

Встречные волны на поверхности моря (результаты натурального микроволнового эксперимента)

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

*Институт космических исследований РАН
117977, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32
E-mail: jskvor@mx.iki.rssi.ru*

Работа посвящена анализу результатов натурального эксперимента, направленного на исследование микроволновыми методами нелинейной динамики поверхностных волн. В ходе эксперимента методами микроволновой радиолокации высокого разрешения зарегистрированы поверхностные волны, движущиеся в направлении, противоположном направлению ветра и доминирующей системы волн. Анализ результатов микроволнового зондирования позволил получить пространственно-частотный спектр встречных волн, оценить их интенсивность и связать факт генерации встречных волн с условиями проведения эксперимента. Показано, что появление встречных волн в условиях настоящего эксперимента может быть интерпретировано на основе механизма кубического взаимодействия гравитационных поверхностных волн.

Введение

Впервые возможность существования встречных волн на поверхности моря, т. е. волн, распространяющихся в направлении, противоположном основному волновому движению, а также возможность их обнаружения, была показана при проведении радарных экспериментов еще в середине 80-х годов прошлого столетия. Были получены двумерные радиоизображения «замороженной» морской поверхности, пространственные спектры которых свидетельствовали наличие таких групп волн [1–3].

Позднее широкое распространение получили также методы исследования динамики морских волн на основе радиоизображений, когда динамика морской поверхности отображается в формате «время – дальность» [4–10]. Пространственно-временные спектры таких радиоизображений позволили получить одновременно дисперсионные зависимости различных групп поверхностных волн, распространяющихся вдоль луча антенны в противоположных направлениях.

Авторы большинства работ, посвященных дистанционному микроволновому исследованию встречных волн, объясняли их появление двумя возможными причинами: а) межволновыми нелинейными взаимодействиями [11], б) локализованными обрушениями поверхностных волн. Этот эффект был зарегистрирован в [12] при проведении исследований в волновом бассейне.

В заключение краткого обзора результатов различных экспериментов можно отметить следующее: хотя сам факт существования встречных волн и возможность их обнаружения микроволновыми радиолокационными методами не вызывает сомнения, получение новых данных, позволяющих судить о механизмах генерации встречных волн и определять их параметры, требует дальнейших экспериментальных исследований. Следует подчеркнуть, что генерация встречных волн достаточно редко наблюдаемое явление. В ходе наших многолетних экспериментов на Черном море по программе «Микроволновые исследования нелинейной динамики поверхностных волн» генерация встречных волн была зарегистрирована лишь в единичных случаях. Результаты этих наблюдений, проведенных в октябре 2006 г., и их анализ составляют содержание настоящей статьи.

1. Методика радиолокационных измерений

Для проведения измерений использовался импульсный двухполяризационный радиолокатор 3-см диапазона, длительность импульса которого была равна 40 нс, излучаемая импульсная мощ-

ность составляла 7,5 кВт. Сигнал с выхода приемника преобразовывался с частотой 100 МГц в цифровой 10-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 $\Delta R = 1,5$ 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. Схема размещения аппаратуры при проведении радарных наблюдений подробно описана в [13].

При работе с неподвижной антенной, ориентированной навстречу генеральному направлению распространения волн, радиоизображение подстилающей поверхности в формате «время – расстояние» представляет совокупность точек, яркость каждой из которых пропорциональна средней интенсивности сигнала, рассеянного в момент времени t элементом поверхности площадью $s = \Delta R \times L$, расположенным на удалении R . Радиоизображения, представленные в таком формате, обычно для краткости называют *RTI*-диаграммами (range – time – intensity diagram). По существу *RTI*-диаграмма 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 отсчетов сигнала за время наблюдения. Интервал между отсчетами был выбран равным 0,25 с.

2. Результаты радиолокационных наблюдений

Общая продолжительность радиолокационной съемки в ходе экспериментов составила 7 ч непрерывной работы, отдельные *RTI*-диаграммы и их пространственно-частотные спектры (ω - k -диаграммы) вычислялись для каждого 20-минутного отрезка времени.

На рис. 1 показан фрагмент *RTI*-диаграммы, полученной при вертикальной поляризации зондирующего сигнала. Рассеивающие радиоволны элементы поверхности, движущиеся вдоль луча антенны, отображаются на диаграмме в виде темных полос — «треков», угол наклона которых к оси времени определяется скоростью их движения. Треки с углами наклона, меньшими 90° , соответствуют движению по направлению к радару.

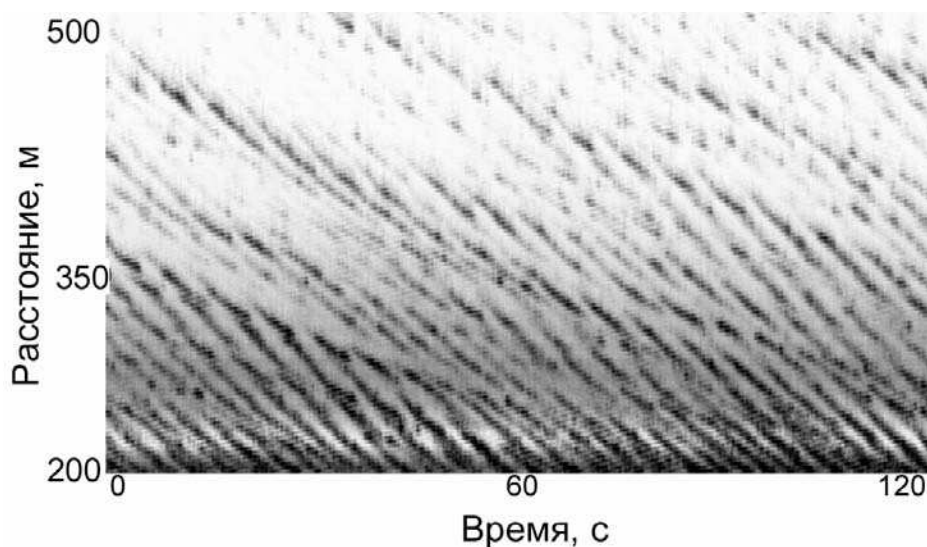


Рис. 1. Фрагмент радиоизображения морской поверхности (*RTI*-диаграммы), полученной при вертикальной поляризации зондирующего сигнала

На рис. 2 показаны пространственно-частотные спектры, полученные в результате двумерного Фурье-преобразования трех *RTI*-диаграмм. Буквы *а*, *б* и *в* определяют последовательность по времени соответствующих измерений.

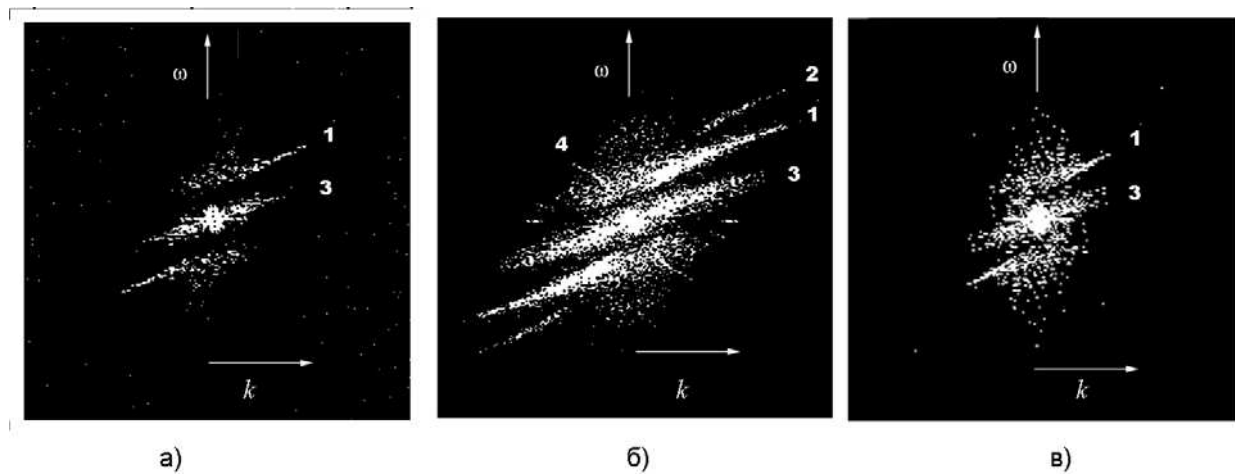


Рис. 2. Пространственно-частотные спектры, полученные в результате трех последовательных экспериментов (1 — линия первых гармоник; 2 — линия вторых гармоник; 3 — линия групповых скоростей, 4 — линия встречных волн)

Яркость каждого пикселя изображения рис. 2 пропорциональна логарифму интенсивности соответствующей спектральной компоненты, число градаций яркости на каждой из $(\omega-k)$ -диаграмм равно 256.

Анализ представленных на рис. 2 спектров позволяет выделить следующие основные особенности каждой из $(\omega-k)$ -диаграмм:

1) большинство спектральных компонент на $\omega-k$ -диаграммах группируются вдоль кривых $\omega = \sqrt{gk}$ (кривая 1), отображающих (ω, k) -компоненты первых гармоник волн, распространяющихся в направлении к радиолокатору;

2) на всех трех $\omega-k$ -диаграммах ниже кривой 1 расположены точки, лежащие вдоль прямой $\omega(k) = \frac{1}{2} \tilde{V}_\Phi k$, где \tilde{V}_Φ — среднее значение фазовой скорости компонент, принадлежащих дисперсионной кривой 1. Поскольку $\frac{1}{2} \tilde{V}_\Phi$ есть групповая скорость, последнее означает, что

эти компоненты спектра связаны с образованием волновых пакетов, когда в результате интерференции образуются волны, высоты которых существенно превосходят высоты интерферирующих волн. На гребнях и передних склонах таких волн происходит усиление сигнала обратного рассеяния, что приводит к появлению на *RTI*-диаграмме всплесков, частота появления которых определяется периодом огибающей волнового пакета, а в спектре модуляции мощности появляются компоненты, дисперсионные характеристики которых отражают динамику группы волн.

3) на $(\omega-k)$ -диаграмме рис. 2б в отличие от спектров, представленных на рис. 2а и рис. 2в, имеет место также дисперсионная зависимость вида $\omega = \sqrt{2gk}$ (кривая 2), отображающая (ω, k) -компоненты вторых гармоник нелинейных гравитационных волн, распространяющихся с той же фазовой скоростью V_Φ , что и основная волна [10].

Диапазоны значений волновых чисел, частот, фазовых и групповых скоростей поверхностных волн, отображаемых на $(\omega-k)$ -спектрах рис. 2, представлены в таблице.

Параметры поверхностных волн, определенные по $(\omega-k)$ -спектру

| Параметр | Диапазон значений |
|-----------------------------------|-------------------|
| Волновое число k , рад/м | 0,195–0,440 |
| Частота f , Гц | 0,217–0,330 |
| Длина волны Λ , м | 32,40–14,15 |
| Фазовая скорость V_ϕ , м/с | 7,1–4,7 |
| Групповая скорость $V_{гр}$, м/с | 2,43 |

4) наиболее интригующий результат — появление на $(\omega-k)$ -диаграмме рис. 2 дисперсионной кривой 4, отображающей (ω, k) -компоненты, частоты и волновые числа которых близки частотам и волновым числам волн, отображаемых кривой 1, но распространяющиеся в противоположном основной системе волн направлении. Эта уникальная дисперсионная зависимость свидетельствует о генерации на морской поверхности в момент проведения измерений встречных волн.

3. Обсуждение полученных результатов

Чтобы объяснить отмеченные выше особенности $\omega-k$ -спектров, рассмотрим результаты контактных измерений, проведенных синхронно с радиолокационными наблюдениями.

Полученные с помощью струнного волнографа нормированные спектры возвышений морской поверхности показаны на рис. 3.

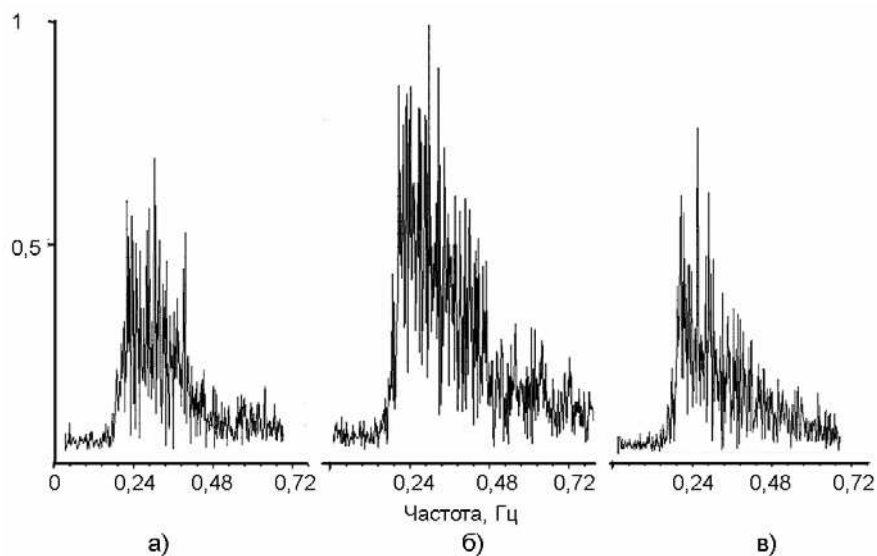


Рис. 3. Нормированные спектры возвышений морской поверхности, измеренные одновременно с $(\omega-k)$ -спектрами, показанными на рис. 2

Сравнение $(\omega-k)$ -спектров и спектров волнения показывает, что появление высших гармоник в спектре рис. 2б вызвано ростом амплитуд спектральных компонент поверхностных волн, особенно заметным в высокочастотной области спектра рис. 3б. Отметим также, что при проведении всех измерений в спектре поверхностных волн наблюдались компоненты с частотой порядка 0,22 Гц, что свидетельствовало о присутствии волн зыби, приходящих с юга в район измерений.

Во время проведения эксперимента 1 скорость приводного ветра менялась от 2 до 4–5 м/с, а направление — от 20 до 50°. Затем скорость ветра достигла 7–7,5 м/с при направлении 140°. Изменение направления ветра, как показал анализ синоптических данных, было связано с перемещением шторма, центр которого располагался примерно в 150–200 км от района наблюдений. По

времени эти изменения совпали с началом эксперимента 2 и, как следует из рис. 2б, сопровождались появлением на ω - k -диаграмме спектральных компонент, соответствующих встречным волнам. В дальнейшем (при проведении измерений, отмеченных цифрой 3 и всех последующих наблюдений) направление ветра менялось слабо, а скорость была в пределах 7–7,5 м/с.

Формирование пространственных спектров морского волнения в условиях, близких тем, которые существовали в момент проведения эксперимента 2, исследовалось в [14], где было показано, что спектры возникающих ветровых волн при быстром изменении направления ветра могут иметь очень широкое (около 100°) азимутальное распределение. В нашем случае изменение по азимуту скорости локального ветра в широких пределах может привести к появлению волновых компонент достаточной амплитуды, распространяющихся почти перпендикулярно волнам зыби, приходящей в нашем случае из района шторма под углом 180° .

В работе [11] показано, что такая геометрия волновых систем исключительно благоприятна для генерации встречных волн, поскольку дает возможность удовлетворить или почти удовлетворить условия синхронизма для четырех волновых систем, участвующих в кубическом взаимодействии волн зыби и ветрового волнения. Условия частотного и фазового синхронизма в такой системе волн определяются уравнениями:

$$\begin{aligned} \mathbf{k}_1 - \mathbf{k}_2 - \mathbf{k}_3 + \mathbf{k}_4 &= \mathbf{K}, \\ \omega_1 - \omega_2 - \omega_3 + \omega_4 &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где индексами 1, 2 и 3 обозначены частоты и волновые векторы волн зыби и ветровых волн, участвующих во взаимодействии, а индексом 4 — встречных волн. Условия $\mathbf{k}_2 \approx \mathbf{k}_3$, $\omega_2 \approx \omega_3$, $\mathbf{k}_4 \approx -\mathbf{k}_1$, $\omega_4 \approx \omega_1$ отвечают требованию малости возможной фазовой расстройки \mathbf{K} [11].

Взаимодействие четырех поверхностных волн, как известно, подчиняется системе укороченных дифференциальных уравнений для медленно меняющихся амплитуд a_j и фаз η_j ($j = 1-4$) [15]. В результате их решения в работе [11] были получены выражения для средней интенсивности встречной волны для двух аппроксимаций спектров взаимодействующих волн.

А. Для Лоренцовой аппроксимации:

$$\begin{aligned} I_4(x) &= 2\mu^2 I_1 I_2 I_3 (D^2 + K_x^2)^{-2} \times \\ &\times \left[D(D^2 + K_x^2)x + (D^2 - K_x^2)(1 - e^{-Dx} \cos(K_x x) - 2DK_x e^{-Dx} \sin(K_x x)) \right], \end{aligned} \quad (2)$$

где $D = \frac{1}{2}(\nu_1 \Delta_1 + \nu_2 \Delta_2 + \nu_3 \Delta_3)$ — эффективное групповое рассогласование; Δ_j — ширина частотного спектра соответствующей волны; I_j — интенсивность взаимодействующей волны; $\nu_1 = 2c_{g_1}^{-1}$, $\nu_2 = c_{g_1}^{-1} - (c_{g_2} \sin \theta)^{-1}$, $\nu_3 = c_{g_1}^{-1} + (c_{g_3} \sin \theta)^{-1}$; c_{g_j} — групповая скорость, θ — угол между средним направлением распространения ветровых волн и направлениями их групп, взаимодействующих с зыбью; $\mu = (c_{g_4} c_{p_4})^{-1} R$ — приведенный коэффициент нелинейного взаимодействия, где c_p — фазовая скорость, R — коэффициент резонансного взаимодействия.

Б. Для Гауссовой аппроксимации:

$$I_4(x) \approx \mu^2 I_1 I_2 I_3 \left[\tilde{D}^{-1} x \sqrt{\pi} \exp(-K_x^2 / 4\tilde{D}^2) - \tilde{D}^{-2} \right], \quad (3)$$

где $\tilde{D}^2 = \nu_1^2 \Delta_1^2 + \nu_2^2 \Delta_2^2 + \nu_3^2 \Delta_3^2$.

Оценки, выполненные в работе [11] путем подстановки в (2) типичных значений параметров взаимодействующих волн, показывают, что встречная волна, средняя интенсивность которой составляет порядка 1 % интенсивности волны зыби, может генерироваться в системе ветровых волн со средними интенсивностями 0,18–0,25 м², что соответствует амплитуде огибающей порядка 40–50 см.

Это оценка интенсивности встречных волн вполне соответствует экспериментальным данным. Так, в работе [1] было обнаружено, что в изотропной части волнения примерно 2 % энергии

принадлежит встречным волнам. Позже в эксперименте с доплеровским радаром [2] было отмечено, что примерно такая же доля общей энергии волн (1–4 %) уносится волнами основной частоты во встречном направлении. В экспериментах [3], выполненных в прибрежной зоне, также были обнаружены встречные волны, уровень энергии которых составил порядка 1 %.

К сожалению, ряд входящих в выражения (2) и (3) величин в рамках нашего эксперимента не могли быть измерены с достаточной точностью (угол θ , интенсивности волн I_j), а коэффициент взаимодействия R в принципе не измеряем прямыми методами (обычно предполагается, что при кубическом взаимодействии μ есть величина порядка k_1^3). Однако относительная оценка интенсивности встречных волн I_4/I_1 , называемой также коэффициентом самоотражения, на основе $(\omega-k)$ -спектров была проведена.

На рис. 4 показаны $(\omega-k)$ -спектры, яркость которых ограничена сверху по некоторому пороговому уровню яркости δ , значение которого можно выбирать в пределах от 1 до 256 градаций. Значение порога δ_1 , при котором на изображении имеются только точки, лежащие на дисперсионной кривой 1 и соответствующие первым гармоникам взаимодействующих волн (рис. 4а), составило 205 уровней. При понижении порога до значения δ_2 , при котором на изображении (рис. 4б) появляются спектральные компоненты встречных волн, составило 185 уровней. При дальнейшем снижении порога (рис. 4в) число ярких точек на дисперсионных кривых не увеличивается, а лишь растет уровень шумов, связанных работой аппаратуры и обработкой сигнала.

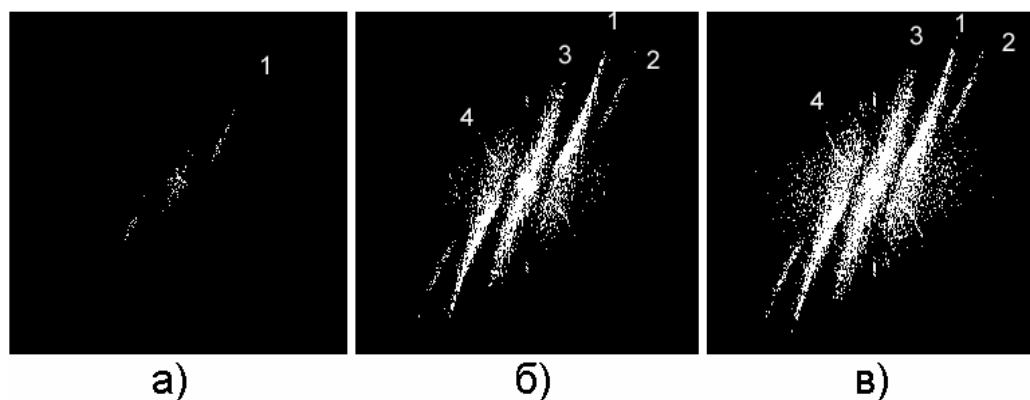


Рис. 4. Определение относительной интенсивности встречных волн методом пороговой фильтрации
1 — линия первых гармоник; 2 — линия вторых гармоник; 3 — линия групповых скоростей;
4 — линия встречных волн

Учитывая выбранную для формирования $\omega-k$ -диаграмм логарифмическую зависимость яркости от интенсивности сигнала ($\delta_j = 10 \lg I_j$), отношение интенсивностей встречных волн к интенсивности основных гармоник можно представить в виде:

$$I_4/I_1 = 10^{(\delta_2 - \delta_1)/10}. \quad (4)$$

После подстановки в (4) соответствующих значений порогов, величина коэффициента самоотражения составила 1 %.

Такая методика оценки предполагает, что интенсивность спектральной компоненты $(\omega-k)$ -спектра пропорциональна квадрату амплитуды поверхностной волны, модулирующей волны резонансной ряби, которые вызывают обратное рассеяние электромагнитных волн. Справедливость этого предположения подтверждают эксперименты, результаты которых представлены в работах [7, 10].

Следует также учитывать, что свойства резонансной ряби, возникающей под действием ветра на склонах прямых и встречных волн, могут быть различны (напомним, что при средних и больших углах зондирования при скорости ветра 5–7 м/с сечения обратного рассеяния при зондировании по ветру и против ветра могут отличаться на 3–4 дБ в 3-см диапазоне электромагнитных волн

[16]). Это может привести к изменению соотношения интенсивности спектральных компонент ($\omega-k$)-спектра, не связанному с модуляцией ряби прямыми и обратными волнами. С учетом этого фактора полученная оценка коэффициента самоотражения может оказаться несколько заниженной, и значения 2–3 % выглядят более реалистичными.

В заключение отметим, что результаты эксперимента и полученные на их основе качественные оценки вполне могут быть объяснены механизмом кубического взаимодействия узкополосных волн зыби и пространственно-распределенного ветрового волнения, теория которого была разработана в работе [11].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 05-02-16384 и 06-05-64600).

Литература

1. Tyler G.L., Teague C.C., Stewart R.H. et al. // Deep-Sea Res. 1974. V. 21. P. 989.
2. Crombie D.D., Hasselman K., Sell W. // Boundary – Layer Meteorol. 1978. V. 13. P. 45.
3. Stewart R.H., Teague C.C. // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 85. P. 5003.
4. 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 Dynamics. Marseilles, France, June 24–30, 1993 // Book of Abstracts. P. 89.
5. Lamont-Smith T. The Estimation of Ocean Current from $\omega-k$ Analysis of Radar Data // Conf. Proc. IGARSS'96. 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 // Conf. Proc. IGARSS'96. 1996. V. 3. P. 1733–1735.
7. Fraizer St., McIntosh R. Nonlinearities and Reverse Traveling Energy Observed in Wave-Frequency Spectra of X-Band Ocean Backscatter // Conf. Proc. IGARSS'96. 1996. V. 3. P. 1730–1732.
8. Lamont-Smith T., Fuchs J., Tulin M.P. Laboratory Investigations of LGA Scattering from Wind-Generated Waves and Wave Groups // Conf. Proc. IGARSS'98. 1998. V. 3. P. 1219–1222.
9. Bulatov M.G., Raev M.D., Skvorsov E.I. Dynamics of Sea Waves in Coastal Region According to Date of High-Resolution Radar Observation // Physics of Wave Phenomena. 2004. V. 12(1). P. 18–24.
10. Булатов М.Г., Раев М.Д., Скворцов Е.И. Исследование динамики нелинейных волн по пространственно-частотным спектрам радиоизображений морской поверхности // Исследование Земли из космоса. 2006. № 2. С. 64–70.
11. Воляк К.И. Избранные труды: Нелинейные волны в океане. М.: Наука, 2002. 484 с.
12. Melville W.E., Rozenberg A.D. Measurements of Wave Breaking and Microwave Scattering in the Laboratory // 4-th SIO Workshop on Capillary Wave and Remote Sensing Phenomena. Scripps Institute of Oceanography, 1995.
13. Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Кузьмин А.В., Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Раев М.Д., Скворцов Е.И. Микроволновые исследования морской поверхности в прибрежной зоне (Геленджик, 1999–2002 гг.). М.: КДУ, 2004. 136 с.
14. Hasselman S., Hasselman K., Allender J.H., Barnett T.R. // J. Phys. Oceanogr. 1985. V. 15. P. 1378.
15. Захаров В.Е. // ЖПМТФ. 1968. № 2. С. 86.
16. Donelan M.A., Pierson W.J. Radar Scattering and Equilibrium Ranges in Wind-Generated Waves Application to Scatterometry // JGR. 1987. V. 92. No. C5. P. 49771–5029.