



Двухпозиционное КВ рассеяние взволнованной морской поверхностью. II. Эксперимент

А. С. Кашеев, С. Б. Кашеев, А. В. Колосков, И. И. Пикулик,
А. С. Брюховецкий¹, Ю. М. Ямпольский

*Радиоастрономический институт НАН Украины,
Украина, 61002, г. Харьков, ул. Краснознаменная, 4
E-mail: yampol@rinan.kharkov.ua*

*¹Институт радиофизики и электроники НАН Украины,
Украина, 61085, г. Харьков, ул. Ак. Проскуры, 12
E-mail: apertura@ire.kharkov.ua*

Статья поступила в редакцию 8 января 2003 г.

Во второй части статьи описывается методика измерений и приводятся результаты исследований радиосигналов коротковолновых вещательных станций, отраженных от ионосферы и рассеянных взволнованной поверхностью моря. Эксперименты выполнены в ходе морской части 7-й Украинской антарктической экспедиции на борту научно-исследовательского судна "Горизонт". Проведено сопоставление экспериментальных спектров рассеяния с модельными, которые рассчитаны в соответствии с теорией, разработанной в первой части настоящей работы. Показано качественное совпадение теории и эксперимента, рассмотрены возможные физические причины, объясняющие особенности спектральной структуры сигналов.

У другій частині статті описано методику вимірювань та наведено результати досліджень радіосигналів короткохвильових станцій мовлення, відбитих від іоносфери і розсіяних схвильованою поверхнею моря. Експерименти виконано під час морської частини 7-ї Української антарктичної експедиції на борту науково-дослідного судна "Горизонт". Проведено порівняння експериментальних спектрів розсіяння з модельними, що розраховані згідно з теорією, розробленою у першій частині цієї роботи. Показаний якісний збіг теорії та експерименту, розглянуті можливі фізичні причини, що пояснюють особливості спектральної структури сигналів.

Введение

Исследования рассеяния коротких радиоволн поверхностью моря при значительном разносе между передающим и приемным устройством были ранее проведены авторами во время морского рейса 5-й Украинской антарктической экспедиции (УАЭ) [1]. В качестве передающих систем были использованы широкополосные радиостанции декаметрового диапазона (3 ÷ 30 МГц), расположенные на

суше. Отражаясь от ионосферы, излучение радиостанций облучает морскую поверхность и находящийся на ней приемный комплекс. Спектр излучаемого сигнала состоит из несущей частоты и двух симметричных модуляционных полос звуковых частот. Модуляционные составляющие спектра отстоят от несущей частоты на несколько десятков герц, что позволяет выделить последнюю с помощью узкополосной фильтрации и фактически преобразовать псевдослучайное излучение стан-

ций в квазимонохроматическое. Частотная стабильность современных КВ передающих станций позволяет с высоким разрешением анализировать вариации спектральных компонент вблизи несущей частоты, порожденные движущимися ионосферными неоднородностями и резонансным рассеянием на гравитационной компоненте морского волнения. Это обстоятельство дает возможность использовать коротковолновое излучение неспециального вида от широкой сети радиовещательных станций для глобальной радиодиагностики ионосферы [2] и решения задач радиоокеанографии [1] практически во всех акваториях мирового океана. Хотя полученные экспериментальные результаты были интерпретированы в рамках упрощенной модели рассеяния, они показали перспективность такого метода дистанционной диагностики морской поверхности. Продуктивной оказалась также идея об определении угла падения сигнала ионосферной “подсветки” с использованием частотной селекции брэгговских максимумов в спектре рассеяния. Целью настоящей работы является интерпретация новых экспериментальных данных в рамках более строгой теоретической модели, разработанной в первой части исследования [3].

Постановка эксперимента

Экспериментальные исследования, обсуждаемые в работе, были проведены в ходе морской части 7-й УАЭ. Рейс проходил по маршруту г. Севастополь – станция “Академик Вернадский” в декабре 2001 – январе 2002 года. Для приема и обработки зондирующих сигналов в РИ НАН Украины был разработан и создан специальный трехканальный когерентный комплекс, в котором происходит преобразование несущей частоты входного сигнала в низкочастотную спектральную область. Роль общего для трех каналов гетеродина выполнял высокостабильный кварцевый генератор-синтезатор частоты. Относительная частотная нестабильность приемного тракта была не хуже 10^{-9} . В качестве антенных систем использовались три идентичных вертикальных

несимметричных диполя, разнесенные по палубе судна на расстояния от десяти до тридцати метров. Поле в каждой из антенн формировалось суперпозицией ионосферной (пространственной) волны – сигналом “подсветки” – и компоненты, рассеянной взволнованной морской поверхностью вблизи судна (земная волна). Суммарный сигнал преобразовывался приемником к низкой частоте ($15 \div 30$ Гц), усиливался и поступал на многоканальный аналого-цифровой преобразователь. Роль выходного устройства выполнял регистрирующий и анализирующий компьютер. Разработанный пакет прикладных программ позволял в реальном времени проводить спектральный анализ с различным разрешением, визуализировать и накапливать данные. Общая длительность проведенных измерений составила более 300 часов.

Для уменьшения влияния возможной многолучевости ионосферного сигнала “подсветки” из всех возможных радиолиний выбирались такие, для которых рабочая частота f_p была близка к оптимальной рабочей частоте слоя F_2 . Тем не менее из-за ионосферных возмущений мгновенный спектр сигнала “подсветки” не всегда был пригоден для исследования эффектов морского рассеяния. Характерные примеры различных видов спектрограмм зондирующих сигналов приведены на рис. 1. На рис. 1, а представлена относительно стабильная одномодовая спектрограмма ионосферного сигнала. По горизонтальной оси отложено всемирное время (UT), а по вертикальной – частота в герцах. Длина единичной анализируемой реализации составляла примерно 22 с (соответствующее спектральное разрешение – 0.0448 Гц). На рис. 1, б приведена спектрограмма одномодового зондирующего сигнала в случае отражения от крупномасштабного перемещающегося ионосферного возмущения (ПИВ), влияние которого проявляется в медленной квазипериодической вариации частоты. В случаях 1 а, б, как правило, удавалось выделить сигнал, рассеянный морем. На рис. 1, в приведен пример спектрограммы многомодового сигнала, причем поведение во времени различных пространственных компонент весьма отличается.

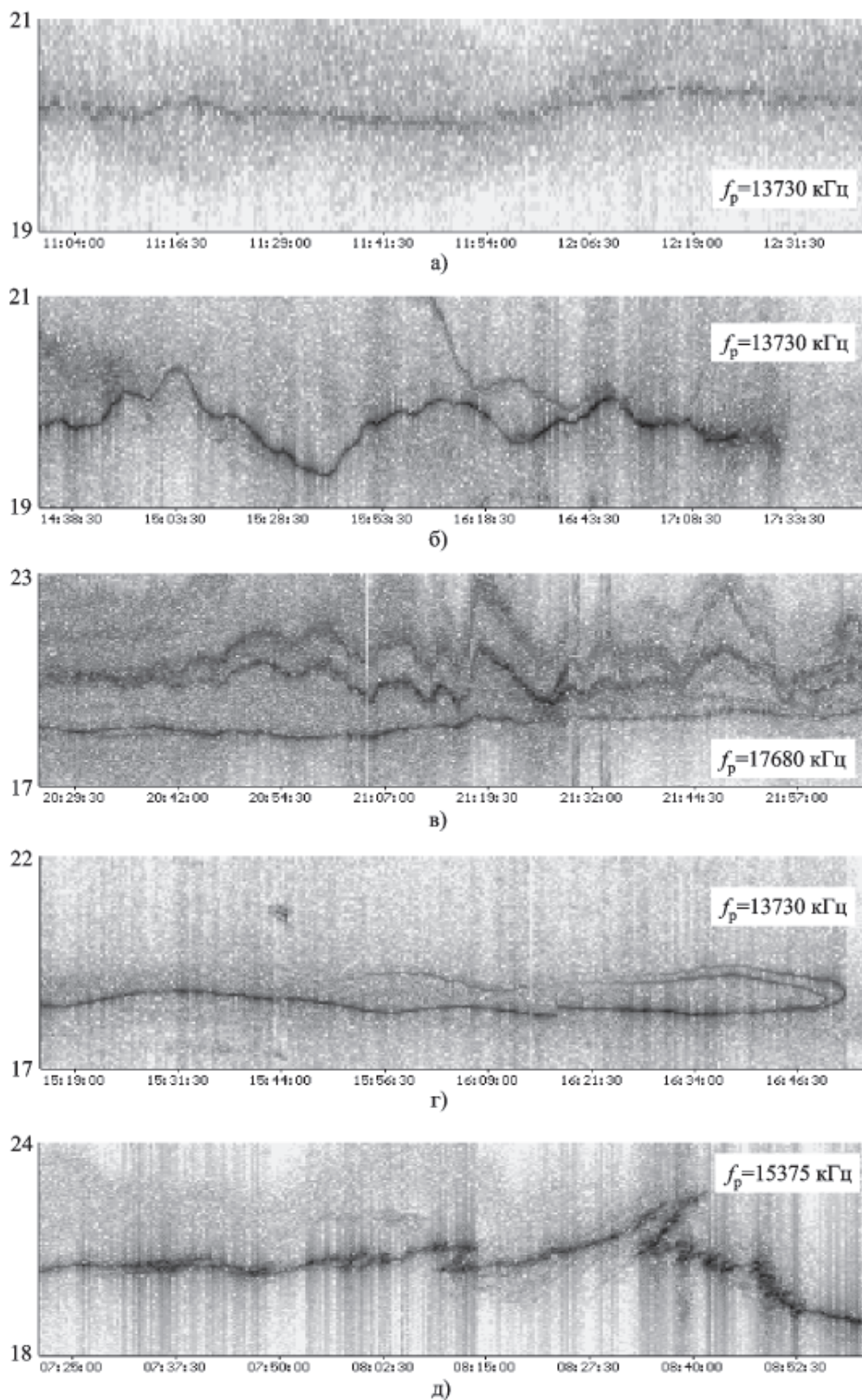


Рис. 1. Динамические спектры ионосферных сигналов:
 а) – одномодовый стабильный сигнал; б) – одномодовый квазипериодический сигнал; в) – многомодовый сигнал; г) – “радиозаход” сигнала; д) – фокусировка сигнала на френелевых неоднородностях

Следует обратить внимание на то, что скорость изменения частоты у некоторых мод времени превосходит 1 Гц/мин. Пример прохождения пространственной каустики через приемный пункт (переход рабочей частоты через уровень максимально применимой частоты) показан на рис. 1, г. Отчетливо наблюдаются разнесенные во времени “радиозаходы” обыкновенной и необыкновенной компонент ионосферного сигнала. Наконец, на рис. 1, д приведена спектрограмма в случае многолучевости за счет ионосферных “фокусировок” на френелевых неоднородностях ионосферной плазмы. Свидетельством их проявления являются S-образные вариации несущей частоты, в такие моменты в точку приема одновременно приходят три ионосферных сигнала с отличающимися траекториями и частотами. Ионосферные условия, ответственные за возникновение спектров, представленных на рис. 1, в-д, не часты. Однако очевидно, что выделить рассеянный морем сигнал, относительный сдвиг частоты которого составляет несколько десятых долей герца, в эти моменты весьма затруднительно. Следовательно, первый этап обработки и анализа экспериментальных данных состоял в селекции таких регистраций, для которых спектр сигнала “подсветки” имел стабильный одномодовый характер и был пригоден для выделения эффектов рассеяния взволнованной морской поверхностью.

Теоретические результаты, полученные в первой части настоящей работы [3], показывают, что учет влияния всех параметров задачи, таких как поверхностное течение, высота приемной антенны, движение судна (наблюдате-

ля), пространственная неоднородность волнения, значительно усложняет численный анализ физической модели рассеяния. Поэтому при сопоставлении результатов экспериментов с численными расчетами ряд параметров фиксировался и рассматривался случай неподвижного наблюдателя в приближении статистически однородного в пространстве волнения.

Обработка данных рассеяния

Остановимся на некоторых особенностях рассеянных сигналов и их обработке. Известно, что спектр рассеянных морской поверхностью сигналов является узкополосным, его ширина не превосходит единиц герц [4]. В связи с этим для выявления и анализа спектральных максимумов требуется высокое частотное разрешение (длительное время анализа). На рис. 2 в качестве примера приведен фрагмент спектрограммы принятого радиосигнала во время стоянки судна 12.01.2002 г. в открытом океане. В качестве передатчика в этом опыте использована британская станция ASC (о. Вознесения), рабочая частота $f_p = 17830$ кГц, протяженность радиотрассы составляла примерно 1800 км. На рисунке хорошо просматривается медленная вариация основного максимума спектра (зондирующего сигнала), обусловленная динамическими процессами в ионосфере. Параллельно практически постоянно присутствует второй максимум со сдвигом по частоте порядка + 0.4 Гц. Оценка по формуле (2) работы [1] показывает, что такой частоте максимума рассеянного сигнала соответствует угол падения сигнала “под-

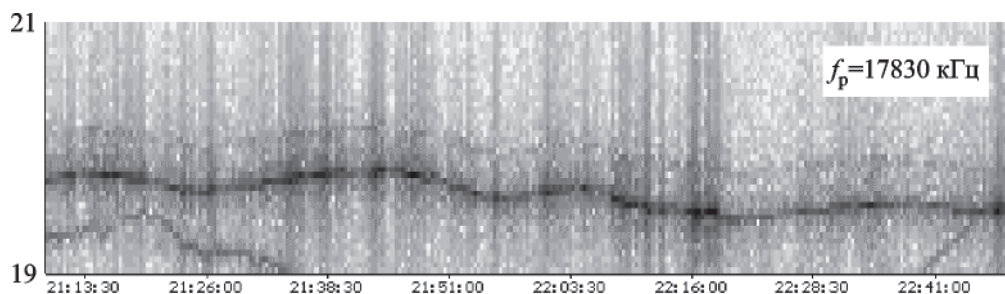


Рис. 2. Динамический спектр принятого сигнала

светки” 47° . Значения угла падения и длины радиолинии свидетельствуют о том, что в это время превалировал двухскачковый механизм распространения $-2F_2$. В эксперименте не наблюдался отрицательный максимум в спектре рассеяния и не проводились независимые измерения скорости поверхностного течения, которое могло внести вклад в сдвиг частоты. Поэтому полученный вывод следует считать предположительным.

Каждый отдельный мгновенный спектр, приведенный на рис. 2, является результатом отражения от случайной шероховатой поверхности. Для получения статистически достоверной оценки спектра рассеянного сигнала необходимо проводить последующее некогерентное усреднение. С другой стороны, известно, что ионосферный сигнал “подсветки” постоянно флуктуирует по амплитуде и частоте (см., например, рис. 1). При флуктуациях зондирующего сигнала по частоте многократное некогерентное усреднение может приводить к такому расширению его спектра, что рассеянный сигнал на этом фоне не обнаруживается. К тому же при длительном усреднении (более $20 \div 30$ мин) на форме спектра может сказываться нестационарность морского волнения [5]. Учитывая эти обстоятельства, при обработке большое внимание было уделено выбору времени когерентного интегрирования, а также времени последующего некогерентного усреднения.

Для компенсации сравнительно медленного частотного дрейфа ионосферного сигнала (как правило, изменение частоты за время когерентного интегрирования много меньше, чем брэгговская частота) был применен специальный алгоритм обработки, с помощью которого осуществлялось усреднение спектральной плотности принятого сигнала по нескольким реализациям при фиксированных частотных расстройках относительно текущего максимума спектра ионосферного сигнала. Вообще говоря, этот прием не является строго обоснованным, так как ионосферный сигнал в точке расположения приемника может несколько отличаться от ионосферного сигнала на всей площадке морской поверхности, с которой формируется брэгговское рассеяние.

Однако если учесть, что радиус пространственной корреляции “зеркального” ионосферного сигнала “подсветки” при наличии крупномасштабных ионосферных возмущений может достигать десятков километров [6], а оценка величины эффективно рассеивающей морской поверхности составляет порядка 20 километров [1], то применение такого способа усреднения можно считать оправданным.

Результаты обработки, проведенной описанным методом, иллюстрируются рис. 3. Измерения были проведены во время якорной стоянки в Атлантическом океане в дневное и вечернее время 24 января 2002 г. Скорость ветра в начале измерений была около 10 м/с. Направление ветра составляло угол 60° с линией визирования (линией, соединяющей передатчик и приемник), волнение моря оценивалось в 4 балла. Частота вещательной станции (SGO, г. Сантьяго, Чили) составляла 21.5 МГц, а соответствующая ей расчетная брэгговская частота F_B сигнала, рассеянного морской поверхностью, равнялась 0.4728 Гц. На рисунке приведены полученные в результате усреднения во времени три спектра радиолокационного сигнала (кривые 1-3). По горизонтальной оси отложен сдвиг частоты F

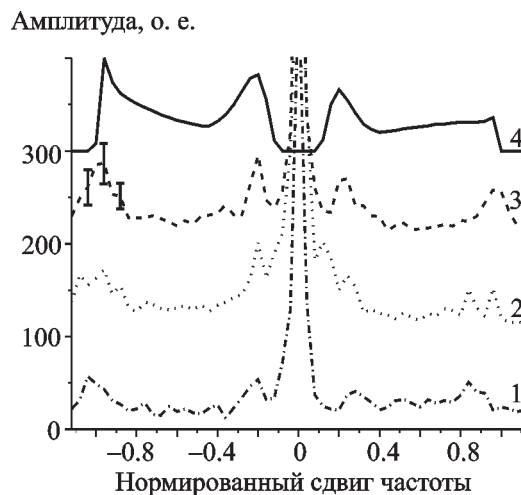


Рис. 3. Усредненные спектры принятого сигнала: кривая 1 – 19:00÷19:05 24.01.2001 г.; кривая 2 – 20:00÷20:05 24.01.2001 г.; кривая 3 – 21:00÷21:05 24.01.2001 г.; кривая 4 – модельный спектр рассеянного сигнала

относительно максимума ионосферного сигнала, нормированный на брэгговскую частоту при однопозиционной локации поверхностной волной. По вертикальной оси отложена амплитуда спектральных составляющих в относительных единицах. Чтобы избежать слияния линий, “пьедесталы” отдельных кривых разнесены на 100 единиц. Максимальные значения спектра при $F = 0$, обусловленные вкладом неотсекуемого сигнала “подсветки”, из-за большого динамического диапазона не приведены. Разрешение по частоте составляло около 0.02 Гц (время когерентного интегрирования 51.2 с). Каждая приведенная кривая является результатом усреднения по времени 6 мгновенных спектров (общее время некогерентного усреднения 307.2 с). Временной интервал между вычислением отдельных усредненных спектров составлял примерно один час. Для оценки точности полученных результатов в районе одного из спектральных максимумов на кривой 3 отложено несколько значений среднеквадратичного отклонения (частотный разнос между ними составляет 0.04 Гц, что примерно соответствует расстоянию между максимумами на кривой 2).

Обсуждение и интерпретация результатов численного моделирования

В соответствии с теорией, разработанной в первой части настоящей работы [3], было проведено численное моделирование. При расчетах в качестве исходных параметров задачи задавались следующие: рабочая частота РЛС f_p , волновой вектор \vec{k} , диэлектрическая проницаемость ϵ и проводимость σ морской воды, скорость ветра v , угол между направлением ветра и линией визирования ϕ_0 , длина радиотрассы R , спектральное разрешение.

Результатами расчета являлись графическое изображение и цифровое представление спектра рассеянного морем сигнала. Программа расчета позволяла использовать разные модели спектра морского волнения: изотропную, полуизотропную и анизотропную.

Примеры численного моделирования амплитудного спектра сигнала, рассеянного морс-

кой поверхностью, приведены на рис. 4, параметром для разных кривых является скорость ветра. Графики рассчитаны для рабочей частоты $f_p = 20$ МГц и угла падения зондирующего сигнала 75° . По горизонтальной оси отложен сдвиг частоты, нормированный на частоту Брэгга при скользящем рассеянии. Кривые вычислены с относительным спектральным разрешением 0.01. Расчет проведен для изотропного спектра морского волнения Пирсона-Московитца, заданного формулой [7]:

$$W(\bar{q}) = \frac{\beta}{2\pi q^4} e^{-0.74 g^2 / v^4 q^2}, \quad (1)$$

где $\beta = 10^{-2}$, g – ускорение свободного падения, v – скорость ветра, q – волновое число морских волн. Соответствующий пространственно-угловой спектр, согласно [7], не зависит от направления ветра и имеет вид:

$$\Psi(q) = W(\bar{q})q = \frac{\beta}{2\pi q^3} e^{-0.74 g^2 / v^4 q^2}. \quad (2)$$

Из анализа графиков хорошо видны отличия спектра “морского” сигнала первого по-

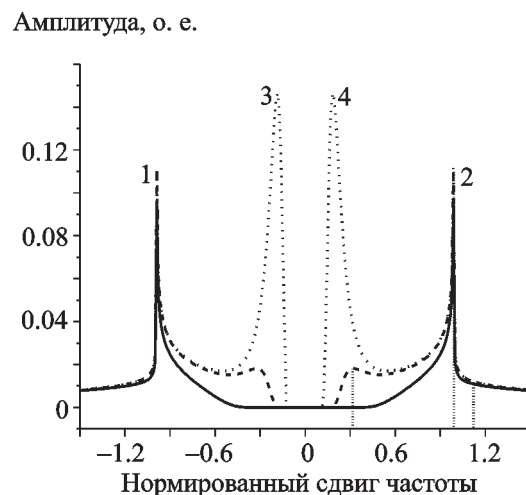


Рис. 4. Модельные спектры рассеянного сигнала (изотропный спектр морского волнения): — $v = 5$ м/с; --- $v = 10$ м/с; ···· $v = 15$ м/с

рядка при рассматриваемой двухпозиционной конфигурации эксперимента от известных спектров при однопозиционной локации [4].

Спектр рассеяния носит не дискретный, а сплошной характер, причем его форма (кроме максимумов вблизи $F = \pm 1$) зависит от скорости ветра (высоты волн) и, соответственно, от рабочей частоты РЛС. Спектр может содержать несколько максимумов, в нем присутствуют составляющие с частотами выше брэгговских.

Для выяснения вклада различных участков рассеивающей поверхности (разных азимутальных углов) в спектр рассеянного сигнала на разных частотах был проведен анализ выражения (23) из [3]. Пример нормированной на максимум азимутальной зависимости подынтегральной части этого выражения для изотропного спектра морского волнения, скорости ветра 10 м/с и угла падения 75° представлен на рис. 5. По горизонтальной оси на графике отложен азимутальный угол, отсчитываемый от линии визирования. Вертикальная ось проградуирована в относительных единицах. Три кривые рассчитаны для частот максимумов спектров 2 и 4, и для частоты $1.1F_B$ (выделены на рис. 4 вертикальными линиями). Из рисунка видно следующее.

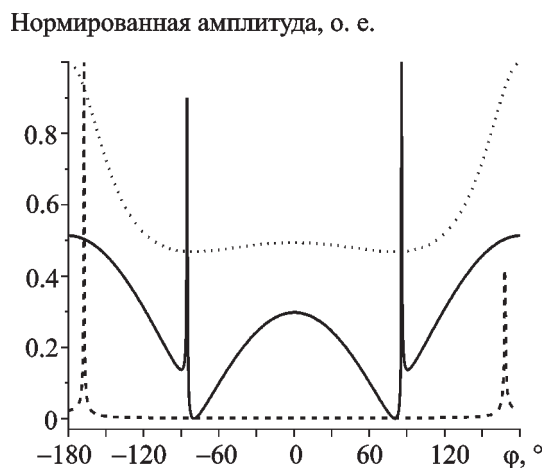


Рис. 5. Азимутальная зависимость амплитуды рассеянного сигнала при различных частотных сдвигах (изотропный спектр морского волнения): — — $F = 0.31$; - - - - $F = 0.99$; ····· — $F = 1.1$

Спектр сигнала в районе основных максимумов спектров 1 и 2 (рис. 4) формируется преимущественно за счет рассеяния от двух узких угловых секторов, близких и симметрично расположенных относительно 180° (продолжение линии визирования). Их точное месторасположение зависит от угла падения зондирующего сигнала. Основной вклад в азимутальную зависимость рассеянного сигнала в этом случае вносит резонансный знаменатель формулы (23).

Спектр сигнала вне области рассмотренных максимумов не имеет такой острой азимутальной зависимости. При этом если для однородных волн ($-1 < F < 1$) некая зависимость существует, то неоднородные волны, обеспечивающие рассеяние на частотах $F < -1$, $F > 1$, поступают на приемник практически со всех направлений.

Вычислим спектр рассеянного сигнала при анизотропном спектре морского волнения $\Psi(q, \varphi)$, где φ — азимутальный угол, отсчитываемый от направления ветра. Зададим его, воспользовавшись представлением из [7], в следующем виде:

$$\Psi(q, \varphi) = \frac{\beta}{2\pi q^3} e^{-0.74g^2/v^4 q^2} K(\varphi, q), \quad (3)$$

$$\text{где } K(\varphi, q) = \left[\frac{\pi \Gamma(n+1)}{2^n \Gamma^2\left(\frac{n+1}{2}\right)} \right]^{-1} \left| \cos(\varphi - \varphi_0) / 2 \right|^n,$$

Γ — гамма-функция; $n = 0.4(\mu - 1)^{-1}$, если $\mu > 0.1$; $n = 4$, если $\mu < 0.1$, где $\mu = \sqrt{C_D} \frac{v}{KU_\phi}$, $U_\phi = \sqrt{\frac{g}{q}}$, $K = 0.4$ — постоянная Кармана, $C_D = 5 \cdot 10^{-4} v^{0.5}$ для $v < 15$ м/с и $C_D = 2.6 \cdot 10^{-3}$ для $v > 15$ м/с, φ_0 — направление ветра относительно линии визирования.

На рис. 6 приведен спектр рассеянного сигнала для анизотропного морского волнения, рассчитанный для трех скоростей ветра при следующих фиксированных условиях: рабочая частота — 20 МГц, направление вет-

ра – $\varphi_0 = 45^\circ$, передатчик и приемник неподвижны. Кривые вычислены с относительным спектральным разрешением 0.01. Сравнение спектров с приведенными на рис. 4 показывает, что при учете углового распределения волнения, как и следовало ожидать, изменились соотношения между спектральными максимумами рассеянного сигнала. Практически вся энергия из двух равных пиков 1 и 2 (рис. 4) “перекачалась” в максимум 1 (рис. 6). Менее чувствительными оказались максимумы 3 и 4, однако соотношение между ними также изменилось.

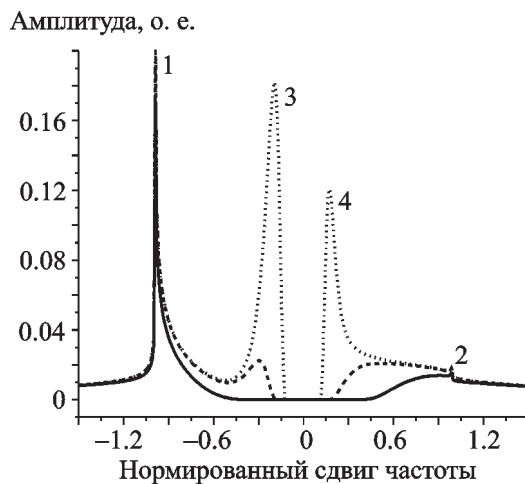


Рис. 6. Модельные спектры рассеянного сигнала (анизотропный спектр морского волнения, $\varphi_0 = 45^\circ$): — $v = 5$ м/с; --- $v = 10$ м/с; $v = 15$ м/с

Сопоставление теоретических расчетов с результатами измерений

При сопоставлении результатов теоретических расчетов с экспериментальными данными необходимо учесть конечность вертикального размера приемной антенны Δz , приподнятость ее основания над средней поверхностью $z=0$ на высоту z_0 и нарушение монохроматичности рассеяния.

Учет первых двух факторов производится оценкой уровня сигнала в антенне как интеграла от напряженности электрического поля $e_p(\vec{r}, z, t)$ по z в пределах от $z = z_0$ до $z = z_0 + \Delta z$. Дальнейшее вычисление спектра

такого сигнала полностью повторяет вывод формул (20), (22), (23) работы [3] и лишь приводит к появлению в них дополнительного множителя в подынтегральных выражениях:

$$|f(\chi_z)|^2 = \left| \int_{z_0}^{z_0+\Delta z} e^{i\chi_z z} dz \right|^2 = |\Delta z e^{i\chi_z(z_0+\Delta z/2)} \sin(\chi_z \Delta z/2) / (\chi_z \Delta z/2)|^2. \quad (4)$$

В качестве примера влияния конечных геометрических размеров антенны на спектр рассеянного сигнала на рис. 7 приведены скорректированные с учетом множителя (4) результаты расчета. Они получены при тех же метеорологических параметрах, что и приведенные на рис. 4. В соответствии с реальными условиями эксперимента при расчете было положено $z_0 = 6$ м, $\Delta z = 4$ м.

Из сравнения графиков на рис. 4 и 7 хорошо видны отличия, обусловленные тем, что реальная приподнятая антенна практически не принимает неоднородные волны: во-первых, исчезли составляющие спектра с $F < -1$ и $F > 1$; во-вторых, почти все спектральные

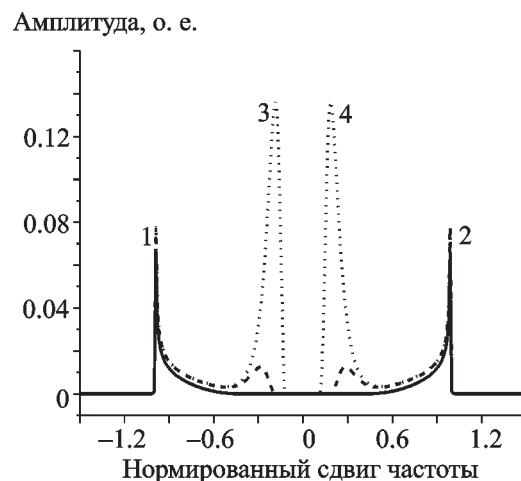


Рис. 7. Модельные спектры рассеянного сигнала с учетом высотной неоднородности поля (изотропный спектр морского волнения): — $v = 5$ м/с; --- $v = 10$ м/с; $v = 15$ м/с

составляющие, за исключением внутренних спектральных максимумов 3 и 4 уменьшились в полтора – два раза.

Нарушение монохроматичности рассеяния обусловлено следующими причинами.

1. После отражения от ионосферы падающее поле, с учетом геометрических размеров рассеивающей площадки, становится в определенном смысле немонахроматичным.

2. Напряжение, наведенное в антенне, модулируется качкой корабля.

3. Дисперсионное соотношение для морских волн, с длинами волн, меньшими, чем у основных энергонесущих, “размывается” из-за турбулентной вязкости, нелинейного взаимодействия, колебательного и поступательного движений, создаваемых энергонесущими волнами ([8], с. 107; [9], с. 102-107).

4. Имеет место аппаратное расширение спектральных линий, связанное с конечным временем когерентного накопления сигнала.

Последний пункт определяется используемой аппаратурой. Из трех остальных наиболее существенным является, по-видимому, пункт 3. По данным [8] размытие дисперсионного соотношения $\Delta F \sim (0.1 \div 0.3)F_0$ в области частот $\Delta F \sim (1.5 \div 2.5)F_0$, где F_0 – частота основного пика в спектре морского волнения. Можно учесть все эти уширения спектральных линий, проинтегрировав расчетное значение спектра по спектральному окну с заданной частотной характеристикой. Иные возможные причины уширений не рассматривались ввиду сложности их учета и отсутствия общепринятых взглядов на их природу.

Для сравнения спектров сигналов, полученных расчетным и экспериментальным путем, на рис. 3 (кривая 4) приведен спектр, который рассчитан для условий эксперимента, описанного в предыдущем разделе. Расчет сделан для пространственно-углового спектра морского волнения $\Psi(q, \varphi)$, заданного выражением (3). При этом, кроме приведенных выше метеоусловий, дополнительно предполагалось, что угол падения зондирующего сигнала равнял-

ся 75° . Спектр рассчитан с разрешением по частоте $0.01F_B$ (~ 0.005 Гц), затем для согласования с условиями эксперимента (разрешение по частоте ~ 0.02 Гц) применено сглаживание по четырем точкам.

Из сравнения кривых 3 и 4 на рис. 3 видно хорошее качественное совпадение расчетного и экспериментального спектров. В обоих случаях присутствуют четыре максимума, совпадает их местоположение на оси частот (соответствует скорости ветра, высоте волн и углу падения зондирующего сигнала). По амплитуде преобладают максимумы на отрицательных частотах (соответствует направлению ветра относительно линии визирования). В то же время при $|F| > 1$ спектральная плотность теоретического спектра, в отличие от экспериментального, круто спадает к нулю. Это также может быть объяснено уже упоминавшейся немонахроматичностью сигнала на всей освещаемой морской поверхности.

Интересно провести сравнение трех экспериментальных спектров, полученных с разном во времени около часа при фиксированных протяженности радиотрассы и рабочей частоте (рис. 3, кривые 1 – 3). Первым по времени получен спектр 1. Перед этим скорость и направление ветра в районе измерений были примерно постоянны не менее четырех часов. В спектре хорошо просматривается сдвиг брэгговских максимумов в сторону отрицательных частот на величину порядка 0.05 Гц, что соответствует радиальной составляющей скорости поверхностного течения, обусловленного ветровым сносом, порядка 0.34 м/с. Затем скорость ветра стала уменьшаться. Соответствующий по времени экспериментальный график представлен кривой 2. Видно, что максимумы стали многомодовыми, имеются пики как на рассчитанных без учета поверхностного течения, симметричных относительно нуля частотах, так и сдвинутые в отрицательную сторону, как в случае спектра 1. Наконец, при измерении спектра 3 скорость ветра уменьшилась до $2 \div 4$ м/с. Максимумы в спектре сигнала снова стали одномодовыми, как и в случае

спектра 1, но уже без отрицательного сдвига относительно нуля, кроме того, они несколько выросли по амплитуде по отношению к зондирующему сигналу. Необъясненным на сегодняшний день является поведение максимума на частоте вблизи $-0.1F$, положение которого не зависит от скорости поверхностного течения при эксперименте.

Выводы

1. Впервые получена строгая математическая модель двухпозиционного рассеяния коротковолновых радиосигналов взволнованной морской поверхностью. Численно проанализированы спектральные особенности рассеяния в зависимости от метеоусловий для различных моделей пространственно-углового спектра морского волнения. Получена азимутальная зависимость вклада морской поверхности в мощность суммарного рассеянного сигнала на фиксированной частоте. Осуществлены предельные переходы к известным выражениям для однопозиционного варианта рассеяния.

2. В ходе 5-й и 7-й морских Украинских антарктических экспедиций проведены многочисленные измерения спектров рассеянных коротковолновых радиосигналов в акваториях Тихого и Атлантического океанов. В качестве сигналов “подсветки” использованы излучения на несущих частотах мировой сети ширококвещательных радиостанций. Проанализировано поведение спектров сигналов “подсветки” в зависимости от разнообразных ионосферных условий.

3. Сопоставление измеренных спектров рассеяния с результатами численного моделирования показало качественное соответствие разработанной теории и натурных экспериментов. При одномодовом ионосферном сигнале “подсветки” и достаточном превышении его над внешними шумами анализ спектральных особенностей рассеянных сигналов позволяет в двухпозиционном варианте решать задачи радиоокеанографии мирового океана – оценивать интенсивность волнения, направление ветра и скорость поверхностного течения. Отличительной особенностью предложенного метода яв-

ляется использование в качестве зондирующих сигналов неспециального излучения многочисленных ширококвещательных радиостанций коротковолнового диапазона.

В заключение авторы благодарят Украинский антарктический центр и персонально В. А. Литвинова и Г. П. Милюевского за предоставленную возможность участвовать в морском рейсе 7-й Украинской антарктической экспедиции и всестороннюю поддержку исследований.

Работа выполнена при частичной поддержке НТЦУ в рамках партнерского проекта Р-072.

Литература

1. V. S. Beley, V. G. Galushko, Y. M. Yampolski. *Radio Sci.* 1995, **30**, No. 6, pp. 1739-1752.
2. С. Б. Кашеев, Ю. М. Ямпольский, А. В. Зализовский. *Радиофизика и радиоастрономия.* 2000, **6**, №1, с. 79-88.
3. А. С. Брюховецкий, А. С. Кашеев, С. Б. Кашеев, Ю. М. Ямпольский. *Радиофизика и радиоастрономия.* 2003, т. 8, №3, с. 235-241.
4. *Радиоокеанографические исследования морского волнения.* Под ред. С. Я. Брауде. Киев, Изд. АН УССР, 1962, 116 с.
5. J. Wu. *J. Geophysics Res.* 1969, **74**, No. 2, pp. 444-455.
6. В. Г. Галушко. *Изв. вузов. Радиофизика.* 1984, **27**, №12, с. 1491-1496.
7. W. I. Pierson, L. Moskowitz. *J. Geophysics Res.* 1964, **69**, No. 24, pp. 5181-5190.
8. О. М. Филлипс. *Динамика верхнего слоя океана.* Москва. Гидрометеиздат, 1980, 319 с.
9. В. В. Ефимов. *Динамика волновых процессов в пограничных слоях атмосферы и океана.* Киев, Наук. Думка, 1981, 256 с.

Bistatic HF Scattering from the Sea Surface. II. Experiment

A. S. Kashcheyev, S. B. Kashcheyev,
A. V. Koloskov, I. I. Pikulik,
A. S. Bryukhovetski, and Yu. M. Yampolski

Part 2 of the paper presents measurement technique and results of studying the HF radio signals from broadcasting stations reflected from

ionosphere and scattered by a rough sea surface. The experiments were carried out during the 7th Ukrainian Antarctic expedition on a board of research vessel "Horizont". The experimental spectra are compared with the simulated results

calculated after the theory of Part 1 of this article. A qualitative agreement between theory and experiment has been found and possible physical reasons for specific features of the signal spectrum are discussed.