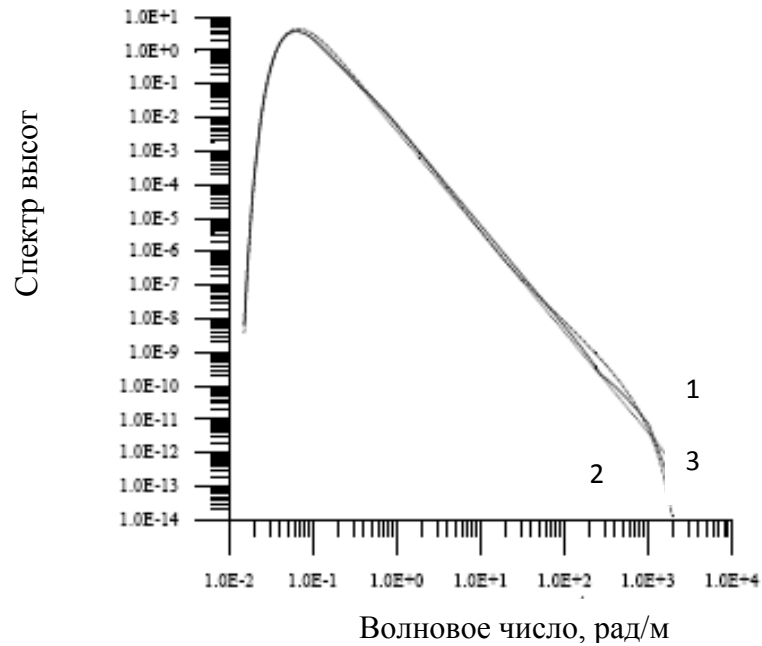


Рис. П.1.1. Одномерные спектры высот, вычисленные для скорости ветра $U_{10} = 10\text{ м/с}$ и случая полностью развитого ветрового волнения: 1 – Jonswap, 2 – Elfouhaily модель [105], 3 – модель Караева [94, 108, 109]

Применительно к задаче радиолокационного зондирования наша модель была исследована и, в соответствии с определением двухмасштабной модели поверхности, было выполнено деление спектра на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие. Нахождение граничного волнового числа позволяет использовать модель спектра для выполнения численных оценок при решении задач дистанционного зондирования.

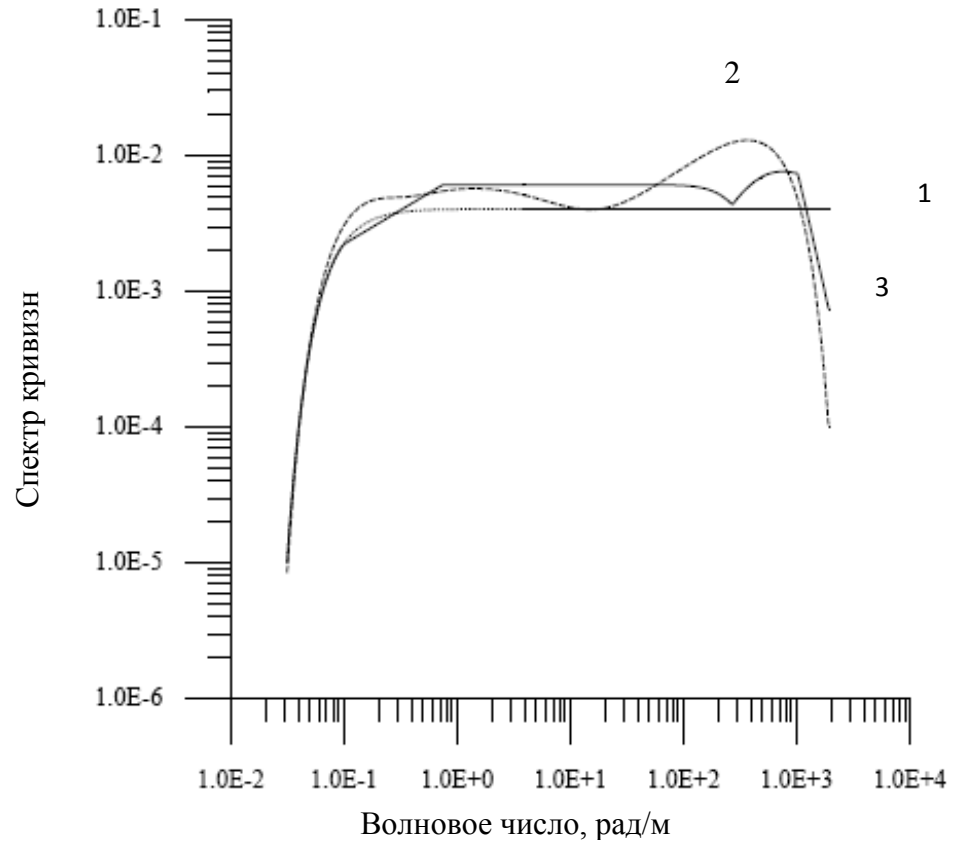


Рис. П.1.2. Одномерные спектры кривизн, вычисленные для скорости ветра $U_{10} = 10\text{м/с}$ и случая полностью развитого ветрового волнения: 1 – Jonswap, 2 – Elfouhaily модель, 3 – модель Караева

В процессе развития ветрового волнения происходит увеличение доминантной длины волны, высоты значительного волнения и дисперсии наклонов. Пример изменения спектра высот в зависимости от длины ветрового разгона показан на рис. П.1.3. Расчеты сделаны для развивающегося волнения (значений безразмерного разгона $\tilde{x} = 5000, 1000$ и 15000) и полностью развитого ветрового волнения ($\tilde{x} = 20170$).

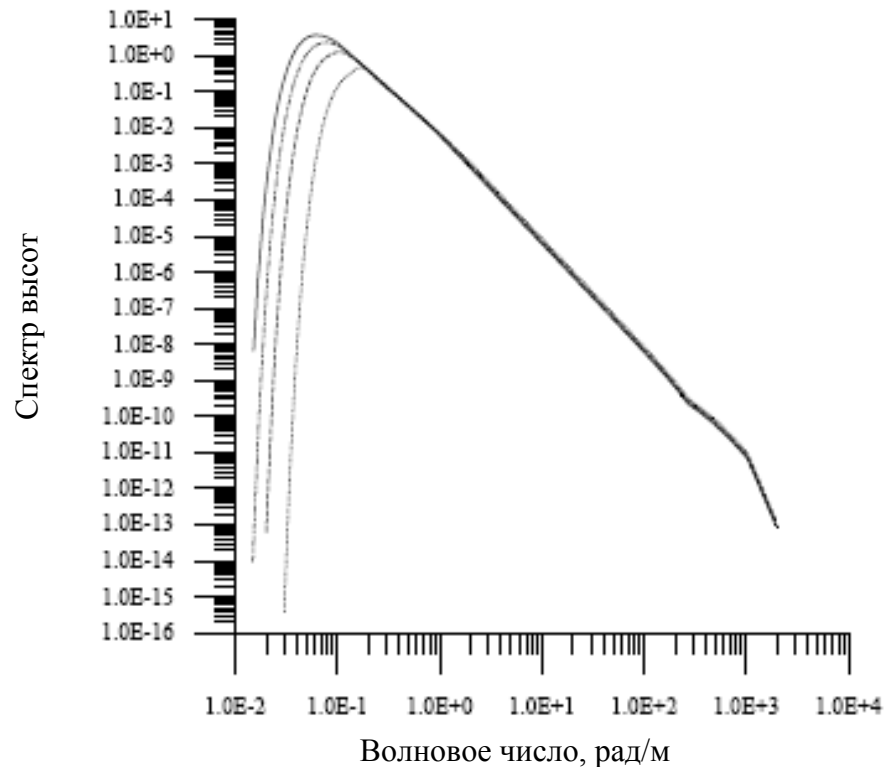


Рис. П.1.3. Одномерные спектры высот, вычисленные для скорости ветра $U_{10} = 10\text{м/с}$ и следующих значений безразмерного разгона: 5000, 10000, 15000 и полностью развитого ветрового волнения. При развитии волнения максимум спектра сдвигается влево

Полностью развитое ветровое волнение является результатом длительного ветрового разгона (безразмерный разгон равен в нашей модели $\tilde{x} \geq 20170$). Если скорость ветра уменьшается или меняется его направление, то начинается процесс формирования зыби.

Формула для спектра высот зыби взята из работы [113]:

$$S_{\text{зыбь}}(\omega) = 6m_0 \left(\frac{\omega_m}{\omega} \right)^5 \omega^{-1} \exp \left\{ -1,2 \left(\frac{\omega_m}{\omega} \right)^5 \right\}, \quad (\text{П.1.8})$$

где m_0 нулевой момент спектра высот. Высота значительного волнения определена следующим образом $H_s = 4\sqrt{m_0}$.

Высота зыби уменьшается во время распространения. Существует максимальное значение m_0 для каждой частоты ω_m (доминантная длина волны L_m). Простейшую

оценку этого значения можно получить из следующего соотношения: $S_{\text{зыбь}}(\omega_m) = S(\omega_m)$, где $S(\omega)$ - спектр ветрового волнения, т.е. спектральная плотность зыби не может быть выше спектральной плотности полностью развитого ветрового волнения на данной частоте.

В результате мы получим следующую формулу для m_0 :

$$m_0 = \frac{\alpha \gamma g^2 e^{-0,05}}{6 \omega_m^4}.$$

и максимальное значение высоты зыби для доминантной длины L_m равно

$$H_s = 4 \frac{g e^{-0,025}}{\omega_m^2} \sqrt{\alpha \gamma / 6}.$$

По аналогии с ветровым волнением можно задать высоту значительного волнения и ввести понятие “возраста” зыби, чтобы оценить насколько она стала меньше по сравнению с максимальной высотой зыби для данной доминантной длины волны.

Наиболее распространенным состоянием океанской поверхности является смешанное волнение, т.е. когда на поверхности одновременно присутствуют волны зыби, пришедшие из другого региона, и ветровые волны, которые поддерживаются локальным ветром. Для простоты рассмотрения ограничимся двухмодовым волнением: ветровое волнение и зыбь.

Введенное определение зыби достаточно общее и мы легко можем перейти от ветровых волн (полностью развитое или развивающееся волнение) к зыби в процессе моделирования. Во время моделирования мы знаем частоту ω_m или волновое число ветрового волнения и высоту значительного волнения. Трансформация ветрового волнения в зыбь занимает определенное время, однако мы опускаем этот переходный процесс, т.к. нам неизвестна его параметризация, и сразу переходим к зыби. Так как длинные волны затухают медленнее, чем короткие, то зыбь будет иметь примерно ту же частоту спектрального пика ω_m , как и исходные ветровые волны. Поэтому задавая высоту значительного волнения в интервале от высоты значительного волнения полностью развитого ветрового волнения до нуля (полное затухание), мы получим зыбь требуемой интенсивности. Такой подход удобен для моделирования смешанного волнения (зыбь + ветровое волнение).

Рассмотрим пример. Мы имели полностью развитое ветровое волнение ($U_{10} = 14,75$ м/с, $\tilde{x} = 20170$), и мы знаем ω_m . Ветер изменился и стал 10 м/с. После некоторого

переходного периода на поверхности формируется смешанное волнение, которое образовано зыбью, соответствующей ветру в регионе формирования исходного волнения ($U_{10} = 14,75$ м/с, $L_m = 200$ м) и ветровым волнением в рассматриваемом регионе ($U_{10} = 10$ м/с):

$$S_{\text{смешанное}}(\omega) = S(\omega) + S_{\text{зыбь}}(\omega).$$

Для удобства сопоставления с данными других авторов будет задаваться скорость ветра на высоте 10 м над морской поверхностью (U_{10}), а при вычислении скорости трения u_* в случае нейтральной стратификации будет использоваться логарифмический профиль скорости ветра [114]: $U_{10} = \frac{u_*}{0,4} \ln(10/z_0)$, где z_0 - параметр (высота) шероховатости поверхности.

Зависимость z_0 от скорости ветра задается следующей формулой [114]:

$$z_0 = 0,684 / u_* + 0,0000428 u_*^2 - 0,0443, \text{ где скорость трения измеряется в см/с.}$$

В рамках двухмасштабной модели поверхности было проведено деление спектра волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие. Это позволяет получать оценки статистических моментов второго порядка, необходимые для вычисления отраженного радиолокационного сигнала.

Для оценок характеристик поверхности, влияющих на отражение акустических и электромагнитных волн длиной 8 мм, будем использовать зависимость граничного волнового числа, делящего спектр волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие, от скорости ветра, полученную в работе [94]:

$$\kappa_{cp}(\lambda = 0.008) = 5.956 + 0.072 \cdot U_{10} + 584.17 / \sqrt{U_{10}} - 495.24 \cdot \exp(-U_{10}), \quad (\text{П.1.9})$$

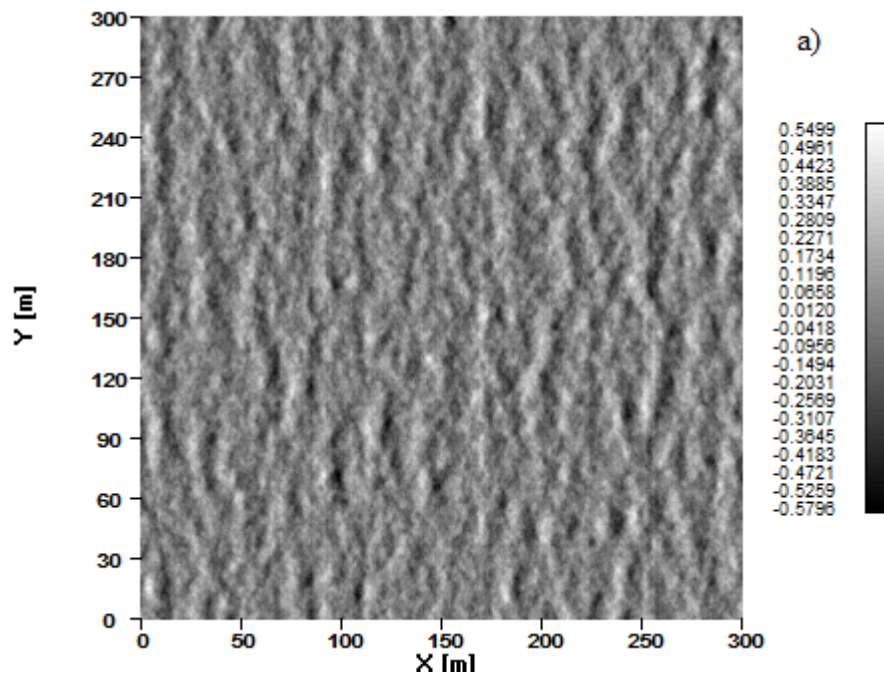
где скорость ветра $U_{10} \in [2.5 \text{ м/с}, 20 \text{ м/с}]$.

Применение спектра волнения позволяет моделировать основные состояния поверхностного волнения: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение и исследовать их проявление в отраженном радиолокационном сигнале.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Для проверки теоретической модели рассеяния и методов решения обратной задачи был разработан комплекс компьютерных программ для численного моделирования рассеяния волн различной природы на морской поверхности, сформированной при заданных значениях скорости и направлении ветра, а так же ветрового разгона. В рамках численного моделирования сначала моделируется морская поверхность различного типа (ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение) по спектру волнения. В качестве спектра волнения была выбрана модель, полученная в работах [94, 108, 109]. При моделировании поверхность рассматривается как суперпозиция плоских волн с различными частотами и случайными фазами, бегущими под разными азимутальными углами [115]. Описание модели спектра волнения и процедуры численного моделирования взволнованной водной поверхности рассматривается в Приложении 1.

На рис. П.2.1а приведен пример реализации поверхности для случая ветрового волнения с безразмерным ветровым разгоном (Приложение 1) равным 5000, распространяющимся по оси X и со скоростью ветра 7 м/с. Одно из сечений этого изображения представлено на рис. П.2.1б.



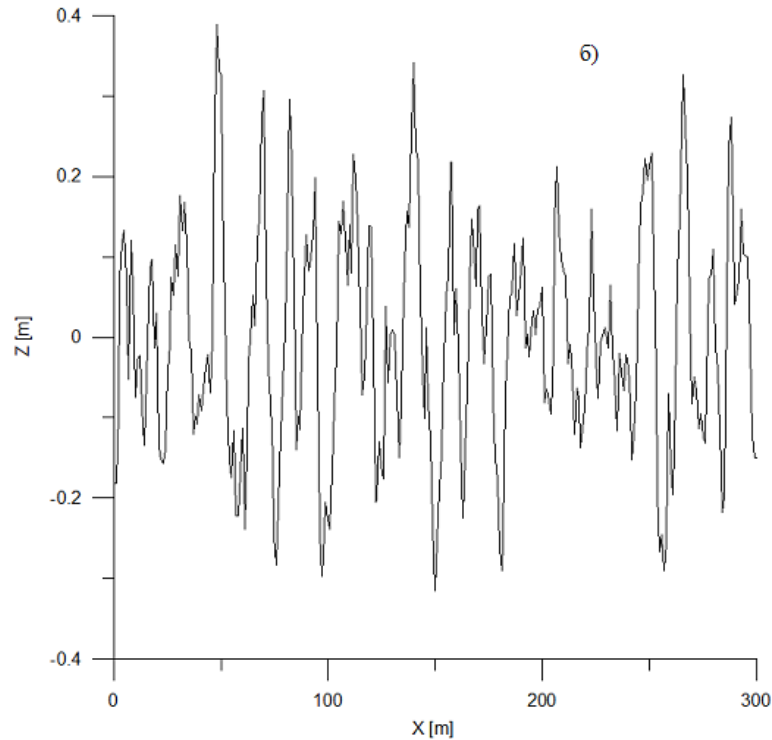


Рис. П.2.1. Полутонное изображение высот морской поверхности на плоскости XU (а) и зависимость высоты волнения в точке (б). Вычисления выполнялись для случая ветрового волнения с длиной безразмерного ветрового разгона 5000, распространяющегося по оси X , и скорости ветра 7 м/с

Результат счета поверхностного волнения записывается в файл и используется для вычисления характеристик отраженных смоделированной поверхностью волн в заданной схеме измерений и при выбранной конфигурации антенной системы. Для получения численных оценок характеристик квазизеркального отражения волн заданной поверхностью был программно реализован следующий алгоритм:

1) На поверхности выбираются рассеиватели – зеркальные участки поверхности по отношению к направлению излучения и приема. Направления приема и излучения определяются в соответствии с ДН приемной и излучающей антеннами;

2) Отраженный сигнал в каждый момент времени представляет собой сумму волн отраженных всеми зеркальными точками и согласно эффекту Доплера, с частотами, зависящими от длины волны излучения и проекций скорости движения отражающих площадок на направление излучения и приема.

3) Доплеровский спектр отраженного сигнала представляет из себя сумму отраженных волн с доплеровскими сдвигами, зависящими от радиальной скоростей рассеивателей. При движении носителя этот сдвиг также учитывается.

Для каждой реализации поверхности вычисляется доплеровский спектр, поэтому для получения достоверных результатов необходимо накопление реализаций отраженного сигнала и вычисление среднего доплеровского спектра, как это происходит в эксперименте.

Для иллюстрации алгоритма численного моделирования ДС отраженных волн рассмотрим работу подводного акустического волнографа с одной излучающей и тремя приемными антеннами, объединенные в одном корпусе, так что зондирование можно считать моностатическим. Глубина погружения гидролокатора была выбрана 10 метров, что соответствует измерениям на Горьковском водохранилище. Гидролокатор ориентирован строго вертикально вверх на морскую поверхность. Ширина диаграммы направленности излучающей антенны в двух взаимно перпендикулярных плоскостях равна 30×30 градусов. Ширины ДН приемных антенн 30×30 градусов, 30×4 градуса и 4×30 градусов. Эффективные ширины ДН антенн (2.20) равны 30×30 градусов, $30 \times 5,6$ градусов и $5,6 \times 30$ градусов соответственно. В первом случае рассеивающая площадка будет представлять собой круг диаметром 5,3 метра, в двух других случаях эллипсы с осями равными 5,3 и 1 метр.

Будем моделировать рассеяние от морской поверхности для случая ветрового волнения с безразмерным разгоном 5000, распространяющегося вдоль оси X при скорости ветра 7 м/с. Пример реализации поверхности показан на рис.П.2.1. Смоделируем 80 последовательных реализаций поверхности с шагом 1 с, что будет соответствовать 80 секундам наблюдений поверхности в эксперименте.

Из формулы (2.21) видно, что уширение доплеровского спектра определяется в основном дисперсией вертикальной составляющей орбитальной скорости взволнованной водной поверхности σ_w^2 . Обратное рассеяние происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению, поэтому увеличение корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости K_{xt} (и K_{yt}) приводит к уменьшению ширины доплеровского спектра отраженного сигнала.

Учет ДН в модели обратного рассеяния приводит к тому, что в отраженный сигнал начинают вносить вклады участки поверхности с различными наклонами. Это аналогично уменьшению корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости. Следовательно, ширина доплеровского спектра, измеренная гидролокатором с широкой симметричной ДН, будет больше, чем гидролокатором с узкой симметричной ДН. При использовании ножевой ДН максимальная ширина доплеровского

спектра соответствуют ориентации антенны вдоль направления распространения волнения, т.е. когда «максимальный» наклон σ_{xx}^2 совпадает с «максимальной» шириной ДН δ_x^2 , что видно из формулы (2.21).

Совместное действие этих факторов показано на рис. П.2.2а, где представлены результаты моделирования доплеровских спектров, усредненных по 80 реализациям поверхности, для трех приемных антенн с различными ДН. Толстыми черными кривыми на рисунке изображаются доплеровские спектры для приемно-передающей антенны с ДН 5,6 x 30 градусов, средними серыми кривыми изображаются доплеровские спектры для приемно-передающей антенны с ДН 30 x 30 градусов (нижняя кривая), тонкими серыми кривыми изображаются доплеровские спектры для приемно-передающей антенны с ДН 30 x 5,6 градусов. Из рисунка видно, что доплеровский спектр для приемно-передающей антенны с эффективной ДН 5,6 x 30 градусов (диаграмма ориентирована поперек направления распространения волнения) имеет меньшую ширину на уровне -10 дБ от максимума, чем доплеровский спектр для приемно-передающей антенны с эффективной ДН 30 x 5,6 градусов (диаграмма ориентирована вдоль направления распространения волнения). Доплеровский спектр для приемно-передающей антенны с ДН 30 x 30 градусов будет обладать шириной на уровне -10 дБ близкой к ширине доплеровского спектра на уровне -10 дБ от максимума для приемно-передающей антенны с эффективной ДН 30 x 5,6 градусов. Различие амплитуд доплеровских спектров объясняется нормировкой на площадь рассеивающей площадки определяемую ДН.

На рис. П.2.2б приведены доплеровские спектры для тех же антенн, вычисленные по формуле (1.16). Для удобства сравнения доплеровские спектры на рис. П.2.2а нормированы по площади к соответствующим спектрам, изображенным на рис. П.2.2б.

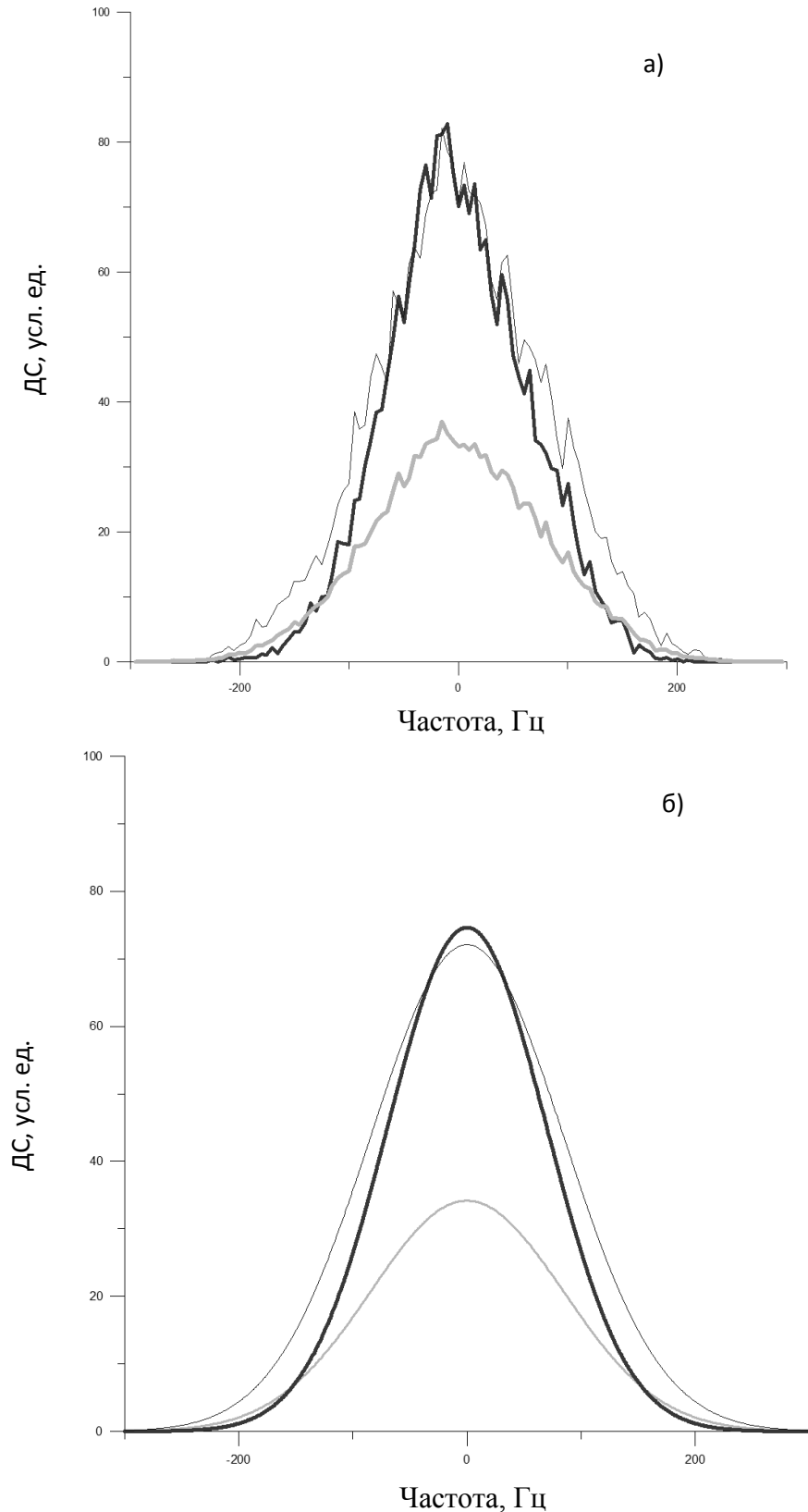


Рис. П.2.2. Доплеровские спектры обратно рассеянного акустического сигнала для трех приемных антенн с различными ДН а) полученные в результате численного моделирования, б) вычисленные по теоретической формуле для доплеровского спектра.

Статистические характеристики поверхностного волнения для расчета доплеровских спектров по формуле (1.16) вычисляются по модели спектра волнения для

заданных условий. Из графиков на рис. П.2.2а и рис. П.2.2б видно, что доплеровские спектры, полученные в результате численного моделирования, соответствуют спектрам, полученным по теоретической формуле, что подтверждает качество моделирования.

Количественные оценки результатов моделирования приведены в Таблице П.2.1.

Таблица П.2.1. Сравнение ширин доплеровских спектров полученных различными способами

Эффективные диаграммы направленности антенн, градусы	Доплеровский спектр по модели спектра волнения, Гц	Средний ДС за 80 секунд, полученный в результате численного моделирования, Гц	Усредненная ширина доплеровского спектра, полученная по реализациям поверхности, Гц
30 x 5,6	363	347	349±10
5,6 x 30	298	277	279±13
30 x 30	363	347	349±10

В первой колонке содержится информация о ДН антенны.

Для заданных скорости ветра и длине ветрового разгона по модели спектра волнения можно вычислить статистические характеристики и по формуле (2.21) вычислить ширину доплеровского спектра. Результаты расчетов приведены во втором столбце. Надо отметить, что параметры волнения, вычисленные по модели спектра волнения, характеризуют свойства генеральной совокупности моделируемой поверхности. Сами доплеровские спектры приведены на рис. П.2.2б.

В ходе численного моделирования удается получить только выборку из генеральной совокупности, достоверность которой зависит от ее размера. В приведенном примере вычислялось 80 реализаций морской поверхности и для каждой вычислялся доплеровский спектр. В результате такого моделирования находился средний доплеровский спектр, который показан на рис. П.2.2а. Ширины доплеровских спектров для этого случая приведены в третьей колонке (средний ДС за 80 секунд, полученный в результате численного моделирования).

При рассмотренном выше подходе в явном виде не использовались характеристики поверхности, т.е. можно сказать, что это был численный эксперимент, имитирующий натуральный эксперимент.

Однако можно подойти к вопросу вычислений среднего доплеровского спектра на основе формулы (1.16). Для каждой реализации поверхности вычисляются статистические характеристики, и они используются для вычисления ширины доплеровского спектра (мгновенного спектра) по модели (2.21). Получаем 80 доплеровских спектров и для

каждого находим ширину. Результаты усреднения ширин таких мгновенных спектров приведены в последней колонке Таблицы П.2.1 (усредненная ширина доплеровского спектра, полученная по реализациям поверхности). Доверительный интервал выбран равным среднеквадратическому отклонению.

Как видно из таблицы, средний доплеровский спектр из численного эксперимента и усредненный доплеровский спектр, вычисленный по формуле с использованием статистических параметров смоделированной поверхности, очень близки, что говорит о качестве моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Теория звука. / Рэлей: Гостехиздат, 1955.
2. Мандельштам Л. И. О шероховатости свободной поверхности жидкости // Полн. собр. трудов. – Ленинград: изд-во АН СССР, 1948. – С. 246-260.
3. Андронов А. А., Леонтович М. А. К теории молекулярного рассеяния на поверхности жидкостей // Собр. трудов А.А.Андропова изд-во АН СССР, 1956. – С. 5-18.
4. Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн вдоль реальной поверхности // Сб. Исследования по распространению радиоволн / под ред. Введенского Б. А. Изд-во АН СССР, 1948.
5. Радиоокеанографические исследования морского волнения. / Брауде С. Я. – Киев: АН УССР, 1962.
6. Распространение ультракоротких радиоволн. пер. с англ.; Под ред. под ред. Шиллерова В. А. – Москва: «Сов. радио», 1954. пер. с англ.
7. Hoover R. M., Urick R. I. Sea Clutter in Radar and Sonar // IRE Nat. Conv. Record –1957. – Т. 5, № 9. – С. 17—22
8. Eckart C. The Scattering of Sound from the Sea Surface // J. Acoust. Soc. Amer. – 1953. – Т. 25. – С. 566-570.
9. Радиолокация морской поверхности. / Гарнакерьян А. А., Сосунов А. С. – Ростов: Изд. Ростовского университета, 1978. – 144 с.
10. Бреховских Л. М. Дифракция звуковых волн на неровной поверхности // ДАН СССР. – 1951. – Т. 79, № 4. – С. 585-588.
11. Исакович М. А. Рассеяние волн от статистически-шероховатой поверхности // ЖЭТФ. – 1952. – Т. 23, № 3 (9). – С. 305-314.
12. Crombie D. D. Doppler Spectrum of Sea Echo at 13,56 Mc/s // Nature. – 1955. – Т. 175, № 4459. – С. 681-682.
13. Басс Ф. Г. К теории комбинационного рассеяния волн на неровной поверхности // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 1961. – Т. 4, № 1. – С. 58-66.
14. Басс Ф. Г., Фукс И. М. Об учете затенений при рассеянии волн на статистически неровной поверхности // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 1964. – Т. 7, № 1. – С. 101-112.

15. Басс Ф. Г. Граничные условия для среднего электромагнитного поля на поверхности со случайными неровностями и с флуктуациями импеданса // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 1960. – Т. 3, № 1. – С. 72-78.
16. Grant G. R., Yaplee B. S. Backscattering from Water and Land at Centimeter and Millimeter Wavelengths // Proc. IRE. – 1957. – Т. 45, № 7. – С. 976-982.
17. Калмыков А. И., Островский И. Е., Розенберг А. Д., Фукс И. М. Обратное рассеяние сантиметровых радиоволн взволнованной водной поверхностью моря при малых углах скольжения // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 1966. – Т. 9, № 6. – С. 1095-1099.
18. Акустика океана. Под ред. Бреховских Л. М. – Москва: Наука, 1974.
19. Курьянов Б. Ф. Рассеяние звука на шероховатой поверхности с двумя типами неровностей // Акуст. ж. – 1962. – Т. 8, № 3. – С. 325—333
20. Фукс И. М. К теории рассеяния радиоволн на взволнованной поверхности моря // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 1966. – Т. 9, № 5. – С. 876-887.
21. Рассеяние волн на статистически шероховатой поверхности. / Басс Ф. Г., Фукс И. М. – Москва: Наука, 1972.
22. Elfouhaily T., Guérin C. A critical survey of approximate scattering wave theories from random rough surfaces // Waves in Random Media. – 2004. – Т. 14, № 4. – С. 1-40.
23. Воронович А. Г. Приближение малых наклонов в теории рассеяния волн на неровных поверхностях. // ЖЭТФ. – 1985. – Т. 89, № 7. – С. 116-125.
24. Voronovich A. G. Small slope approximation for electromagnetic wave scattering at a rough interface of two dielectric half spaces. // Waves in Random Media. – 1994. – Т. 4. – С. 337-367.
25. Волкова А. В., Галактионов М. Ю., Копыл Е. А. Сравнение метода малых наклонов и двухмасштабной модели для расчета индикатрисы рассеяния звука поверхностью океана // Акуст. ж. – 1994. – Т. 40, № 1. – С. 63-66.
26. Voronovic A. G., Zavorotny V. U. 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. – Т. 11. – С. 247-269.
27. Born G. H., Dunne J. A., Lame D. B. Seasat mission overview // Science. – 1979. – Т. 204. – С. 1405-1406.
28. Fois F. Enhanced Ocean Scatterometry: PhD Thesis, 2015.
29. Karaev V. Y., Kanevsky M. B., Balandina G. N., Cotton P. D., Challenor P. G., Gommenginger C. P., Srokosz M. A. On the problem of the near ocean surface wind speed

retrieval by radar altimeter: a two-parameter algorithm // *International Journal of Remote Sensing*. – 2002. – Т. 23, № 16. – С. 3263–3283.

30. Nekrasov A. Measurement of the wind vector over sea by an airborne radar altimeter having an antenna with the different beamwidth in the vertical and horizontal planes // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. – 2008. – Т. 5, № 1. – С. 31-33.

31. Zhang B., Perrie W., Vachon P. W., Li X., Pichel W. G., Jie G., He Y. Ocean Vector Winds Retrieval From C-Band Fully Polarimetric SAR Measurements // *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*. – 2012. – Т. 50, № 11. – С. 4252–4261.

32. Zavorotny V. U., Voronovich A. G. Scattering of GPS Signals from the Ocean with Wind Remote Sensing Application // *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*. – 2000. – Т. 38, № 2. – С. 951-964.

33. Lemaire D. Non-Fully Developed Sea state Characteristics from Real Aperture Radar Remote Sensing: PhD Thesis, 1998.

34. Караев В. Ю., Панфилова М. А., Баландина Г. Н. Алгоритмы восстановления дисперсии наклонов и среднего волнового периода поданным надирного зондирования // X Открытая всероссийская конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса" – Москва: ИКИ РАН, 2012. – С. 265.

35. Караев В. Ю., Панфилова М. А., Баландина Г. Н., Чу К. Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // *Исследование Земли из космоса*. – 2012. № 4. – С. 62-77.

36. Океанологические наблюдения в прибрежной зоне. Учебное пособие. / Коровин В. П. – СПб: РГГМУ, 2007. Учебное пособие.

37. Розенберг А. Д. Исследование морской поверхности радио и акустическими методами: Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук; Институт океанологии им.П.П.Ширшова. – Москва, 1980.

38. Зуйкова Э. М., Лучинин А. Г., Титов В. И. Определение характеристик пространственно-временных спектров волнения по оптическому изображению морской поверхности. // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. – 1985. – Т. 21, № 10. – С. 1095.

39. Мольков А. А., Долин Л. С. Определение характеристик ветрового волнения по подводному изображению морской поверхности // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. – 2012. – Т. 48, № 5. – С. 617-630.

40. Салин Б. М., Салин М. Б. Комбинированный метод измерения трёхмерных спектров волнения. I. Алгоритмы преобразования поля оптической яркости в

распределение высот волнения // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 2015. – Т. 58, № 2. – С. 123-133.

41. Handbook of Automated Data Quality Control Checks and Procedures. NDBC Technical Document 09-02 /NDBC, 2009. NDBC Technical Document 09-02

42. Hauser D., Arduin F., Mouche A., Tison C., Aouf L. CFOSAT (China France Oceanographic Satellite): innovative observations to study air/sea interactions // ESA workshop on Earth observation for ocean-atmosphere interactions science – Frascati (Italy), 2014.

43. Brumley B. H., Terray E. A., Strong B. S. System and method for measuring wave directional spectrum and wave height [Патент]: US 2004/0184350 A1. - USA, 09.06.09, 2003.

44. Extracting Wind Sea and Swell from Directional Wave Spectra derived from a bottom-mounted ADCP Technical Report / Woods Hole Oceanographic Institution. –, 2003. – 41 с.

45. Strong B., Brumley B., Terray E., Stone G. The performance of ADCP-derived directional wave spectra and comparison with other independent measurements // OCEANS 2000 MTS/IEEE Conference and Exhibition 13.1109/OCEANS.2000.881763 –, 2000. – С. 1195-1203.

46. Terray E., Brumley B., Strong B. Measuring waves and currents with an upward-looking ADCP // Oceanology International'98. – Т. 2 –, 1998. – С. 261-269.

47. Караев В. Ю., Каневский М. Б., Мешков Е. М. Измерение параметров поверхностного волнения подводными акустическими системами: обсуждение концепции прибора // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 2010. – Т. 53, № 9-10. – С. 634-645.

48. Zieger A., Hancock D., Hayne G., Purdy C. NASA radar altimeter for the Topex/Poseidon project // Proc. IEEE. – 1991. – Т. 79. – С. 810-826.

49. Satellite altimetry and earth sciences. A handbook of techniques and applications. Под ред. Fu L.-L., Cazenave A.: Academic Press, 2001. A handbook of techniques and applications.

50. Chelton D., Walsh E., MacArthur J. Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry // J. Atmos. Oceanic Technology. – 1989. – Т. 9. – С. 407-438.

51. Статистические характеристики радиосигналов, отраженных от земной поверхности. / Зубкович С. Г. – Москва: Советское радио, 1968. – 224 с.

52. Brown G. The average impulse response of a rough surface and its applications // IEEE Trans. Antennas Propag. – 1977. – Т. 25. – С. 67-74.

53. Караев В. Ю., Мешков Е. М. Особенности измерения высоты значительного волнения радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны // Девятая

всероссийская открытая ежегодная конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса" – Москва: ИКИ РАН, 2011. – С. 262.

54. Караев В. Ю., Мешков Е. М. Радиолокационный метод измерения параметров крупномасштабного волнения с самолета // V Всероссийская научная конференция "Радиофизические методы в дистанционном зондировании сред" –, 2012. – С. 209-213.

55. Переслегин С. В., Халиков З. А. Двухпозиционная квазизеркальная радиолокация морской поверхности. // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 2011. – Т. 47, № 4. – С. 562-576.

56. Rodriguez-Cassola M., Prats P., Schulze D., Tous-Ramon N., Steinbrecher U., Marotti L., Nannini M., Younis M., Lopez-Dekker P., Zink M., Reigber A., Krieger G., Moreira A. First Bistatic Spaceborne SAR Experiments With TanDEM-X // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. – 2012. – Т. 9, № 1. – С. 33-37.

57. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Метод определения параметров морского волнения с помощью модифицированного акустического волнографа // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 2012. – Т. 55, № 8. – С. 544-554.

58. Караев В. Ю., Мешков Е. М., Титченко Ю. А. Подводный акустический высотомер // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 2014. – Т. 57. – С. 543-554.

59. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E., Zuikova E. Measuring the variance of the vertical orbital velocity component by an acoustic wave gauge with a single transceiver antenna // Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2015. – Т. 53, № 8. – С. 4340-4347.

60. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Особенности теоретической модели спектральных и энергетических характеристик рассеянных волн с учетом диаграмм направленности приемной и излучающей антенн при зондировании морской поверхности // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. – 2016. – Т. 13, № 2. – С. 67-84.

61. Караев В. Ю., Титченко Ю. А., Мешков Е. М. Способ измерения характеристик волнения водной поверхности [Патент]: 2562934, 17/08-2015, 2015.

62. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Зуйкова Э. М., Шишков А. В., Беляев Р. В., Грибов В. А. Измерение дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости подводной доплеровской акустической системой с одной приемо-передающей антенной: препринт: 811; ИПФ РАН. – Н. Новгород, 2013.

63. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Модель отражения сигнала от статистически-шероховатой поверхности с учетом диаграмм направленности антенн для решения обратной задачи: Препринт: 813; ИПФ РАН. – Н.Новгород, 2016.

64. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Восстановление статистических параметров волнения по спектральным и энергетическим характеристикам радиолокационного СВЧ сигнала, отраженного водной поверхностью // Труды XV научной конференции по радиофизике – Нижний Новгород, 2011.

65. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Баландина Г. Н., Титов В. И. Применение акустического волнографа для измерения статистических параметров волнения: теория и эксперимент // V Всероссийская научная конференция "Радиофизические методы в дистанционном зондировании сред" в рамках Вторых Армандовских чтений – Муром: Муромский институт, филиал Владимирского государственного университета имени Столетовых, 2012. – С. 218-222.

66. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Определение параметров морского волнения, с помощью модифицированного акустического волнографа // Всероссийский молодежный конкурс научно-исследовательских работ студентов и аспирантов в области физических наук – Москва: МГТУ им. Н.Э.Баумана, 2012. – С. 243-248.

67. Караев В. Ю., Титченко Ю. А., Мешков Е. М. Теоретическая модель подводного акустического высотомера // IV Всероссийские Армандовские чтения – Муром: Муромский институт, филиал Владимирского государственного университета имени Столетовых, 2014. – С. 157-162.

68. Karaev V., Meshkov E., Titchenko Y. Sub-satellite measurements: new possibility of the advanced underwater acoustic wave gauge // IGARSS – Québec City, Canada: IEEE, 2014. – С. 706-709.

69. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Измерение основных статистических параметров взволнованной водной поверхности доплеровским радиолокатором сантиметрового диапазона // Восьмая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» – Москва: ИКИ РАН, 2010.

70. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Возможность измерения параметров волнения акустическим волнографом // 17-я сессия молодых ученых – Арзамас, 2012.

71. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Акустический волнограф для измерения крупномасштабных параметров морской поверхности в подспутниковых экспериментах // 18-я сессия молодых ученых – Арзамас, 2013.

72. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Численное и экспериментальное исследование влияния искусственного дождя на статистические характеристики волнения // 19-я сессия молодых ученых – Арзамас, 2014.

73. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Баландина Г. Н., Титов В. И. Использование акустического волнографа для измерения характеристик морской поверхности, // Научная школа «НЕЛИНЕЙНЫЕ ВОЛНЫ – 2012» – Бор, 2012.

74. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Каневский М. Б., Мешков Е. М., Панфилова М. А. Концепция компактного радиолокатора для дистанционного мониторинга морской поверхности // 50-ая юбилейная Международная научная студенческая конференция «Студент и научно-технический прогресс» – Новосибирск: НГУ, 2012.

75. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М. Исследование влияния искусственного дождя на статистические характеристики поверхностного волнения, выполненное с помощью модифицированного акустического волнографа // Двенадцатая Всероссийская Открытая конференция «СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА» – Москва: ИКИ РАН, 2014.

76. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Баландина Г. Н. Применение акустического волнографа для измерения параметров крупномасштабного волнения // X открытая всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» – Москва: ИКИ РАН, 2012. – С. 299.

77. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Гольдблат В. Ю. Экспериментальное исследование влияния искусственного дождя на характеристики отраженного акустического сигнала // XI Открытая всероссийская конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса" – Москва: ИКИ РАН, 2013. – С. 273.

78. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Зуйкова Э. М. Экспериментальное исследование доплеровского спектра радиолокационного СВЧ сигнала отраженного от морской поверхности при малых углах падения // Тринадцатая Всероссийская Открытая конференция «СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА» – Москва: ИКИ РАН, 2015. – С. 320.

79. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Кириллов А. Г., Беляев Р. В., Шишков А. В. Sea Surface Parameters Retrieval by a Doppler Underwater Acoustic Wave Gauge in the Marine Experiment // The 5th Pacific Rim Underwater Acoustics Conference – Vladivostok: Far Eastern Federal University, 2015. – С. 55-56.

80. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Титов В. И. Измерение дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости поверхностного волнения акустическим

волнографом // Девятая открытая Всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» – Москва: ИКИ РАН, 2011. – С. 303.

81. Titchenko Y., Karaev V., Balandina G., Titov V. The use of an underwater acoustical wave gauge for measurement of sea surface parameters // Pan Ocean Remote Sensing conference – Kochi, Kerala, India, 2012. – С. 265.

82. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E. Underwater acoustic wave gauge for measuring the large-scale sea surface parameters in subsatellite experiments // 13th URSI Commission F Triennial Open Symposium on Radiowave Propagation and Remote Sensing – Ottawa, Canada, 2013.

83. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E. Numerical study of the rain effect on the water surface statistical characteristics and the first field experiments using the acoustic wave gauge // PORSEC 2014 the 12th Biennial Conference – Bali, Indonesia, 2014.

84. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E. The study of the influence of the surface waves formation conditions and rain on the acoustic waves backscattering by the water surface applied to remote sensing of the sea surface // Radio Science Conference (URSI AT-RASC) 10.1109/URSI-AT-RASC.2015.7303078 – Gran Canaria, 2015. – С. 1.

85. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E., Goldblat V. The effect of artificial rain on backscattered acoustic signal: first measurements // 40th COSPAR Scientific Assembly – Moscow, 2014.

86. Titchenko Y. A., Karaev V. Y., Panfilova M. A., Zuykova E. M., Meshkov E. M., Osipov M. V., Khlusov V. A. Experimental study of the microwave radar doppler spectrum backscattered from the sea surface at small incidence angles // Radio and Antenna Days of the Indian Ocean 10.1109/RADIO.2015.7323374 – Mauritius: IEEE, 2015. – С. 1-2.

87. Введение в статистическую радиофизику. Часть 2. Случайные поля. / Рытов С. М., Кравцов Ю. А., Татарский В. И. – Москва: Наука, 1978. Часть 2. Случайные поля.

88. Каневский М. Б., Караев В. Ю. Спектральные характеристики радиолокационного СВЧ сигнала, отраженного морской поверхностью при малых углах падения (обратное рассеяние) // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 1996. – Т. 39, № 5. – С. 517-526.

89. Мешков Е. М., Караев В. Ю. Определение параметров морского волнения по доплеровскому спектру радиолокационного СВЧ сигнала, отраженного водной поверхностью // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 2004. – Т. 47, № 3. – С. 231-244.

90. Valenzuela G. Theories for interaction of electromagnetic and oceanic waves: A review // Boundary Layer Meteorology. – 1978. – Т. 13. – С. 61-86.

91. Разложения случайных величин и векторов. / Линник Ю. В., Островский И. В. – Москва: Наука, 1972.
92. Winebrenner D. P., Hasselmann K. Specular Point Scattering Contribution to the Mean Synthetic Aperture Radar Image of the Ocean Surface // *Journal of Geophysical Research*. – 1988. – Т. 93, № С8. – С. 9281–9294.
93. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. 4-е изд. / Градштейн И. С., Рыжик И. М. – Москва: Наука, 1963. 4-е изд.
94. Караев В. Ю., Баландина Г. Н. Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование // *Исследование Земли из космоса*. – 2000. № 5. – С. 1-12.
95. Voronovich A. G., Zavorotny V. U. Ocean-scattered polarized bistatic radar signals modeled with small-slope approximation // *IGARSS'12 – Munich, 2012*. – С. 3415-3418.
96. Karaev V., Kanevsky M. B., Meshkov E. The effect of sea surface slicks on the Doppler spectrum width of a backscattered microwave signal // *Sensors*. – 2008. – Т. 8. – С. 3780-3801.
97. Thompson W. Hydrokinetic solutions and observations // *Phil.Mag.* – 1871. – Т. 42, № 281. – С. 362-374.
98. Практикум по динамике океана. – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992.
99. Hilburn K., Smith D. K., Wentz F. J. Rain Effects on Scatterometer Systems // *NASA Ocean Vector Wind Science Team Meeting – Boulder, CO, 2009*.
100. Bliven L. F., Sobieski P. W., Craeye C. Rain generated ring-waves: Measurements and modelling for remote sensing // *International Journal of Remote Sensing*. – 1997. – Т. 18, № 1. – С. 221-228.
101. Lemaire D., Bliven L. F., Craeye C., Sobieski P. W. Drop size effects on rain-generated ring-waves with a view to remote sensing applications // *International Journal of Remote Sensing*. – 2002. – Т. 23, № 12. – С. 2345-2357.
102. Cox C., Munk W. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter // *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* – 1956. – Т. 6. – С. 401–488.
103. Hwang P. A. A study of the wavenumber spectra of short water waves in the ocean, Part II: spectral model and mean square slope // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 1997. – Т. 14. – С. 1174–1186.
104. Hwang P. A. Observations of swell influence on ocean surface roughness // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Т. 113. – С. C12024.

105. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // *J. Geophys. Res.* – 1997. – Т. 102. – С. 15781-15796.
106. Kudryavtsev V. N., Makin V. K., Chapron B. Coupled sea surface-atmosphere model: 2. Spectrum of short wind waves // *J. Geophys. Res.* – 1999. – Т. 104. – С. 7625–7639.
107. Makin V. K., Kudryavtsev V. N. Coupled sea surface-atmosphere model: 1. Wind over waves coupling // *J. Geophys. Res.* – 1999. – Т. 104, № C4. – С. 7613–7623.
108. Karaev V. The new model of the directional frequency spectrum and remote sensing // XXVI General Assembly of the URSI – Toronto, 1999. – С. 65.
109. Караев В. Ю., Каневский М. Б., Мешков Е. М. Упрощенное описание морского волнения для задач радиолокационного дистанционного зондирования // *Исследование Земли из космоса.* – 2001. – С. 26-39.
110. Hasselmann K. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // *Erganzungsheft zur Deutschen Zeitschrift.* – 1973. – С. 95.
111. Hasselmann D. E., Dunckel M., Ewing J. A. Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973 // *J. Phys. Oceanogr.* – 1980. – Т. 10. – С. 1264-1280.
112. Donelan M., Pierson W. Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry // *J. Geophys. Res.* – 1987. – Т. 92, № C5. – С. 4971-5029.
113. Ветровое волнение в Мировом океане. / Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1974.
114. Mazuko H. Measurement of microwave backscattering signatures of the ocean surface using X band and Ka band airborne scatterometers // *J. Geophys. Res.* – 1986. – Т. 91, № C11. – С. 13065-13083.
115. Караев В. Ю., Каневский М. Б., Баландина Г. Н. Численное моделирование поверхностного волнения и дистанционное зондирование: Препринт 552; ИПФ РАН. – Н. Новгород, 2000.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Метод определения параметров морского волнения с помощью модифицированного акустического волнографа // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 2012. – Т. 55, № 8. – С. 544-554.
2. Караев В. Ю., Мешков Е. М., Титченко Ю. А. Подводный акустический высотомер // Известия ВУЗов, сер. Радиофизика. – 2014. – Т. 57. – С. 543-554.
3. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E., Zuikova E. Measuring the variance of the vertical orbital velocity component by an acoustic wave gauge with a single transceiver antenna // Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2015. – Т. 53, № 8. – С. 4340-4347.
4. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Особенности теоретической модели спектральных и энергетических характеристик рассеянных волн с учетом диаграмм направленности приемной и излучающей антенн при зондировании морской поверхности // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. – 2016. – Т. 13, № 2. – С. 67-84.
5. Караев В. Ю., Титченко Ю. А., Мешков Е. М. Способ измерения характеристик волнения водной поверхности [Патент]: 2562934, 17/08-2015, 2015.
6. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Зуйкова Э. М., Шишков А. В., Беляев Р. В., Грибов В. А. Измерение дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости подводной доплеровской акустической системой с одной приемо-передающей антенной: препринт: 811; ИПФ РАН. – Н. Новгород, 2013.
7. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Модель отражения сигнала от статистически-шероховатой поверхности с учетом диаграмм направленности антенн для решения обратной задачи: Препринт: 813; ИПФ РАН. – Н.Новгород, 2016.
8. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Восстановление статистических параметров волнения по спектральным и энергетическим характеристикам радиолокационного СВЧ сигнала, отраженного водной поверхностью // Труды XV научной конференции по радиофизике – Нижний Новгород, 2011.
9. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Баландина Г. Н., Титов В. И. Применение акустического волнографа для измерения статистических параметров волнения: теория и эксперимент // V Всероссийская научная конференция "Радиофизические методы в дистанционном зондировании сред" в рамках Вторых Армандовских чтений – Муром: Муромский институт, филиал Владимирского государственного университета имени Столетовых, 2012. – С. 218-222.

10. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Определение параметров морского волнения, с помощью модифицированного акустического волнографа // Всероссийский молодежный конкурс научно-исследовательских работ студентов и аспирантов в области физических наук – Москва: МГТУ им. Н.Э.Баумана, 2012. – С. 243-248.

11. Караев В. Ю., Титченко Ю. А., Мешков Е. М. Теоретическая модель подводного акустического высотомера // IV Всероссийские Армандовские чтения – Муром: Муромский институт, филиал Владимирского государственного университета имени Столетовых, 2014. – С. 157-162.

12. Karaev V., Meshkov E., Titchenko Y. Sub-satellite measurements: new possibility of the advanced underwater acoustic wave gauge // IGARSS – Québec City, Canada: IEEE, 2014. – С. 706-709.

13. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Измерение основных статистических параметров взволнованной водной поверхности доплеровским радиолокатором сантиметрового диапазона // Восьмая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» – Москва: ИКИ РАН, 2010.

14. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Возможность измерения параметров волнения акустическим волнографом // 17-я сессия молодых ученых – Арзамас, 2012.

15. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Акустический волнограф для измерения крупномасштабных параметров морской поверхности в подспутниковых экспериментах // 18-я сессия молодых ученых – Арзамас, 2013.

16. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. Численное и экспериментальное исследование влияния искусственного дождя на статистические характеристики волнения // 19-я сессия молодых ученых – Арзамас, 2014.

17. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Баландина Г. Н., Титов В. И. Использование акустического волнографа для измерения характеристик морской поверхности, // Научная школа «НЕЛИНЕЙНЫЕ ВОЛНЫ – 2012» – Бор, 2012.

18. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Каневский М. Б., Мешков Е. М., Панфилова М. А. Концепция компактного радиолокатора для дистанционного мониторинга морской поверхности // 50-ая юбилейная Международная научная студенческая конференция «Студент и научно-технический прогресс» – Новосибирск: НГУ, 2012.

19. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М. Исследование влияния искусственного дождя на статистические характеристики поверхностного волнения, выполненное с помощью модифицированного акустического волнографа // Двенадцатая Всероссийская Открытая конференция «СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА» – Москва: ИКИ РАН, 2014.

20. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Баландина Г. Н. Применение акустического волнографа для измерения параметров крупномасштабного волнения // X открытая всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса – Москва: ИКИ РАН, 2012. – С. 299.

21. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Гольдблат В. Ю. Экспериментальное исследование влияния искусственного дождя на характеристики отраженного акустического сигнала // XI Открытая всероссийская конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса" – Москва: ИКИ РАН, 2013. – С. 273.

22. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Зуйкова Э. М. Экспериментальное исследование доплеровского спектра радиолокационного СВЧ сигнала отраженного от морской поверхности при малых углах падения // Тринадцатая Всероссийская Открытая конференция «СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА» – Москва: ИКИ РАН, 2015. – С. 320.

23. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Мешков Е. М., Кириллов А. Г., Беляев Р. В., Шишков А. В. Sea Surface Parameters Retrieval by a Doppler Underwater Acoustic Wave Gauge in the Marine Experiment // The 5th Pacific Rim Underwater Acoustics Conference – Vladivostok: Far Eastern Federal University, 2015. – С. 55-56.

24. Титченко Ю. А., Караев В. Ю., Титов В. И. Измерение дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости поверхностного волнения акустическим волнографом // Девятая открытая Всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» – Москва: ИКИ РАН, 2011. – С. 303.

25. Titchenko Y., Karaev V., Balandina G., Titov V. The use of an underwater acoustical wave gauge for measurement of sea surface parameters // Pan Ocean Remote Sensing conference – Kochi, Kerala, India, 2012. – С. 265.

26. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E. Underwater acoustic wave gauge for measuring the large-scale sea surface parameters in subsatellite experiments // 13th URSI Commission F Triennial Open Symposium on Radiowave Propagation and Remote Sensing – Ottawa, Canada, 2013.

27. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E. Numerical study of the rain effect on the water surface statistical characteristics and the first field experiments using the acoustic wave gauge // PORSEC 2014 the 12th Biennial Conference – Bali, Indonesia, 2014.

28. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E. The study of the influence of the surface waves formation conditions and rain on the acoustic waves backscattering by the water surface applied to remote sensing of the sea surface // Radio Science Conference (URSI AT-RASC) 10.1109/URSI-AT-RASC.2015.7303078 – Gran Canaria, 2015. – C. 1.

29. Titchenko Y., Karaev V., Meshkov E., Goldblat V. The effect of artificial rain on backscattered acoustic signal: first measurements // 40th COSPAR Scientific Assembly – Moscow, 2014.

30. Titchenko Y. A., Karaev V. Y., Panfilova M. A., Zuykova E. M., Meshkov E. M., Osipov M. V., Khlusov V. A. Experimental study of the microwave radar doppler spectrum backscattered from the sea surface at small incidence angles // Radio and Antenna Days of the Indian Ocean 10.1109/RADIO.2015.7323374 – Mauritius: IEEE, 2015. – C. 1-2.