

Радиолокационные наблюдения нелинейных волновых процессов в прибрежной зоне

М.Г. Булатов, М.Д. Раев, Е.И. Скворцов

Институт космических исследований РАН

117997 Москва, Профсоюзная, 84/32

E-mail: mbulatov@mx.iki.rssi.ru

Анализируются результаты радиолокационного эксперимента, направленного на изучение нелинейной динамики волновых систем, возникающих на морской поверхности в различных условиях волнообразования. Выявлены и объяснены различия пространственно-временных радиоизображений морской поверхности на горизонтальной и вертикальной поляризациях зондирующего сигнала. На разных стадиях развития волнения по пространственно-частотным спектрам радиоизображений определен диапазон групповых и фазовых скоростей, а также степень нелинейности поверхностных волн. Получены оценки амплитуды нелинейной поверхностной волны, хорошо согласующиеся с результатами контактных измерений.

Введение

Настоящая работа посвящена анализу результатов радиолокационного эксперимента, направленного на изучение микроволновыми методами нелинейной динамики волновых систем в прибрежной зоне. Особенность нашего эксперимента состояла в том, что радиолокатор высокого разрешения работал с неподвижной антенной, ориентированной в направлении, противоположном генеральному направлению распространения волн. В этом случае радиоизображения, полученные в координатах время – дальность, и их двумерные фурье-спектры позволяют исследовать дисперсионные свойства волн, модулирующих сигнал обратного рассеяния.

Возможности такого подхода, по-видимому впервые, были продемонстрированы в [1], где были представлены данные зондирования морской поверхности в X-диапазоне. Спектральная обработка радиолокационных данных, полученных в таком формате, была использована для исследования дисперсионных характеристик волн зыби [2], для изучения в лабораторных и природных условиях групповой структуры волнения, течений, статистики обрушений [3–7]. В [8] этим методом были зарегистрированы и исследованы четырехволновые слабонелинейные взаимодействия гравитационных волн.

В настоящей работе исследовались дисперсионные характеристики нелинейных поверхностных волн в зависимости от скорости ветра и времени разгона, а также возможность определения амплитуды поверхностной нелинейной волны по пространственно-частотным спектрам радиоизображения.

Параметры радиолокатора, формирование и анализ *RTI*-диаграмм

Радиолокационные измерения осуществлялись с помощью импульсного двухполяризационного радиолокатора 3-см диапазона, длительность импульса которого была равна 50 нс, излучаемая импульсная мощность составляла 7,5 кВт. Сигнал с выхода приемника преобразовывался с частотой 25 МГц в цифровой 8-ми разрядный код и поступал в компьютер для визуализации и дальнейшей обработки.

В азимутальной плоскости ширина диаграммы направленности антенны составляла 1° , в вертикальной плоскости — 22° . Радиолокатор, позволяющий реализовать разрешение по дальности $\Delta r = 5$ м, был установлен на высоте 8 м над уровнем моря. Границы зоны обзора по дальности $R_{\text{мин}}$ и $R_{\text{макс}}$ составили приблизительно 200 и 1300 м, соответственно. Размеры элемента разрешения в азимутальной плоскости L , соответствующие минимальной и максимальной дальности, составили примерно $L_{\text{мин}} = 3,5$ м и $L_{\text{макс}} = 17$ м. В пределах зоны обзора угол зондирования относительно надира менялся от 88 до $89,6^\circ$.

Регистрация радиолокационных сигналов на горизонтальной (ГГ) и вертикальной (ВВ) поляризациях проводилась попеременно в течение 10–15 мин на каждой из поляризаций.

Радиоизображение подстилающей поверхности на координатной плоскости время – расстояние формируется совокупностью точек, яркость каждой из которых пропорциональна средней интенсивности сигнала, рассеянного элементом поверхности, расположенным в момент времени t на удалении R , площадь которого $s = \Delta r \times L$. Радиоизображение, полученное в таком формате, обычно для краткости называемое *RTI*-диаграммой (range-time intensity diagram), по существу представляет собой матрицу, каждая строка которой состоит из последовательности значений интенсивности сигналов, рассеянных элементами поверхности, расположенными на одинаковом удалении от антенны в различные моменты времени. Максимальное число строк такой матрицы равно числу элементов разрешения в пределах зоны обзора $R_{\text{макс}}/\Delta r$, а число столбцов — числу временных отсчетов сигнала за время наблюдения. В нашей работе число отсчетов дальности составляло 256, временной интервал между отсчетами выбирался порядка 0,5-1 с.

На рис. 1 показаны *RTI*-диаграммы, полученные при вертикальной и горизонтальной поляризациях зондирующего сигнала. Рассеиватели радиоволн, движущиеся вдоль луча антенны, отображены на рис. 1 в виде темных полос — треков, наклон которых определяется скоростью движения рассеивателей, их проекции на ось дальности — расстояниями, пройденными рассеивателями по направлению к радиолокатору, а проекции на ось времени — продолжительностью отдельных актов рассеяния («временем жизни» рассеивателей).

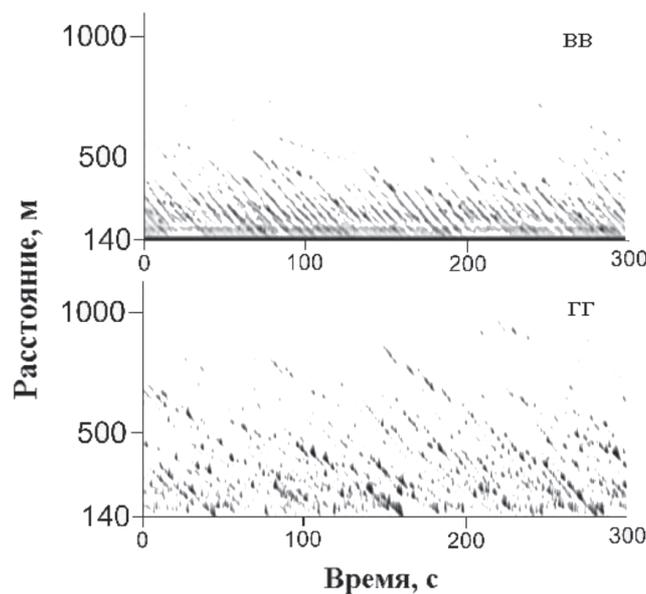


Рис. 1. Типичные *RTI*-диаграммы, полученные на вертикальной (BB) и горизонтальной (GG) поляризациях зондирующего сигнала

Сравнение диаграмм на рис. 1, показывает, что характер треков на вертикальной и горизонтальной поляризациях существенно отличается. Если на диаграмме, полученной на вертикальной поляризации, в основном наблюдаются сплошные полосы, протяженность которых составляет несколько элементов разрешения по дальности, то на горизонтальной поляризации трек разбивается на отдельные короткие выбросы. Это различие связано с особенностями обратного рассеяния электромагнитных волн при настильных углах зондирования [9]. Детальный анализ этих особенностей выходит за рамки настоящей статьи, отметим только, что на основе трехмасштабной композиционной модели [10] наблюдаемые на горизонтальной поляризации всплески объясняются образованием вынужденной ряби на гребнях волн промежуточных масштабов (длиной порядка 1 м), когда крутизна последних достигает предельных значений в результате взаимодействия с энергонесущими волнами длиной порядка десятков метров и более. В этом случае частота повторения выбросов и их продолжительность должны определяться характерным временем взаимодействия, а их интенсивность — крутизной волн промежуточных масштабов. На вертикальной поляризации сигнал обратного рассеяния определяется резонансной рябью, создаваемой локальным ветром и модулируемой длинными

волнами, Механизм этой модуляции вполне соответствует обычной двухмасштабной модели рассеяния электромагнитных волн морской поверхностью [10].

Пространственно-частотные спектры в различных условиях волнообразования

Поскольку треки на RTI -диаграмме вызваны модуляцией мелкомасштабных рассеивателей крупными волнами, то двумерный Винеровский спектр RTI -диаграммы, называемый также ω - k -диаграммой, характеризует спектр модулирующих поверхностных волн, масштабы которых согласованы с пространственным разрешением радиолокатора. Известно, что спектральный состав поверхностного волнения в области энергонесущих волн определяется средней скоростью ветра, временем и длиной разгона. Исследования спектров модулирующих поверхностных волн в условиях изменяющейся ветровой «накачки» являлось одной из задач наших экспериментов, которые были проведены в октябре 2003 г. на Черном море, в Голубой бухте (район г. Геленджика) [11].

Измерения проводились с выходящего в море на 200 м пирса, на конце которого были установлены радиолокатор, струнный волнограф и на высоте 10 м — измеритель скорости ветра. Синоптическая обстановка в ходе трехдневных непрерывных радиолокационных измерений определялась прохождением циклона.

В течение первого дня наблюдений скорость ветра оставалась стабильной и составляла порядка 6 м/с (порывами до 8–9 м/с). К вечеру скорость ветра упала до 3–4 м/с, а к утру третьего дня резко возросла до 8–10 м/с (порывами до 12 м/с). Как показали оценки спектров возвышений, данные радиолокационных измерений были последовательно получены в условиях развитого, затухающего и развивающегося волнения.

Пространственно-частотные спектры показаны на рис. 2, яркость каждого пикселя на этом рисунке обратно пропорциональна интенсивности соответствующей спектральной компоненты.

Большинство спектральных компонент на ω - k -диаграмме развитого волнения (рис. 2а) группируются вдоль кривых $\omega = \sqrt{gk}$ (кривая 1) и $\omega = \sqrt{2gk}$ (кривая 2), отображающих ω - k -компоненты первой и второй связанных гармоник нелинейных гравитационных волн, для которых при неизменном профиле распространяющейся нелинейной волны основная и высшие гармоники имеют одну и ту же фазовую скорость V_Φ , а волновые числа и частоты высших гармоник должны удовлетворять равенствам $k^n = nk$ и $\omega^n = \sqrt{ngk}$, где $n = 1, 2, 3, \dots$. На рис. 2а этим условиям удовлетворяют компоненты, волновые числа которых соответствуют точкам пресечения с дисперсионными кривыми 1 и 2 прямой $\omega = V_\Phi k$, проходящей через начало координат. На рис. 2а пунктиром показаны три прямые $\omega = V_\Phi^{\text{макс}} k$, $\omega = V_\Phi^{\text{мин}} k$, и $\omega = \tilde{V}_\Phi k$, наклоны которых соответствуют максимальной — $V_\Phi^{\text{макс}} = 8,8$ м/с, минимальной — $V_\Phi^{\text{мин}} = 4$ м/с и фазовой скорости волновой компоненты максимальной интенсивности $\tilde{V}_\Phi = 6,1$ м/с, которая практически равна средней скорости ветра (5,8 м/с).

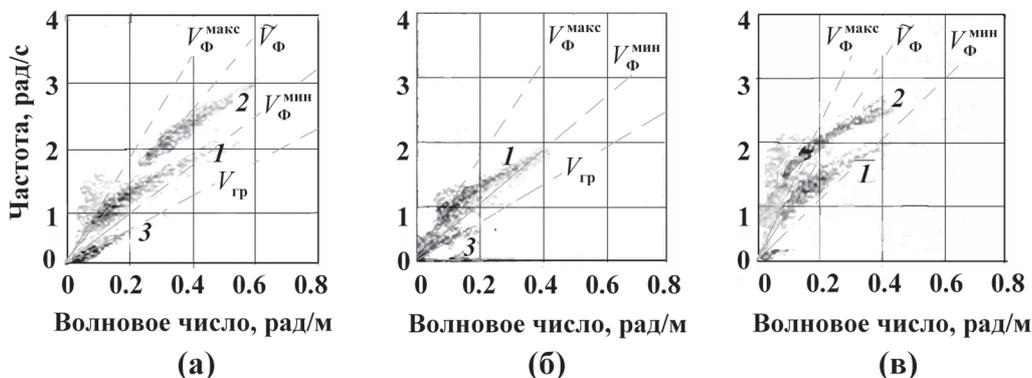


Рис. 2. Пространственно-частотные спектры, полученные в условиях постоянной (а), уменьшающейся (б) и увеличивающейся скорости ветра (в)

Ниже кривой 1 на ω - k -диаграмме расположены точки, для которых дисперсионная зависимость хорошо аппроксимируется прямой $\omega(k) = \frac{1}{2} \tilde{V}_\Phi k$, наклон которой равен групповой скорости $V_{гр.} = \frac{1}{2} \tilde{V}_\Phi$ цуга волн, фазовая скорость центральной компонентой которого равна \tilde{V}_Φ . Это означает, что в этой области спектра флюктуации мощности сигнала обратного рассеяния связаны с образованием групп волн. Как известно, при формировании волнового пакета в результате интерференции образуются волны, высоты которых существенно превосходят высоты интерферирующих волн. При формировании таких волн происходит усиление сигнала обратного рассеяния, связанного с образованием вынужденной ряби [10], а также малоразмерных структур различных типов [12], что приводит к появлению на *RIT*- диаграмме всплесков, частота появления которых определяется периодом огибающей волнового пакета. Это создает в спектре модуляции мощности компоненты, дисперсионные характеристики которых отражают динамику группы волн.

Рассмотрим теперь ω - k -диаграммы, полученные в условиях затухающего и развивающегося волнения, представленные на рис. 2б и 2в. Очевидное различие ω - k -диаграмм, показанных на рис. 2а и 2б, состоит в отсутствии высших гармоник в спектре затухающего волнения, что является результатом уменьшения крутизны и амплитуды ветровых волн при уменьшении ветровой накачки. Диапазон фазовых скоростей, отмеченный на рис. 2б двумя пунктирными линиями, проходящими через крайние точки дисперсионной кривой, составляет 4,5–8 м/с, что несколько превышает диапазон флюктуаций скорости ветра (3,5–7 м/с). Последнее означает, что регистрируемые радаром и отображаемые рис. 2б спектральные компоненты есть свободные волны, не связанные с действием затухающего локального ветра. При превращении ветровых волн в свободные волны зыби происходит их гармонизация, что и приводит к уменьшению уровня высших гармоник в ω - k -спектре.

Характерная особенность спектра рис. 2в (случай развивающегося волнения) — отсутствие линии групповых скоростей. Это объясняется, по-видимому, малым временем разгона, в течение которого групповая структура волн не успела сформироваться. Диапазон фазовых скоростей, выделенный пунктирными линиями, соответствует крайним значениям волновых компонент, имеющих заметный уровень вторых гармоник. Значения $V_\Phi^{\text{макс.}} \approx 12$ м/с, и $V_\Phi^{\text{мин.}} \approx 6$ м/с хорошо согласуются с диапазоном флюктуаций скорости ветра..

Оценка интенсивности модулирующих нелинейных поверхностных волн

В общем случае на ω - k -диаграмме могут отображаться n дисперсионных кривых и для волны, фазовая скорость которой равна V_Φ , интенсивность i -й гармоники $E_i(k)$ определяется в точке пресечения соответствующей дисперсионной кривой и прямой $\omega = V_\Phi k$. Суммарная интенсивность флюктуаций мощности сигнала $E(k)$, вызванных модуляцией нелинейной волной, содержащей n гармоник, определяется суммой интен-

сивностей $E(k) = \sum_i^n E_i(ik)$. Попытка определения амплитуд гармоник нелинейных поверхностных волн

на основе этих соотношений делалась в [4], однако сопоставление результатов с данными прямых контактных измерений возвышений поверхности проведено не было.

На рис. 3а и 3б показаны нормированные по максимуму распределения по частоте ω - k -компонент, принадлежащих дисперсионным кривым 1 и 2 рис. 2б и 2в. Сплошными линиями на этих графиках обозначены распределения первых гармоник, а пунктирной линией на рис. 3б показано распределение интенсивностей вторых гармоник. Ниже на рис. 3в и 3г представлены нормированные частотные спектры возвышений, рассчитанные по показаниям струнного волнографа, полученным на том же временном интервале, что и радиоизображения. Сравнение распределений интенсивностей ω - k -компонент по частоте с соответствующими спектрами возвышений показывает, что форма распределений и форма спектров хорошо согласуются.

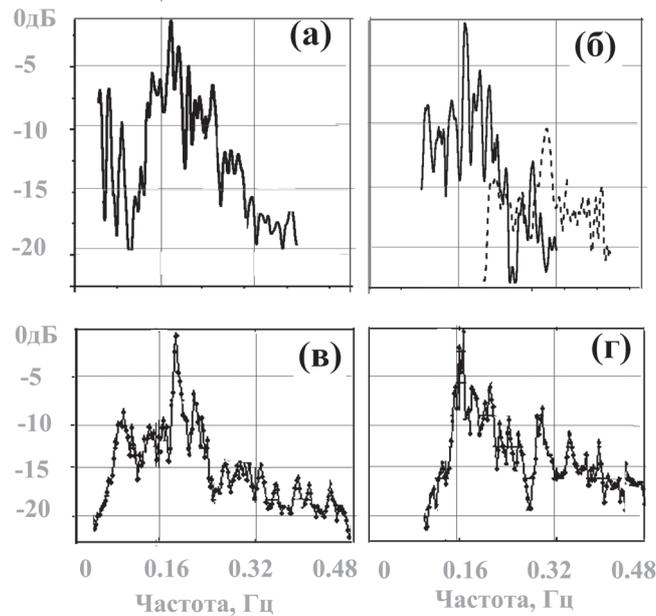


Рис. 3. Распределения по частоте (а, б) первых (сплошная линия) и вторых (пунктир) гармоник пространственно-частотных спектров и соответствующие им спектры возвышений морской поверхности (в, г)

Так как интенсивность компонент модуляционного спектра пропорциональна квадрату амплитуд модулирующих волн, то отношение интенсивностей спектральных пиков, соответствующих основной и удвоенной частоте модулирующей волны, должно быть равно отношению интенсивностей на тех же частотах компонент спектра возвышений.

Отношение интенсивности спектрального максимума в спектре рис. 3г, соответствующего основной волне модуляции (частота 0,16 Гц), к интенсивности спектрального пика на удвоенной частоте составляет 8,5 дБ, а отношение интенсивностей первой и второй гармоник в ω - k -спектре на тех же частотах равно 10 дБ. Причина различия вполне очевидна: в спектре, полученном по показаниям волнографа, в области высоких частот регистрируются как гармоники нелинейной волны, так и свободные волны удвоенной частоты. Хотя эти волны и удовлетворяют дисперсионному соотношению $\omega = \sqrt{gk}$, соответствующие им компоненты модуляционного спектра не отображаются на дисперсионной кривой l из-за недостаточного разрешения радиолокатора по дальности (для $\Delta r = 5$ м волновое число Найквиста составляет 0,63 рад/м). Считая, что отношение квадратов амплитуд первой и второй гармоник поверхностной модулирующей волны с волновым числом k соответствует отношению интенсивностей первой и второй гармоник в ω - k -спектре, можно, задавшись пространственно-временной моделью нелинейной волны, оценить ее амплитуду.

При явно ветровом узконаправленном потоке волн в качестве такой модели естественно выбрать модель Стокса [13], для которой амплитуды второй и первой гармоник (ξ_2 и ξ_1) связаны соотношением: $\xi_2 = \left(\frac{1}{2}ak\right)\xi_1$ [14]. Тогда отношение интенсивностей второй гармоники ω - k -спектра к первой равно

$\left(\frac{1}{2}ak\right)^2$. Для определенного по ω - k -диаграмме значения $\left(\frac{\xi_2}{\xi_1}\right)^2 \approx 0,1$ отношение амплитуды нелинейной

модулирующей волны a к ее длине $\Lambda = \frac{2\pi}{k}$ составляет величину порядка 0.01. По результатам измерений,

выполненных с помощью стандартного волнографического буя, во время радиолокационных наблюдений длины волн в области спектрального максимума составили 45–50 м, а высота волн 30 % обеспеченности находилась в пределах 0,5–0,65 м, что соответствует отношению $a/\Lambda \approx 0,08$ –0,09.

Выводы

В заключение сформулируем основные результаты работы:

- 1) экспериментально получены пространственно-временные радиоизображения морской поверхности и выявлены различия в форме треков, наблюдаемых на горизонтальной и вертикальной поляризациях зондирующего сигнала;
- 2) в различных условиях волнообразования (установившееся, развивающееся и затухающее волнение) получены пространственно-частотные спектры модуляции рассеянных сигналов, анализ которых позволил определить степень нелинейности поверхностных волн и диапазон групповых и фазовых скоростей поверхностных волн в зависимости от стадии развития волнения, а также выделить спектральные компоненты модуляционного спектра, возникающие при образовании волновых пакетов;
- 3) показано, что по пространственно-частотным спектрам модуляции могут быть получены оценки амплитуды нелинейной поверхностной волны, хорошо согласующиеся с результатами контактных измерений.

Отметим также, что использование ω - k -диаграмм, отображающих дисперсионные характеристики связанных гармоник нелинейной волны, позволяет определить мощность компонент модуляционного спектра, создаваемых этими гармониками, исключив модуляцию, создаваемую свободными волнами на тех же частотах. Традиционные методы измерений с помощью волнографов возможность такого разделения не допускают.

Работа была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 05-02-16384 и № 04-02-16629), а также благодаря поддержке Отделением ФН РАН в рамках Программы фундаментальных исследований «Проблемы радиофизики» (раздел «Радиофизические методы диагностики окружающей среды»).

Литература

1. Розенберг А.Д. Измерение морского волнения радиолокационным амплитудным методом // АН СССР, Океанология. 1981. Т. 21. Вып. 2. С. 197–292.
2. Ivanov A.V., Gershenson V.E. Experimental Investigations of Sea Surface Waves with a Stationary Doppler Imaging Radar // A Symposium on the Air-Sea Interface, Radio and Acoustic Sensing, Turbulence and Wave Dynamic Spectra. Marseilles, France, June 24–30, 1993. Book of Abstracts. P. 89.
3. Fraiser S., McIntosh R. Nonlinearities and Reverse Traveling Energy Observed in Wavenumber-Frequency Spectra of X-Band Ocean Backscatter // Proc. IGARSS'96. USA, Lincoln, Ne, May 1996. V. 4. P. 1730–1732.
4. Lamont-Smith T., Fuchs J., Tulin M.P. Laboratory Investigations of LGA scattering from wind-generated waves and wave groups // Proc. IGARSS'98. USA, Seattle, Wa, July 1998. V. 3. P. 1219–1222.
5. Lamont-Smith T. The Estimation of Ocean Current from ω - k Analysis of Radar Data, // Proc. IGARSS'96. USA, Lincoln, Ne, May 1996. V. 4. P. 1742–1744.
6. Hesany V., Plant W.J., Keller W., Hayes K. Observed Space-Time Structure of Radar Backscatter from the Ocean Surface // Proc. IGARSS'96. USA, Lincoln, Ne, May 1996. V. 3. P. 1733–1735.
7. Phillips O.M., Posner F.L., Hansen J.P. High Range Resolution Radar Measurements of Speed Distribution of Breaking Events in Wind-Generation Ocean Waves: Surface Impulse and Wave Energy Dissipation Rates // J. of Physical Oceanography. 2001. V. 31. P. 450–460.
8. Bulatov M.G., Raev M.D., Skvorsov E.I. Dynamics of Sea Waves in Coastal Region According to Data of High-Resolution Radar Observation // Physics of Wave Phenomena, Allerton Press, Inc. 2004. V. 12(1). P. 18–24.
9. Булатов М.Г., Кравцов Ю.К., Лаврова О.Ю. и др. Физические механизмы формирования аэрокосмических радиолокационных изображений Океана // УФН. 2003. Т. 173. № 1, Январь. С. 67–89.
10. Plant W.J. A Model for Microwave Doppler Sea Return at High Incident Angles: Bragg Scattering from Bound, Tilted Waves // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. N° C9. P. 131–146.
11. Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Кузьмин А.В. и др. Микроволновые исследования морской поверхности в прибрежной зоне (Геленджик, 1999–2002 гг.). М.: Книжный дом «Университет», 2003. 136 с.
12. Sletten Mark A., West Jim C., Liu Xinan, Duncan Jim H. Radar Investigation of Breaking Water Waves at low Grazing Angles with Simultaneous High-Speed Optical Imagery // Radio Science, 2003. V. 38. N° 6. P. 1801–1819.
13. Лакомб А. Физическая океанография // М.: Мир, 1974. 495 с.
14. Юэн Г., Лэйк Б. Нелинейная динамика гравитационных волн на глубокой воде // М.: Мир, 1987. 179 с.