

DOI: <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2022.5.2>

УДК: 537.877, 532.5.013

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОНЯТИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛЬНОЙ ФУНКЦИИ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СКАТТЕРОМЕТРА

А.С. Запевалов

Морской гидрофизический институт РАН
299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2

Статья поступила в редакцию 22 марта 2022 г.

Аннотация. В рамках двухмасштабной модели брэгговского (резонансного) рассеяния, анализируется связь пространственных характеристик морских поверхностных волн и геофизической модельной функции (ГМФ). Зависимость ГМФ от угла между направлением зондирования и вектором скорости ветра определяется функцией углового распределения брэгговских волн и угловым распределением более длинных волн. При сильном ветре заметный вклад в сигнал радиолокатора дает обрушение волн. Неоднозначность взаимосвязи ГМФ и углового распределения энергии волн также возникает вследствие того, что вклад в обратное рассеяние дают волны, бегущие как в прямом, так и в обратном направлении относительно направления зондирования. При слабых и умеренных ветрах основные характеристики ГМФ можно интерпретировать в рамках двухмасштабной модели рассеяния. Исключением является появление отрицательных значений продольно-поперечной асимметрии ГМФ, которое наблюдается в L-диапазоне радиоволн. Отрицательная продольно-поперечная асимметрия соответствует более низким значениям нормированного сечения обратного рассеяния при зондировании вдоль направления ветра, чем в поперечном направлении.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, морская поверхность, радиоволны, геофизическая модельная функция, функция углового распределения энергии волн.

Финансирование: Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений».

Автор для переписки: Запевалов Александр Сергеевич, sevzepter@mail.ru

Введение

В настоящее время основной объем информации о поле приводного ветра по всей акватории Мирового океана получают по данным зондирования с космических аппаратов. В основе дистанционного измерения параметров воздушного потока над взволнованной водной поверхностью лежит зависимость ее характеристик, определяющих мощность рассеянного назад радиосигнала от скорости ветра [1, 2].

При скаттерометрических измерениях связь между регистрируемыми характеристиками радиосигнала и ветром принято характеризовать геофизической модельной функцией (ГМФ) которая описывает эмпирическую зависимость удельного сечения обратного рассеяния от вектора скорости ветра, полученного по измерениям с океанографических буев или путем реанализа [3-6]. ГМФ представляет собой модель типа “черный ящик”, на вход которого подаются данные о векторе скорости ветра, а на выходе получаем нормированное сечение обратного рассеяния. Физические механизмы формирования ветром поля морских волн и механизмы рассеяния радиоволн на шероховатой поверхности в данной модели не учитываются.

Недавно в работах [7, 8] в рамках модели брегговского (резонансного) рассеяния было предложено использовать ГМФ для исследования пространственно-временной структуры волн гравитационно-капиллярного

диапазона и самых коротких гравитационных волн. По мнению авторов указанных работ две составляющие ГМФ, одна из которых описывает зависимость радиосигнала от скорости ветра, другая от его направления, позволяют восстанавливать одномерный спектр коротких волн, а также функцию углового распределения их энергии. Скаттерометры, работающие в L-, C- и Ku-диапазонах, позволяют получить информацию о спектральных характеристиках поверхностных волн на масштабах от 0.012 м до 0.20 м.

Наряду с береговым рассеянием вклад в сигнал радиолокатора дают отражения от обрушивающихся волн [9]. Если излучение и прием осуществляется на вертикальной поляризации, преобладает береговой механизм рассеяния, при горизонтальной поляризации вклад обрушений может быть значительным [10]. Вклад обрушений зависит от скорости ветра, длины радиоволны и угла падения [11]. Принято считать, что нормированное сечение обратного рассеяния, формируемое обрушивающимися и близкими к обрушению волнами, не зависит от углового распределения энергии коротких поверхностных волн [12]. Решение обратной задачи восстановления пространственной структуры коротких волн возможно при условии, что береговой механизм рассеяния является доминирующим.

Изменение скорости ветра приводит к изменениям структуры морской поверхности, которые можно зарегистрировать путем зондирования приборами разных типов: скаттерометрами, альтиметрами и радиометрами [13-15]. Точность определения скорости ветра, а также точность определения пространственных характеристик морской поверхности по данным дистанционного зондирования зависят от того, насколько полно и корректно учтены все факторы, формирующие сигнал. Целью работы является анализ связи ГМФ и пространственных характеристик поверхностных волн.

1. Геофизическая модельная функция

Геофизическую модельную функцию, которая связывает нормированное сечение обратного рассеяния и скорость ветра, представляют, следуя [3], в виде произведения двух сомножителей, первый из которых $A_0(U_{10}, \theta)$ описывает зависимость от скорости ветра, второй сомножитель $\Theta_{GFM}(U_{10}, \theta, \varphi)$ описывает зависимость от его направления

$$\sigma_0^{pp} = A_0(U_{10}, \theta)\Theta_{GFM}(U_{10}, \theta, \varphi), \quad (1)$$

где pp – тип поляризации, первый индекс соответствует поляризации излучаемого сигнала, второй соответствует поляризации принимаемого сигнала; U_{10} – скорость ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м; θ – угол падения радиоволн; φ – азимутальный угол между направлением зондирования и направлением вектора скорости ветра. Для определенности примем, что угол $\varphi = 0$ соответствует направлению зондирования против ветра. В настоящей работе мы ограничимся анализом второго сомножителя в (1) и его связи с пространственными характеристиками поля морских поверхностных волн.

Как и при построении функции углового распределения энергии поверхностных волн существует несколько форм представления функции $\Theta^{GMF}(U_{10}, \theta, \alpha)$. В работе [4] эта функция задана в форме

$$\Theta^{GMF}(U_{10}, \theta, \varphi) = (1 + B_1(U_{10}, \theta)\cos\varphi + B_2(U_{10}, \theta)\cos 2\varphi)^{1.6}, \quad (2)$$

где B_1 и B_2 – безразмерные коэффициенты, являющиеся функциями скорости ветра и угла падения. Другой, формой представления $\Theta^{GMF}(U_{10}, \theta, \alpha)$ является описание азимутальной зависимости ГМФ в виде [6, 8, 16]

$$\Theta^{GMF}(U_{10}, \theta, \varphi) = 1 + A_1(U_{10}, \theta)\cos\varphi + A_2(U_{10}, \theta)\cos 2\varphi, \quad (3)$$

где A_1 и A_2 – безразмерные коэффициенты. Коэффициенты B_1 или A_1 определяют асимметрию геофизической модельной функции в направлениях на ветер и по ветру (продольную асимметрию), коэффициенты B_2 или A_2

определяют асимметрию в направлениях на ветер и поперек ветра (продольно-поперечную асимметрию) [6].

2. Рассеяние микроволнового излучения на морской поверхности

Отраженный от морской поверхности радиосигнал при зондировании под углом падения больше 25° в основном определяют два физических механизма: брэгговское (резонансное) рассеяние и рассеяние на обрушивающихся волнах. Соответственно нормированное сечение обратного рассеяния можно представить в виде суммы двух составляющих [9]

$$\sigma_0^{pp} = \sigma_B^{pp} + \sigma_{wb}, \quad (4)$$

где σ_B^{pp} описывает Брэгговское рассеяние; σ_{wb} описывает неполяризованное обратное рассеяние на зеркальных гранях обрушивающихся или близких к обрушению волн, а также на пене. Вклад σ_B^{pp} и σ_{wb} зависит от поляризации. В случае, когда излучение и прием осуществляется на вертикальной поляризации (VV), преобладает брэгговский механизм рассеяния, при горизонтальной поляризации (HH) вклад σ_{wb} может быть значительным [10]. Соотношение между σ_B^{pp} и σ_{wb} зависит от скорости ветра, длины радиоволны и угла падения [11, 12].

Будем анализировать ситуацию, когда вкладом обрушений можно пренебречь. Условие резонанса, связывающее волновое число брэгговской поверхностной волны k_B и волновое число радиоволны радара K , имеет вид

$$k_B = K 2 \sin \theta. \quad (5)$$

В ситуации, когда брэгговские волны распространяются по плоской поверхности, нормированное сечение обратного рассеяния описывается выражением [17]

$$\sigma_B^{pp}(K, \theta, \varphi) = 8 \pi K^4 \left| G_{pp}(\theta) \right|^2 \left[\Xi(\vec{k}_B) + \Xi(-\vec{k}_B) \right], \quad (6)$$

где $\left| G_{pp}(\theta) \right|^2$ – геометрическая функция, параметры которой зависят от типа поляризации, а также от диэлектрической проницаемости морской воды;

$\Xi(\vec{k}_B)$ – двумерный спектр морской поверхности; \vec{k}_B – волновой вектор резонансной поверхностной волны. Следует отметить, что резонансное рассеяние назад создают волны, распространяющиеся вдоль направления зондирования, как в прямом, так и в обратном направлении. Соответственно азимутальный угол α_B , определяющий направление распространения брэгговских волн, принимает два значения

$$\alpha_B = \varphi, \alpha_B = \varphi + \pi. \quad (7)$$

Существование на морской поверхности волн, которые распространяются в направлении, противоположном основному, было показано еще в 70-х годах прошлого столетия, когда начало интенсивно развиваться новое направление в океанографии, получившее название радиоокеанография [18]. Краткий обзор натуральных экспериментов, в которых регистрировались волны, распространяющиеся во встречных направлениях, дан в работе [19].

Представим спектр поверхностных волн в форме

$$\Xi(\vec{k}) = k S(k) \Theta_s(k, \alpha), \quad (8)$$

где $S(k)$ – спектр возвышений морской поверхности; $\Theta_s(k, \alpha)$ – функция углового распределения волновой энергии. Функция $\Theta_s(k, \alpha)$ удовлетворяет условию нормировки

$$\int_0^{2\pi} \Theta_s(k, \alpha) d\alpha = 1. \quad (9)$$

Введем функцию

$$\tilde{\Theta}_s(k, \alpha) = \Theta_s(k, \alpha) + \Theta_s(k, \alpha + \pi). \quad (10)$$

В ситуации, когда радиосигнал формируется в результате брэгговского рассеяния радиоволн на морской поверхности, сравнивая (1) и (6), учитывая (10), не трудно показать, что если брэгговские волны распространяются по плоской поверхности, то с точностью до постоянного множителя N получаем

$$\tilde{\Theta}_s(k_B, \varphi) = N \Theta_B^{GMF}(k_B, \varphi). \quad (11)$$

Из равенства (11) следует, что при направлении зондирования во встречных направлениях $\Theta_B^{GMF}(k_B, \varphi) \equiv \Theta_B^{GMF}(k_B, \varphi + \pi)$. В частности, при зондировании навстречу ветру и по ветру продольная асимметрия, которую определим как

$$\gamma_B^u = \Theta_B^{GMF}(k_B, 0) / \Theta_B^{GMF}(k_B, \pi) - 1, \quad (12)$$

должна отсутствовать, т.е. $\gamma_B^u \equiv 0$. Поскольку большая часть энергии поверхностных волн распространяется в направлении ветра, продольно-поперечная асимметрия

$$\gamma_B^{u/c} = \Theta_B^{GMF}(k_B, 0) / \Theta_B^{GMF}(k_B, \pi/2) - 1 \quad (13)$$

должна удовлетворять условию

$$\gamma_B^{u/c} > 0. \quad (14)$$

Обрушения поверхностных волн усложняют интерпретацию данных дистанционного зондирования. Вклад обрушений в регистрируемый сигнал при зондировании на вертикальной и на горизонтальной поляризации не зависит от поляризации и описывается моделью [12]

$$\sigma_{wb}(\theta, U_{10}, \varphi) = f(\theta) U_{10}^n \exp(A_0 + A_1 \cos \varphi + A_2 \cos 2\varphi), \quad (15)$$

где $n = 1.3 + 0.047(\theta - 30^\circ)$; $A_0 = 0.24 - 0.014(\theta - 30^\circ)$; $A_1 = 0.33 - 0.013(\theta - 30^\circ)$;

$A_2 = 0.12 - 0.014(\theta - 30^\circ)$; $f(\theta) = 0.0019 \exp[-0.32(\theta - 30^\circ) + 0.0037(\theta - 30^\circ)^2]$.

Из (15) следует, что асимметрия σ_{wb} , как продольная, так и продольно-поперечная, зависят от угла падения $\gamma_{wb}^u(\theta = 25^\circ) = 1.2$, $\gamma_{wb}^{u/c}(\theta = 25^\circ) = 1.17$ и $\gamma_{wb}^u(\theta = 40^\circ) = 0.49$, $\gamma_{wb}^{u/c}(\theta = 40^\circ) = 0.17$.

3. Азимутальные зависимости ГМФ

C- диапазон. ГМФ, построенные по данным радиозондирования морской поверхности с космических аппаратов ERS-1 и ERS-2, были получены в работе [4]. Зондирование осуществлялось на частоте 5.3 ГГц (C- диапазон), поляризация вертикальная. Частота 5.3 ГГц соответствует длине радиоволны равной 5.7 см.

Азимутальная зависимость ГМФ представлена в форме (2), в которой коэффициенты B_1 и B_2 описываются следующими выражениями

$$B_1 = \frac{C_{14}(1+x) - C_{15}U_{10}(0.5+x - \tanh[4(x+C_{16}+C_{17}U_{10})])}{1 + \exp(0.34(U_{10} - C_{18}))}, \quad (16)$$

$$B_2 = (-d_1 + d_2u_2)\exp(-u_2), \quad (17)$$

где $u_2 = \begin{cases} a + b(y-1)^{C_{20}}, & y < C_{19}, \\ y, & y \geq C_{19} \end{cases}$, $y = \frac{U_{10} - u_0}{u_0}$, $a = C_{19} - (C_{19} - 1)/C_{20}$,

$$b = [C_{20}(C_{19} - 1)^{C_{20}-1}]^{-1}, \quad u_0 = C_{21} + C_{22}x + C_{23}x^2, \quad d_1 = C_{24} + C_{25}x + C_{26}x^2,$$

$$d_2 = C_{27} + C_{28}x, \quad x = (\theta - 40)/25. \text{ Численные значения параметров } C_i \text{ (} i=14\dots28 \text{)}$$

приведены в табл. 1, где, по возможности, сохранены обозначения параметров, использованные в работе [4].

Таблица 1. Коэффициенты для расчета параметров B_1 и B_2 , в уравнениях (16) и (17) [4]

$C_{14} = 0.045$	$C_{17} = 0.012$	$C_{20} = 3.00$	$C_{23} = 1.36$	$C_{26} = 0.29$
$C_{15} = 0.007$	$C_{18} = 22.0$	$C_{21} = 8.39$	$C_{24} = 5.35$	$C_{27} = 3.80$
$C_{16} = 0.33$	$C_{19} = 1.95$	$C_{22} = -3.44$	$C_{25} = 1.99$	$C_{28} = 1.53$

ГМФ, рассчитанные для нескольких скоростей ветра, при двух углах падения, представлены на рис. 1. Видно, что для всех ситуаций $\gamma_{GMF}^{u/c} > 0$, что согласуется с существующими представлениями о распределении энергии поверхностных волн по направлениям [20, 21]. При $\theta = 20^\circ$ получаем $\gamma_{GMF}'' < 0$, при $\theta = 35^\circ$ и больших углах падения получаем $\gamma_{GMF}'' > 0$. Объяснение изменения продольной асимметрии ГМФ обсудим ниже.

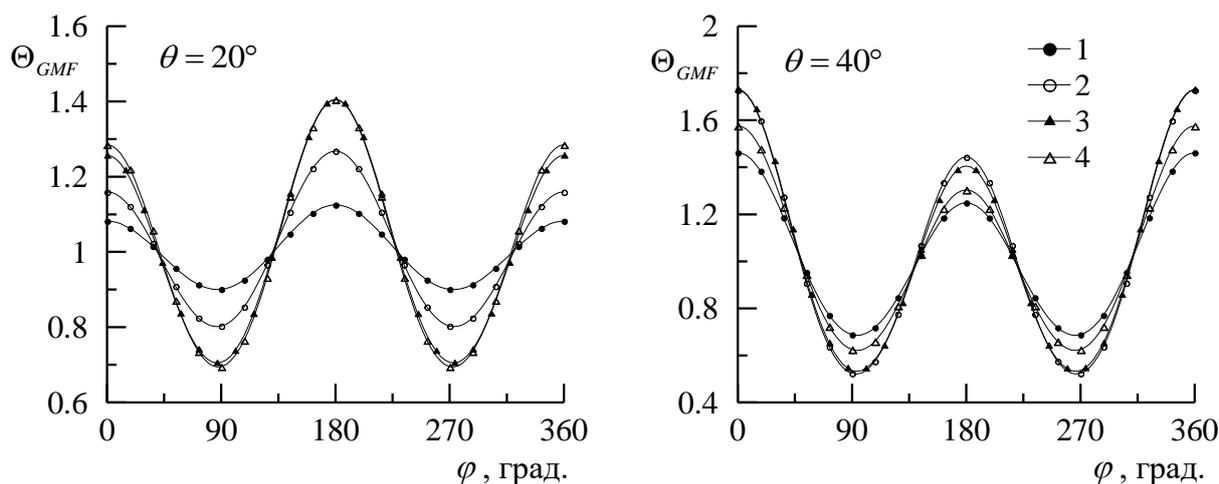


Рис. 1. Зависимости функция Θ^{GMF} от угла φ для С-диапазона, построенные при двух углах падения. Кривые 1-4 соответствуют скоростям ветра от 5 м/с до 20 м/с с шагом 5 м/с

L- диапазон. В настоящее время этот диапазон является самым длинноволновым диапазоном, в котором работают океанографические радары, установленные на космических аппаратах. В работе [5] на основе данных, полученных в рамках программы Defense Meteorological Satellite Program, построены ГМФ для L-диапазона с частотными границами от 1 ГГц до 2 ГГц (или диапазон длин волн от 30 см до 15 см). ГМФ получены для зондирования на вертикальной и горизонтальной поляризации при углах падения около 40° . Азимутальная зависимость описывается уравнением (3). Зависимости коэффициентов A_1 и A_2 от скорости ветра даны в форме

$$A_1 = C_{10} + C_{11}U_{10} + C_{12}U_{10}^2 + C_{13}U_{10}^3 + C_{14}U_{10}^4, \quad (18)$$

$$A_2 = C_{20} + C_{21}U_{10} + C_{22}U_{10}^2 + C_{23}U_{10}^3 + C_{24}U_{10}^4. \quad (19)$$

Параметры C_{ij} ($i=1, 2; j=0\dots4$) приведены в табл. 2. Особенностью представленных на рис. 2 функций $\Theta_{GFM}(k_B, \varphi)$ является то, что на обеих поляризациях при слабом ветре наблюдается отрицательная продольно-поперечная асимметрия.

Таблица 2. Коэффициенты для расчета параметров A_1 и A_2 , заданных уравнениями (16) и (17) [5]

pp	C_{10}	C_{11}	C_{12}	C_{13}	C_{14}
hh	$5.58 \cdot 10^{-2}$	$-5.11 \cdot 10^{-2}$	$1.22 \cdot 10^{-2}$	$-7.34 \cdot 10^{-4}$	$1.33 \cdot 10^{-5}$
vv	$-3.21 \cdot 10^{-3}$	$-1.28 \cdot 10^{-2}$	$4.15 \cdot 10^{-3}$	$-2.77 \cdot 10^{-4}$	$5.21 \cdot 10^{-6}$
	C_{20}	C_{21}	C_{22}	C_{23}	C_{24}
hh	$3.28 \cdot 10^{-1}$	$-2.13 \cdot 10^{-1}$	$3.30 \cdot 10^{-2}$	$-1.67 \cdot 10^{-3}$	$2.75 \cdot 10^{-5}$
vv	$3.37 \cdot 10^{-1}$	$-2.28 \cdot 10^{-1}$	$3.56 \cdot 10^{-2}$	$-1.78 \cdot 10^{-3}$	$2.88 \cdot 10^{-5}$

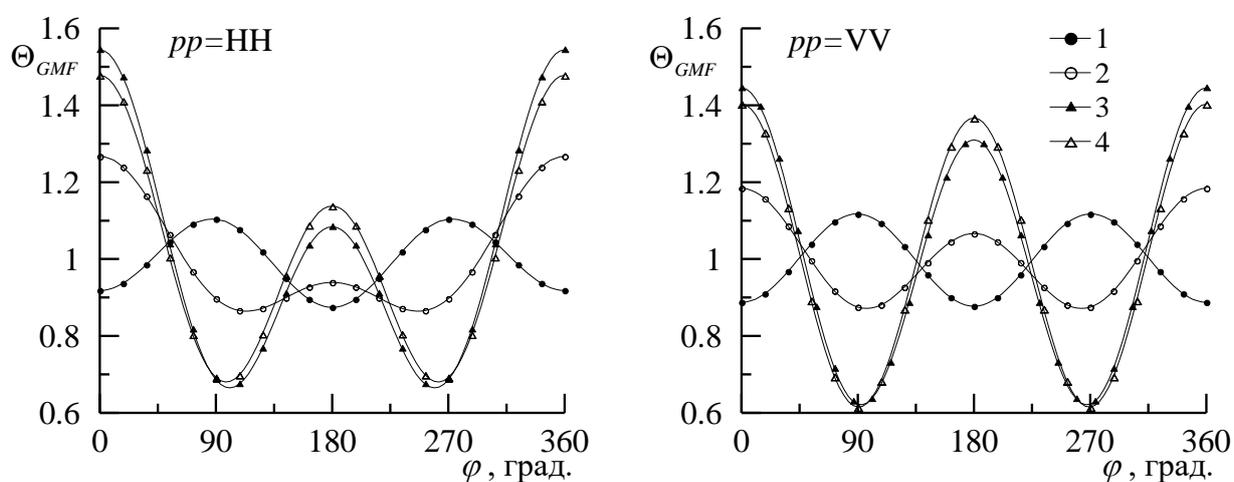


Рис. 2. Зависимости функция Θ^{GMF} от угла φ для L- диапазона, построенные при зондировании на горизонтальной HH и вертикальной VV поляризациях, при $\theta = 40^\circ$. Кривые 1-4 соответствуют скоростям ветра от 5 м/с до 20 м/с с шагом 5 м/с

Подобный эффект, он отображен на рис. 3, был отмечен в работе [6]. В указанной работе для построения ГМФ в L- диапазоне использовались данные, полученные с помощью установленной на космическом аппарате радиолокационной системы бокового обзора с синтезированной апертурой PALSAR (Phased-Array L-Band Synthetic Aperture Radar).

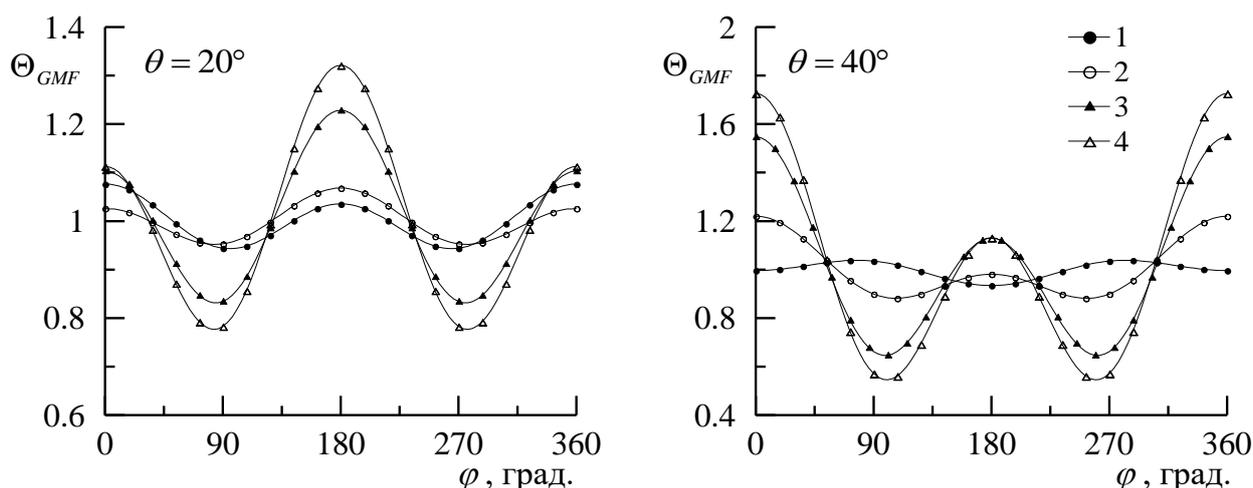


Рис. 3. Зависимости функция Θ^{GMF} от угла φ для L-диапазона, построенные при зондировании на горизонтальной HH и вертикальной VV поляризациях. Кривые 1-4 соответствуют скоростям ветра от 5 м/с до 20 м/с с шагом 5 м/с

Параметры A_1 и A_2 для ГМФ, заданной в форме (3), описывались как

$$A_1 = C_{13} + C_{14}x + C_{15}x^2 + (C_{16} + C_{17}x + C_{18}x^2)U_{10}, \quad (20)$$

$$A_2 = \frac{b_0 + b_1U_{10} + b_2U_{10}^2}{1 + \exp(b_3 + b_4U_{10})}, \quad (21)$$

где $x = (\theta - 30)/15$; $b_0 = C_{19} + C_{20}U_{10} + C_{21}U_{10}^2$; $b_1 = C_{22} + C_{23}U_{10} + C_{24}U_{10}^2$;
 $b_2 = C_{25} + C_{26}U_{10} + C_{27}U_{10}^2$; $b_3 = C_{28} + C_{29}U_{10} + C_{30}U_{10}^2$; $b_4 = C_{31} + C_{32}U_{10} + C_{33}U_{10}^2$.

ГМФ построены для скоростей ветра меньше 20 м/с и углов падения $17^\circ < \theta < 43^\circ$. Коэффициенты C_i ($i=19\dots33$) приведены в табл. 3.

Таблица 3. Коэффициенты для расчета параметров A_1 и A_2 , заданных уравнениями (20) и (21) [6]

$C_{13} = -0.01915$	$C_{18} = -0.00551$	$C_{23} = 0.2043$	$C_{28} = -0.8712$	$C_{33} = -0.01254$
$C_{14} = -0.09017$	$C_{19} = 1.0296$	$C_{24} = 0.007283$	$C_{29} = -0.9882$	
$C_{15} = 0.04735$	$C_{20} = -0.9311$	$C_{25} = 0.02691$	$C_{30} = 0.9438$	
$C_{16} = 0.007188$	$C_{21} = 0.3220$	$C_{26} = -0.01146$	$C_{31} = 0.1592$	
$C_{17} = 0.01957$	$C_{22} = -0.3550$	$C_{27} = -0.00142$	$C_{32} = 0.005145$	

4. Двухмасштабная модель брегговского рассеяния

При зондировании морской поверхности на ней всегда присутствуют волны, длина которых много больше длины волн, удовлетворяющих условию резонанса (4). Эти волны, длина которых удовлетворяет условию $\lambda \gg \lambda_B$, будем называть длинными. Присутствие длинных волн приводит к тому, что брегговские волны распространяются по криволинейной поверхности.

Изменение длинными волнами наклона морской поверхности приводит к изменению локального угла падения и, соответственно, к изменению длины брегговской волны λ_B , а также значения геометрической функции $|G_{pp}(\theta)|^2$. Чтобы учесть этот эффект необходимо усреднить нормированное сечение обратного рассеяния по диапазону углов наклонов морской поверхности, которые создают длинные волны [17, 22, 23].

$$\overline{\sigma_B^{pp}}(\varphi) = \int \sigma_{pp}^L(\theta - \beta(\varphi)) P(\beta(\varphi)) d\beta(\varphi), \quad (22)$$

где $\beta(\varphi)$ – угол наклона морской поверхности в направлении зондирования, создаваемый длинными волнами; $P(\beta(\varphi))$ – функция плотности вероятностей угла $\beta(\varphi)$.

Присутствие длинных волн приводит к росту $\overline{\sigma_B^{pp}}(\varphi)$ [23]. Коэффициент асимметрии распределения, ориентированной вдоль направления ветра компоненты уклонов (λ_{03}) имеет положительный знак. Как следствие должно выполняться неравенство $\overline{\sigma_B^{pp}}(0) > \overline{\sigma_B^{pp}}(\pi)$. Таким образом, в отличие от ситуации, когда брегговские составляющие распространяются по плоской поверхности и продольная асимметрия отсутствует, в присутствии длинных волн выполняется условие $\gamma_B^u > 0$.

5. Продольная анизотропия

В общем случае вид ГМФ определяют три физических механизма: зеркальное отражение, брэгговское рассеяние и отражение от обрушивающихся волн. Граница между областями, где вклад зеркального отражения больше, чем вклад брегговского рассеяния, находится в диапазоне углов падения $20^\circ < \theta < 30^\circ$ [24]. При зондировании в С-диапазоне при углах падения $20^\circ < \theta < 40^\circ$ и скоростях ветра до 19 м/с сигнал радиолокатора хорошо описывается в рамках двухмасштабной модели брегговского рассеяния [25].

В рассмотренных выше моделях ГМФ отрицательные значения продольной асимметрии γ_u , наблюдаются только при относительно небольших (около 20°) углах падения. Фрагменты а и б рис. 4 построены по коэффициентам, приведенным в работах [4, 6] соответственно.

Появление отрицательных значений γ_{GMF}^u , возможно, объясняется тем, что при зондировании под относительно малыми углами в присутствии длинных волн доминирует механизм квазизеркального отражения. Нормированное сечение обратного рассеяния описывается выражением [26]

$$\sigma_{sp} = \pi \sec^4 \theta |R_{eff}|^2 P(\xi_{\uparrow}, \xi_{\perp}) \Big|_{\xi_{\uparrow} = \tan \theta, \xi_{\perp} = 0}, \quad (23)$$

где R_{eff} – эффективный коэффициент отражения [27]; P – двумерная функция плотности вероятностей уклонов морской поверхности; ξ_{\uparrow} – уклон в плоскости зондирования; ξ_{\perp} – уклон в ортогональной плоскости. Механизм зеркального отражения создают крупномасштабные уклоны, формируемые волнами, длина которых много больше длины радиоволны, что, в частности, используется при решении задачи восстановления дисперсии уклонов длинных волн по данным радиозондирования [28].

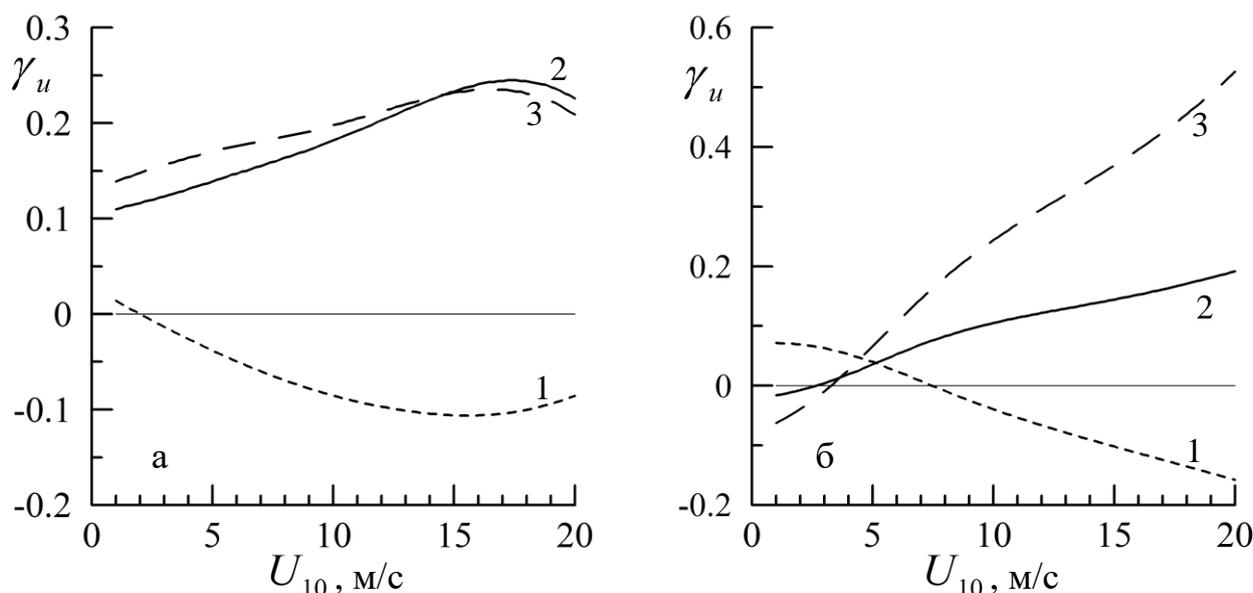


Рис. 4. Зависимости продольной анизотропии γ_u от скорости ветра U_{10} , построенные по моделям ГМФ [4] (фрагмент а) и [6] (фрагмент б).
Кривые 1-3 соответствуют углам падения 20° , 30° и 40°

Представим функцию плотности вероятностей компоненты уклонов, ориентированной вдоль направления ветра, в форме гауссовой смеси [29]

$$P(\xi_u) = \frac{\alpha_1}{\sqrt{2\pi}s_1} \exp\left(-\frac{(\xi_u - m_1)^2}{2s_1^2}\right) + \frac{\alpha_2}{\sqrt{2\pi}s_2} \exp\left(-\frac{(\xi_u - m_2)^2}{2s_2^2}\right), \quad (24)$$

где ξ_u – компонента уклона морской поверхности, ориентированная на ветер; параметры α_i , m_i , s_i ($i=1, 2$) рассчитываются по статистическим моментам уклонов [30]. Дисперсия и асимметрия продольной (в направлении ветра) компоненты уклонов растут с усилением ветра, эксцесс от скорости ветра не зависит. Функции $P(\xi_u)$ продольной компоненты, построенные для двух скоростей ветра (5 м/с и 15 м/с), представлены на рис. 5. При построении рис. 5 использовалась нормировка $\tilde{\xi}_u = \xi_u / \sqrt{\overline{\xi_u^2}}$, где $\overline{\xi_u^2}$ – дисперсия. Статистические моменты уклонов для заданных скоростей ветра рассчитывались по эмпирическим соотношениям, которые приведены в работе [31].

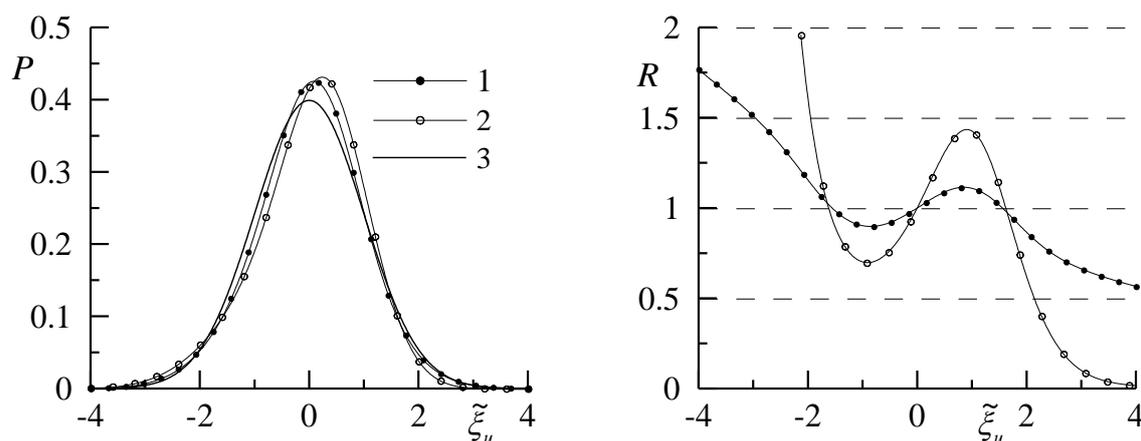


Рис. 5. Функция плотности вероятностей продольной компоненты уклонов морской поверхности $P(\tilde{\xi}_u)$ и ее асимметрия $R(\tilde{\xi}_u)$. Кривые 1 и 2 соответствуют расчетам по модели (24) для скоростей ветра 5 м/с и 15 м/с, кривая 3 – распределение Гаусса

Видно, что существует хорошо выраженная асимметрия, которую можно определить как отношение $R(\xi_u) = P(\xi_u)/P(-\xi_u)$. Асимметрия меняет свой знак при $\xi_u = 0$ и при $\xi_u = \pm \xi_{cr}$. Критическое значение угла ξ_{cr} зависит от скорости ветра: если $U_{10} = 5$ м/с, то $\xi_{cr} = 11^\circ$, если $U_{10} = 15$ м/с, то $\xi_{cr} = 20^\circ$.

6. Продольно-поперечная анизотропия

Продольно-поперечная анизотропия при зондировании в L- диапазоне имеет две особенности. Это появление отрицательных значений $\gamma_{u/c}$ при небольших скоростях ветра и немонотонный характер изменения $\gamma_{u/c}$ при росте скорости ветра. Отрицательные значения $\gamma_{GMF}^{u/c}$ появляются при зондировании на обеих поляризациях. Появление отрицательных значений продольно-поперечной анизотропии в L- диапазоне также отмечалось в работах [16, 32]. В С- и Ku- диапазонах значения $\gamma_{GMF}^{u/c} < 0$ не наблюдаются. Характер изменения $\gamma_{GMF}^{u/c}$ с ростом скорости ветра в основном определяет коэффициент A_2 в уравнении (3) [6]. Сравнения зависимостей $A_2 = A_2(U_{10})$ для разных диапазонов радиозондирования показывают, что в L- диапазоне при изменении скорости

ветра от 0 до 10 м/с коэффициент A_2 имеет локальный минимум, а в С- и Ку-диапазонах его значения монотонно растут.

В настоящее время отсутствует детальная информация об угловом распределении волновой энергии на масштабах гравитационно-капиллярных и коротких гравитационных волн, которая была бы получена с использованием традиционных методов волновых измерений. В качестве характеристики пространственной анизотропии используется параметр, равный отношению дисперсий уклонов, измеренных в поперечном s_c^2 и продольном s_u^2 относительно вектора скорости ветра направлениях [33]. Для сопоставления с продольно-поперечной анизотропией $\gamma_{GMF}^{u/c}$ введем подобный параметр

$$\chi = s_u^2 / s_c^2 - 1. \quad (25)$$

Особенностью измеряемых разными методами дисперсий уклонов является то, что вклад в них дают волны разных диапазонов: от самых длинных из присутствующих на морской поверхности волн до волн критической длины λ_0 [34]. Значения λ_0 определяются характеристиками измерительной аппаратуры. Используя данные, полученные с помощью разных типов измерительной аппаратуры, можно оценить, как волны разных масштабов влияют на анизотропию уклонов. Зависимости χ от скорости ветра, построенные по данным волнографического бую [35], аэрофотографиям морской поверхности [31] и данным установленного на космическом аппарате оптического сканера [36], представлены на рис. 6. При измерениях волнографическим бую, где датчиком является его корпус, минимальная длина волны, дающая вклад в дисперсию уклонов, составляет примерно 6 м. При оптических измерениях учитывается вклад в дисперсию уклонов, создаваемый волнами всех масштабов. Минимальная длина, присутствующих на морской поверхности волн, определяется процессом вязкой диссипации и составляет примерно 0.1 см [37].

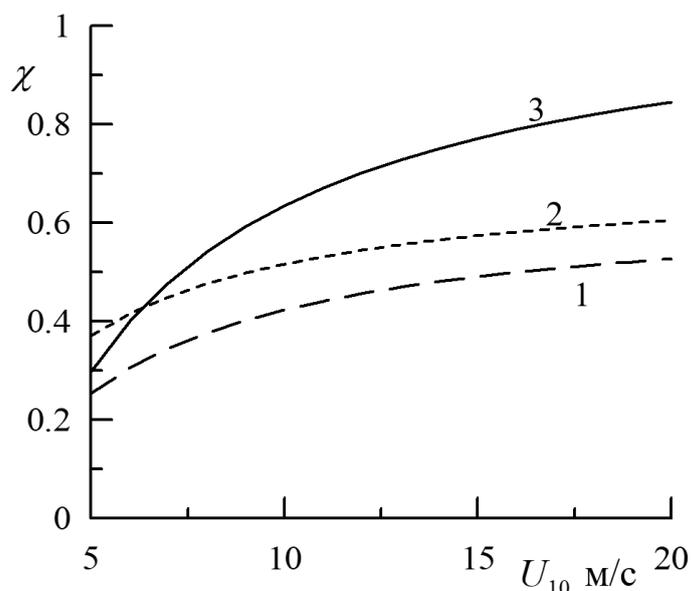


Рис. 6. Анизотропия уклонов морской поверхности $\chi = \chi(U_{10})$.

Кривая 1 построена по данным измерений волнографическим бумом [35]; кривая 2 построена по данным измерений оптическим сканером [36]; кривая 3 построена по аэрофотоизображениям морской поверхности [31]

При построении рис. 6 использовались линейные регрессионные уравнения, описывающие связь дисперсии продольной и поперечной компонент уклонов со скоростью ветра. Линейные зависимости плохо описывают изменения дисперсии при малых скоростях ветра. При малых скоростях ветра дисперсии уклонов морской поверхности растут быстрее, чем при более высоких [38, 39], поэтому здесь диапазон скоростей ветра ограничен снизу порогом 4 м/с. Из рис. 6 следует, что с ростом скорости ветра поле поверхностных волн становится более широко направленным, короткие волны имеют более широкое угловое распределение, чем длинные.

Таким образом, появление отрицательных значений продольно-поперечной асимметрии нельзя объяснить, используя существующие представления о морской поверхности в рамках двухмасштабной береговой модели рассеяния радиоволн на ней. Значения $\gamma_{GMF}^{u/c} < 0$ наблюдаются при малых скоростях ветра, когда вклад обрушений мал.

Заключение

Проведен анализ связи пространственных характеристик морских поверхностных волн и составляющей ГМФ $\Theta_{GMF}(\varphi)$, описывающей зависимость нормированного сечения рассеяния от угла между направлением зондирования и вектором скорости ветра. Анализ основан на существующих в настоящее время представлениях о пространственных характеристиках коротких волн и о механизмах формирования радиосигнала, отраженного от морской поверхности.

Показано, что в ситуациях, когда доминирующим механизмом в формировании сигнала является береговой механизм рассеяния, функция $\Theta_{GMF}(\varphi)$ не является однозначным отображением функции углового распределения энергии волн на масштабе брегговских волн. Неоднозначность обусловлена тем, что на вид функции $\Theta_{GMF}(\varphi)$ влияют длинные волны, которые создают изменения локального угла падения радиоволн на морскую поверхность, и как следствие, изменения уровня рассеянного назад сигнала. Еще один физический механизм, создающий неоднозначность вызван тем, что вклад в обратное рассеяние дают волны, бегущие как в прямом, так и в обратном направлениях относительно направления зондирования.

При слабых и умеренных ветрах, когда вкладом обрушений поверхностных волн можно пренебречь, основные характеристики ГМФ можно интерпретировать в рамках двухмасштабной модели рассеяния. Исключением является появление отрицательных значений продольно-поперечной асимметрии ГМФ при зондировании в L-диапазоне радиоволн, что соответствует более низким значениям удельного сечения обратного рассеяния при зондировании вдоль направления ветра, чем в поперечном направлении.

Финансирование: Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений».

Литература

1. Moore R.K., Pierson W.J. Measuring sea state and estimating surface winds from a polar orbiting satellite. *Proc. Inter. Symp. Electromagnetic Sensing of the Earth from Satellites*. Miami Beach, FL. 1966. P.R1-R28.
2. Moore R.K., Claassen J.P., Cook A.C., Fayman D.L., Holtzman J.C., Sobti A., Ulaby F.T., Young J.D., Hatcher N.M., Spencer W.J. Simultaneous active and passive microwave response of the Earth – the Skylab radar experiment. *Proc. 9th Int. Symp. on Rem. Sens. of Envir. Ann. Arbor, MI: University of Michigan*. 1974. P.189-217.
3. Stoffelen A.C.M., Anderson D.L.T. Scatterometer data interpretation: Measurement space and inversion. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 1997. V.14. P.1298-1313.
4. Hersbach H., Stoffelen A., de Haan, S. An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5. *J. Geoph. Res.* 2007. V.112. <https://doi.org/10.1029/2006jc003743>
5. Zhou X., Chong J.S., Yang X.F., Li W., Guo X.X. Ocean surface wind retrieval using SMAP L-band SAR. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 2017. V.10. P.65-74.
6. Isoguchi O., Shimada M. An L-Band Ocean Geophysical Model Function Derived From PALSAR. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 2009. V.47. №7. P.1925-1936. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2008.2010864>
7. Hwang P.A., Burrage D.M., Wang D.W., Wesson J.C. Ocean Surface Roughness Spectrum in High Wind Condition for Microwave Backscatter and Emission Computations. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2013. V.30. №9. P.2168-2188. <https://doi.org/10.1175/jtech-d-12-00239.1>
8. Zhou X., Chong J., Bi H., Yu X., Shi Y., Ye X. Directional spreading function of the gravity-capillary wave spectrum derived from radar observations. *Remote Sensing*. 2017. V.9. №4. P.361. <https://doi.org/10.3390/rs9040361>
9. Phillips O.M. Radar returns from the sea surface - Bragg scattering and breaking waves. *J. Physical Oceanography*. 1988. V.18. P.1063-1074. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1065:RRFTSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1065:RRFTSS>2.0.CO;2)

10. Hwang P.A., Fois F. Surface roughness and breaking wave properties retrieved from polarimetric microwave radar backscattering. *J. Geoph. Res: Oceans*. 2015. V.120. P.3640-3657. <https://doi.org/10.1002/2015JC010782>
11. Kudryavtsev V.N., Fan S., Zhang B., Mouche A.A., B. Chapron B. On quad-polarized SAR measurements of the ocean surface. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*. 2019. V.57. №11. P.8362-8370. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2019.2920750>
12. Zhang B., Zhao X., Perrie W., W.Kudryavtsev V. On quad-polarized SAR measurements of the ocean surface. *J. Geoph. Res: Oceans*. 2020. <https://doi.org/10.1029/2020JC016319>
13. Moore R.K., Pierson W.J. Measuring sea state and estimating surface winds from a polar orbiting satellite. *Proc. Inter. Symp. Electromagnetic Sensing of the Earth from Satellites*, Miami Beach, FL. 1966. P.R1-R28.
14. Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Смолов В.Е. О предельной точности скаттерометрического определения со спутника скорости ветра над океаном. *Исследование Земли из космоса*. 1987. №2. С.57-65.
15. Данилычев М.В., Кравченко В.Ф., Кутуза Б.Г., Чуриков Д.В. Спутниковые СВЧ радиометрические комплексы дистанционного зондирования Земли. Современное состояние и тенденции развития. *Физические основы приборостроения*. 2014. Т.3. №1. С.3-25.
16. Yueh S.H., Tang W., Fore A.G., Hayashi A.K., Song Y.T., Lagerloef G. Aquarius geophysical model function and combined active passive algorithm for ocean surface salinity and wind retrieval. *J. Geophys. Res. Oceans*. 2014. V.119. №8. P.5360-5379.
17. Kudryavtsev V.N., Hauser D., Caudal G., Chapron B.A. A semi-empirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1 Background model. *J. Geophys. Res*. 2003. V.108. P.8055.

18. Bass F.G., Braude S.Ya., Kalmykov A.I., Men A.V., Ostrovskii I.Y., Pustovoitenko V.V., Rozenberg A.D., Fuks I.M. Radar methods for the study of ocean waves (Radiooceanography). *Sov.Phys.Usp.* 1975. V.18 P.641-642. <https://doi.org/10.1070/PU1975v018n08ABEH004920>
19. Булатов М.Г., Раев М.Д., Скворцов Е.И. Встречные волны на поверхности моря (результаты натурального микроволнового эксперимента). *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2008. Т.5. №2. С.42-48.
20. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves. *Philos. Trans. Roy. Soc.* 1985. V.315. P.509-562.
21. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves. *J. Geophys. Res.* 1997. V.102. P.15781-15796.
22. Thompson D., Elfouhaily T., Chapron B. Polarization ratio for microwave backscattering from the ocean surface at low to moderate incidence angles. *Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings*. 1998. IGARSS '98. P.1671-1673. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1998.692411>
23. Zapevalov A., Pokazeev K., Chaplina T. Effect of long surface waves on the bragg scattering of microwave *Simulation of the Sea Surface for Remote Sensing*. Springer, Cham. 2021. P.97-115. https://doi.org/10.1007/978-3-030-58752-9_5
24. Valenzuela G. Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves. - A review. *Bound. Layer Meteorol.* 1978. V.13. №1-4. P.61-85.
25. Hwang P.A., Zhang B., Toporkov J.V., Perrie W. Comparison of composite Bragg theory and quad-polarization radar backscatter from RADARSAT-2: With applications to wave breaking and high wind retrieval. *J. Geoph. Res: Oceans*. 2010. V.115. <https://doi.org/10.1029/2009JC005995>
26. Басс Ф.Г., Фукс И.М. *Рассеяние волн на статистически неровной поверхности*. Москва, Наука. 1972. 424 с.
27. Wu S.T., Fung A.K. A noncoherent model for microwave emissions and backscattering from sea surface. *J. Geophys. Res.* 1972. V.77. №30. P.5917-5929.

28. Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М., Титов В.И., Баландина Г.Н. Измерение дисперсии наклонов водной поверхности радиолокационными методами: проверка алгоритмов. *Известия высших учебных заведений. Радиофизика*. 2008. Т.51. №5. С.399-412.
29. Aprausheva N.N., Sorokin S.V. Exact equation of the boundary of unimodal and bimodal domains of a two-component Gaussian mixture. *Pattern Recognition and Image Analysis*. 2013. V.23. №3 P.341-347.
30. Zapevalov A.S., Ratner Yu.B. Analytic model of the probability density of slopes of the sea surface. *Physical Oceanography*. 2003. V.13. №1. P.1-13. <https://doi.org/10.1023/A:1022444703787>
31. Cox C., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter. *J. Optical. Soc. America*. 1954. V.44. №11. P.838-850.
32. Yueh S.H., Tang W., Fore A.G., Neumann G., Hayashi A., Freedman A., Chaubell J., Lagerloef G.S.E. L-Band Passive and Active Microwave Geophysical Model Functions of Ocean Surface Winds and Applications to Aquarius Retrieval. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*. 2013. V.51. №9. P.4619-4632. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2013.2266915>
33. Longuet-Higgins, M.S. The statistical analysis of a random, moving surface. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 1957. V.249(966). P.321-387. <https://doi.org/10.1098/rsta.1957.0002>
34. Запевалов А.С. Распределение дисперсии уклонов морской поверхности по пространственным диапазонам, создающих их волн. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. [электронный журнал]. 2020. Т.17. №1. С.211-219. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-1-211-219>
35. Longuet-Higgins M.S., Cartwright D.E., Smith N.D. Observation of the directional spectrum of sea waves using the motions of the floating buoy. *Pro. Conf. Ocean Wave Spectra*. Englewood Cliffs. N. Y.: Prentice Hall, 1963. P.111-132.

36. Bréon F.M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions. *J. Geoph. Res.: Oceans*. 2006. V.111. №C06005. <https://doi.org/10.1029/2005JC003343>
37. Apel J.R. An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter. *J. Geoph. Research*. 1994. V.99. №C8. P.16269-16291.
38. Zapevalov A.S. Statistical characteristics of the moduli of slopes of the sea surface. *Physical Oceanography*. 2002. T.12. №1. P.24-31. <https://doi.org/10.1023/A:1014672614293>
39. Wu J. Mean square slopes of the wind-disturbed water surface, their magnitude, directionality, and composition. *Radio Sci*. 1990. V.25. P.37-48.

Для цитирования:

Запевалов А.С. Использование понятия геофизической модельной функции при интерпретации данных скаттерометра. *Журнал радиоэлектроники* [электронный журнал]. 2022. №5. <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2022.5.2>